

УДК 551.72

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДИАМИКТИТЫ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (КЫРГЫЗСТАН): ВОЗРАСТ, ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ, ИСТОЧНИКИ СНОСА

© 2023 г. Д. В. Алексеев^{1,2,*}, А. К. Худолей², С. Э. Дюфрэн³, А. В. Кушнарева²,
Н. В. Брянский^{4,5}, А. А. Каримов^{4,5}

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 27.04.2023 г.

Поступило 27.04.2023 г.

После доработки 15.05.2023 г.

Принято к публикации 16.05.2023 г.

С целью уточнения возраста и генезиса неопротерозойских диамиктитов Срединного Тянь-Шаня были изучены разрезы верхнего докембрия в Сандалашском, Таласском и Чаткальском хребтах. Результаты датирования обломочных цирконов показывают, что отложение диамиктитов происходило в криогении и эдиакарии. Диамиктиты в нижней части шорашуйской свиты представляют тиллиты, накапливавшиеся, по-видимому, в конце криогения в эпоху оледенения Марино (~640–635 млн лет). В верхней части шорашуйской свиты диамиктиты представляют отложения дебрисных и зерновых потоков, ассоциирующих с турбидитами, и имеют негляциальное происхождение; их возраст не древнее раннего эдиакария 616 ± 7 млн лет. Выклинивание шорашуйской свиты в северном направлении и преимущественно южные направления течений в турбидитах указывают, что область поднятий находилась севернее бассейна седиментации. Распределения возрастов обломочных цирконов в изученных образцах характеризуются крупными пиками в интервалах 700–800 и 1800–1900 млн лет и второстепенными пиками около 2400–2500 млн лет и практически идентичны распределениям возрастов в протерозойских отложениях Таримского кратона. Сопоставление изученных толщ с разрезами гор Куруктаг на северо-востоке Тарима позволяет предположить, что диамиктиты нижней части шорашуйской свиты являются аналогами тиллитов Терезкен, накапливавшихся в конце криогения, а склоновые фации верхней части разреза коррелируются с турбидитами свит Жамокти и Юккенгол раннего эдиакария.

Ключевые слова: обломочные цирконы, U–Pb-датирование, диамиктит, неопротерозой, Срединный Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S2686739723600819, **EDN:** IJPYMA

ВВЕДЕНИЕ

Диамиктиты представляют терригенные осадочные породы, сложенные глинистым или песчаным матриксом, в котором свободно плавают несортированные более крупные обломки, от мелкого гравия до валунов и глыб. К диамикти-

там могут относиться как различные ледниковые отложения (морены, продукты разноса плавающими льдами и др.), так и широкий спектр пород негляциального происхождения, включая отложения наземных и подводных дебрисных потоков, лахаров, оползней и олистостромов, а также, в ряде случаев, коры выветривания и импактиты [1]. Диамиктиты ледникового происхождения (тиллиты), накапливавшиеся в эпохи глобальных оледенений позднего докембрия, являются прекрасными маркерами для стратиграфической корреляции вследствие их широкого распространения на различных континентах [2]. Однако обоснование генезиса и возраста пород остается необходимым условием для корректного сопоставления разрезов, идентификации эпох оледенений и реконструкций бассейнов седиментации.

В центральной и восточной Азии неопротерозойские диамиктиты развиты на кратонах Тарим

¹Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

³Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, Canada

⁴Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

⁵Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

*E-mail: dvalexeev@mail.ru

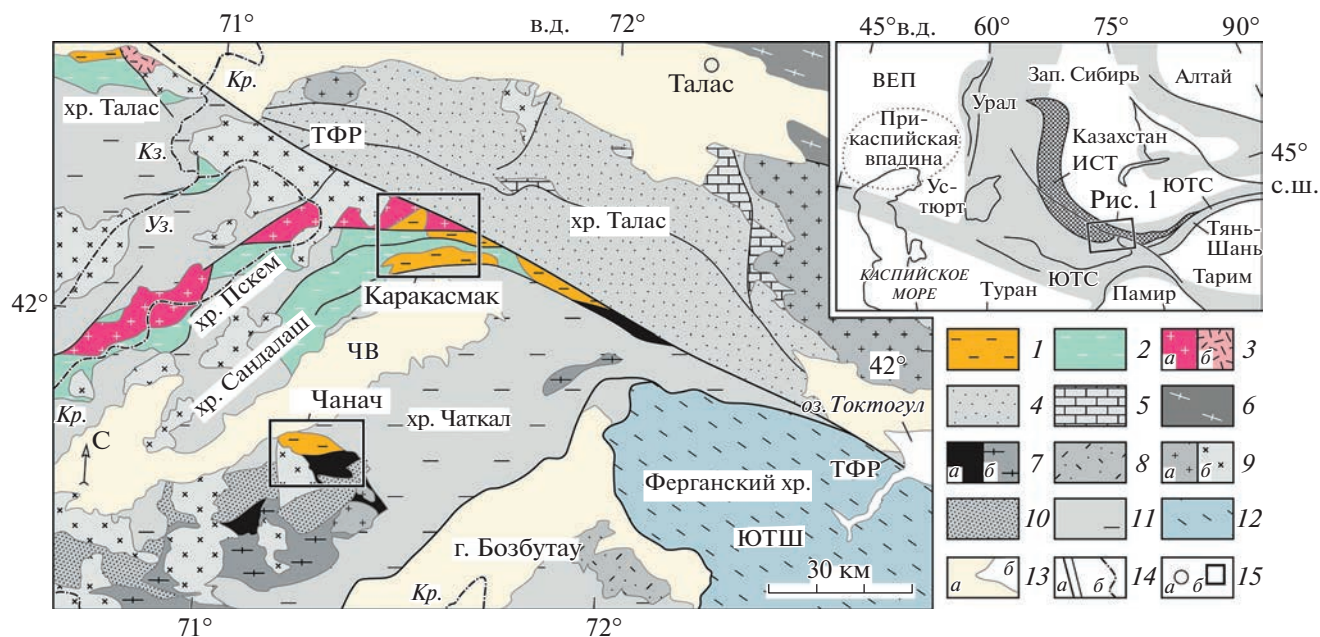


Рис. 1. Геологическая карта района работ по [8] с изменениями. 1–3 – Срединный Тянь-Шань: 1 – поздненеопротерозойские терригенные толщи, диамиктиты, 2 – кембрийские и ордовикские сланцы, карбонаты, кремни, песчаники, 3 – неопротерозойские граниты (а) и порфиroidы (б); 4–5 – Каратау-Таласская зона: 4 – раннепротерозойские терригенные толщи, 5 – кембрийские и ордовикские карбонаты; 6 – Северный Тянь-Шань, мезопротерозойские сланцы и гнейсы; 7 – кембрийско-ордовикский Каратерекский офиолитовый комплекс (а) и позднеордовикский Кассансайский метаморфический комплекс (б); 8 – средне-позднеордовикские вулканы Чаткальско-Атбашинской дуги; 9 – гранитоиды ордовика и силура (а) и девона, карбона и перми (б); 10 – силур; 11 – девон, карбон, пермь; 12 – Южный Тянь-Шань; 13 – мезозой и кайнозой (а), водоемы (б); 14 – разломы (а), государственная граница (б); 15 – города (а), изученные участки (б). На врезке – положение района работ в структуре Урало-Монгольского пояса. Сокращения: ЧВ – Чаткальская впадина, ЮТШ – Южный Тянь-Шань, ТФР – Таласо-Ферганский разлом, Кр. – Кыргызстан, Кз. – Казахстан, Уз. – Узбекистан, ИСТ – Ишим-Срединно-Тянь-Шаньский микроконтинент; ЮТС – Южно-Тянь-Шаньская сугура, ВЕП – Восточно-Европейская платформа.

и Янцзы, а также на юге Сибирского кратона и в ряде докембрийских континентальных блоков Центрально-Азиатского Складчатого Пояса (ЦАСП) [2, 3]. В Ишим–Срединно-Тянь-Шанском микроконтиненте (ИСТ) в западной части ЦАСП (рис. 1, врезка) диамиктиты прослеживаются на расстоянии около 2000 км от гор Улутау в Центральном Казахстане до бассейна р. Сарыджаз в восточной Киргизии [4, 5], однако, несмотря на значительную протяженность толщ, оценки их возраста проводились лишь в единичных пересечениях [6, 7]. С целью уточнения возраста, генезиса и стратиграфической позиции диамиктитов Срединного Тянь-Шаня нами были изучены разрезы неопротерозоя в горном обрамлении Чаткальской впадины – в Сандалашском, Таласском и Чаткальском хребтах (рис. 1).

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В изученном районе диамиктиты развиты в разрезах шорашуйской свиты [9]. В северной части района, в бассейне р. Каракасмек (рис. 1), выделяются разрезы двух типов. В северной полосе выходов, в приводораздельной части Сандалаш-

ского и Таласского хребтов, разрезы характеризуются сокращенной мощностью. Основание разреза слагают граниты бешторского комплекса, для которых ранее была получена оценка U–Pb (SHRIMP)-возраста 815 ± 6 млн лет [10]. На гранитах с размывом и базальными конгломератами лежат терригенные отложения, субщелочные и щелочные вулканы различного состава и туфы мурсашской свиты (~100 м), сменяющиеся вверх по разрезу диамиктитами (~20 м) и турбидитами шорашуйской свиты (рис. 2–1) [4, 11].

Южнее – в среднем течении р. Каракасмек и прилегающих долинах, разрезы докембрия имеют большую мощность. Основание разреза здесь не вскрыто. В нижней части разреза обнажаются песчаники и сланцы с горизонтами гравелитов и конгломератов, выделяемые как узунбулакская свита [9]. В ее верхней части присутствуют пачки турбидитов. Общая мощность свиты составляет более 500 м [4] (рис. 2–2). Выше согласно лежат диамиктиты нижней подсвиты шорашуйской свиты, иногда выделяемые как самостоятельная аяктерекская свита. Диамиктиты представляют массивные, темно-серые и черные, преимуще-

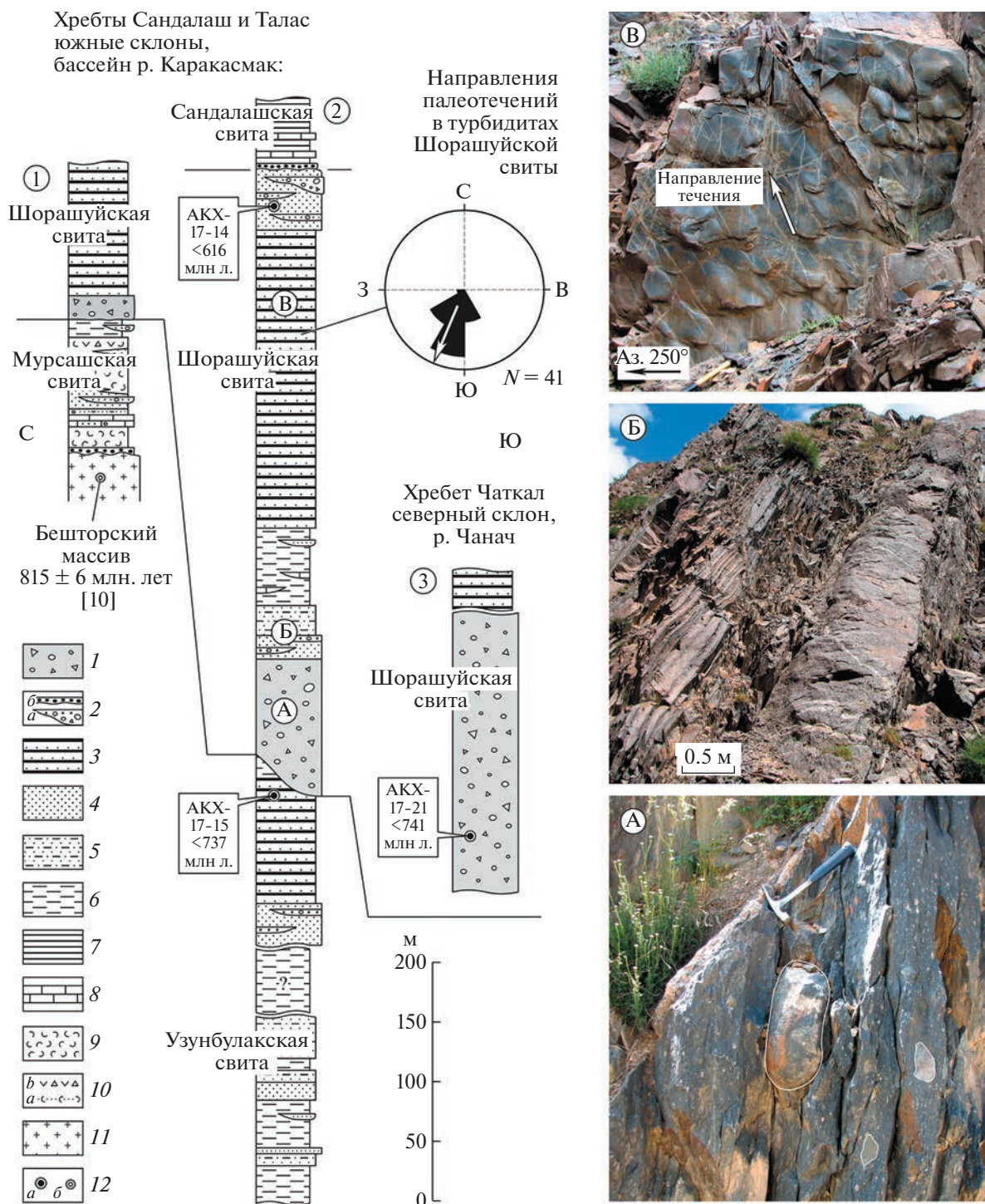


Рис. 2. Строение разрезов верхнего протерозоя в изученном районе (с использованием данных [4]). 1 – диамиктиты с обломками ледникового происхождения – тиллиты; 2 – пудинговые конгломераты – отложения дебрисных потоков (а) и флювиальные конгломераты (б); 3 – турбидиты; 4 – песчаники; 5 – песчаники и алевролиты; 6 – алевролиты, аргиллиты; 7 – углистые и кремнистые сланцы; 8 – известняки; 9 – туфы; 10 – а) туфопесчаники, б) лавобрекчии; 11 – граниты бешторского комплекса; 12 – датированные образцы: а) данная статья, б) по данным других исследователей. Фотографии обнажений шорашуйской свиты на р. Каракасмак: А) диамиктиты с крупными валунами в нижней части свиты, Б) зерновые потоки и турбидиты в средней части разреза и В) подошвенные знаки – слепки борозд размыва в турбидитах верхней части свиты. Буквы в кружках обозначают положение фотографий на колонке 2.

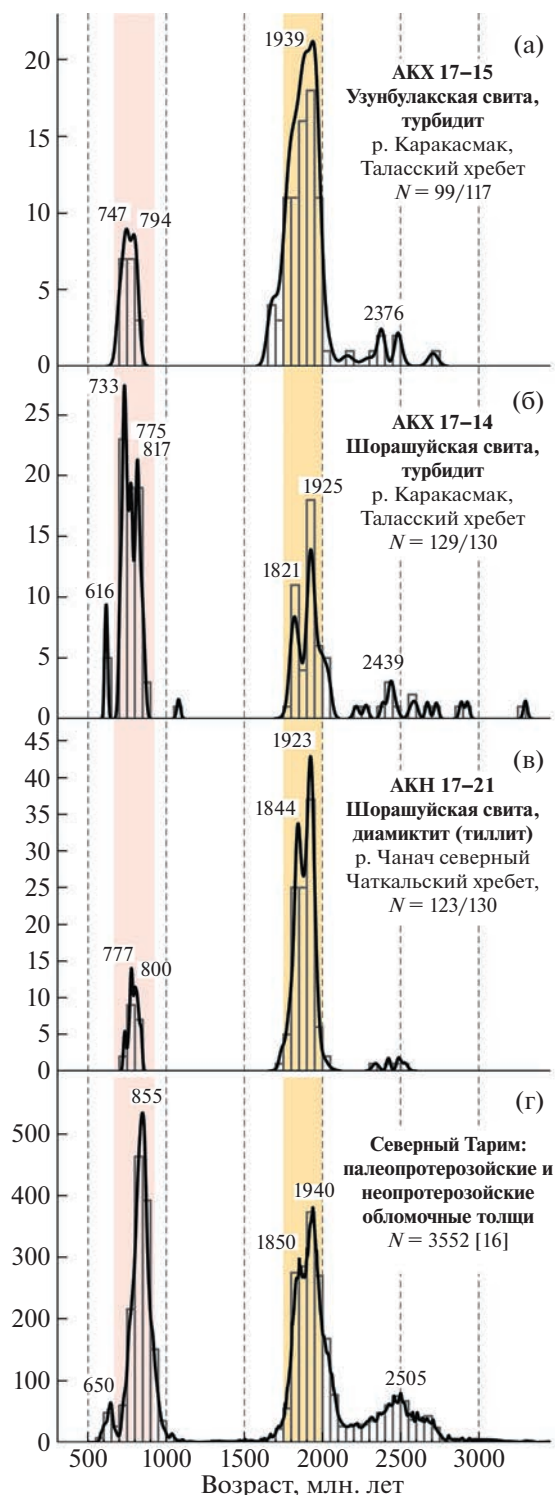


Рис. 3. Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов обломочных цирконов в породах (а) узунбулакской и (б, в) шорашуйской свит Среднего Тянь-Шаня (эта статья), и (г) в протерозойских толщах северного Тарима [16]. Числами обозначены возрасты максимумов, рассчитанные в программе Age Pick. N — число анализов, вынесенных на диаграмму, и общее число датированных зерен в образце.

ственно мелкообломочные пудинговые конгломераты, содержащие единичные валуны и глыбы размером до 0.5–1.5 м (рис. 2 а). Они слагают однородные пачки, варьирующие по мощности от 10–20 до 300 м, реже — линзовидные тела, чередующиеся с песчаниками. В гальках преобладают гранитоиды, гнейсы, песчаники и карбонатные породы. Описаны обломки клиновидной и утюгообразной формы со штриховкой на гранях, характерные для ледниковых отложений [4].

Верхняя часть шорашуйской свиты сложена турбидитами общей мощностью более 500–600 м. В турбидитах характерны градиционная слоистость, последовательности Боума с подразделениями А-В, А-В-С и А-С, и эрозионные основания ритмов с многочисленными подошвенными знаками — следами борозд размыва (рис. 2 в). Отмечаются мощные пласты массивных и градиционно-слоистых песчаников и линзы пудинговых конгломератов, представляющие отложения зерновых и дебрисных потоков соответственно. Пудинговые конгломераты содержат редкую, как правило, хорошо окатанную гальку и единичные валуны размером до 30–40 см. Угловатые обломки с ледниковой штриховкой на этом уровне не встречаются.

Верхняя граница свиты проводится в основании карбонатов, кремнистых и углеродистых сланцев вышележащей сандалашской свиты, содержащей фаунистические остатки нижнего кембрия [9]. Маломощный пласт мелкогалечного флювиального конгломерата, локально развитый в основании сандалашской свиты, свидетельствует о стратиграфическом перерыве между шорашуйской и сандалашской свитами. В северо-западном направлении шорашуйская свита выклинивается, и в Пскемском хребте (рис. 1) сандалашская свита ложится на вулканиты, сопоставимые с породами мурсашской свиты [4].

В южной части района — на северных склонах хр. Чаткал в долине р. Чанач (рис. 1), породы шорашуйской свиты слагают тектонический блок, граничащий на севере с конгломератами и песчаниками неопределенного возраста и на юге — с породами кембрийско-ордовикского офиолитового массива Каратерек [12]. Диамиктиты представлены мелкообломочными пудинговыми конгломератами с относительно редкой галькой и единичными валунами, рассеянными в матриксе черного массивного алевро-аргиллита. Мощность толщи диамиктитов составляет несколько сотен метров, но не может быть точно измерена из-за деформаций, рассланцевания, и отсутствия слоистости. Как и в районе р. Каракасмак, верхи разреза шорашуйской свиты сложены турбидитами [4] (рис. 2–3).

Ранее полученные геохронологические данные позволяют оценить максимальный возраст

шорашуйской свиты как ~815 млн лет по возрасту нижележащих гранитов [10] и наиболее молодых обломочных цирконов, датированных в нижней части разреза свиты [7]. Минимальный возраст свиты определяется залеганием на ней фаунистически охарактеризованных пород нижнего кембрия [9].

МАТЕРИАЛ, МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Для изучения обломочных цирконов с целью обоснования возраста диамиктитов было отобрано три образца, из них два в долине р. Каракасмак и один — в долине р. Чанач (рис. 1). В долине р. Каракасмак, образец АКХ-17-15 ($42^{\circ}08'09.6''$ с.ш. $71^{\circ}33'11.4''$ в.д.) отобран в кровле узунбулакской свиты непосредственно ниже диамиктитов и образец АКХ-17-14 ($42^{\circ}09'00.2''$ с.ш. $71^{\circ}32'00.7''$ в.д.) отобран в верхних горизонтах шорашуйской свиты. Оба образца представляют средне-крупнозернистые полимиктовые песчаники из турбидитовых ритмов (рис. 2-2). Образец АКХ-17-21 ($41^{\circ}46'44.3''$ с.ш. $71^{\circ}17'43.5''$ в.д.), отобранный в долине р. Чанач, представляет массивный, мелко-среднезернистый песчаник из матрикса мелкообломочного диамиктита в нижней части шорашуйской свиты (рис. 2-3).

Обработка образцов и выделение цирконов проводились в ИГГД РАН по стандартной методике с применением тяжелых жидкостей. U—Pb-датирование цирконов выполнено методом LA-ICP-MS. Цирконы из образцов АКХ-17-14 и АКХ-17-21 датированы в Канадском центре изотопного микроанализа в университете штата Альберта (Эдмонтон, Канада) на масс-спектрометре ICAP-Q с лазером New Wave UP-213. Цирконы из образца АКХ-17-15 датированы в ЦКП “Геодинамика и геохронология” Института земной коры СО РАН (Иркутск) с использованием масс-спектрометра Agilent 7900 с эксимерным лазером Analyte Excite. В образцах АКХ-17-14 и АКХ-17-21 было датировано по 130 зерен и в образце АКХ-17-15 датировано 117 зерен. В дальнейшем анализе и при построении диаграмм рассматривались только результаты с дискордантностью менее 10% и не требующие поправок на обыкновенный свинец. Значения возраста рассчитывались по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для цирконов с возрастaми более и менее 1 млрд лет соответственно. Результаты датирования представлены на диаграммах плотности вероятности (Probability Density Plots — PDP) (рис. 3 а, б, в), где также обозначены возраста всех статистически значимых максимумов, рассчитанных в программе AgePick [13] и образованных тремя и более зернами. Максимальный возраст седиментации (maximum depositional age — MDA) оценивался по возрасту наиболее молодого пика и среднему значе-

нию возрастов наиболее молодых зерен, перекрывающихся в пределах ошибки 2σ [14].

В образце АКХ-17-15 из кровли узунбулакской свиты, возрасты 99 зерен, вынесенные на диаграмму (рис. 3 а), варьируют от 701 ± 40 до 2707 ± 63 млн лет и образуют три группы: 1) ранне-неопротерозойскую 701–823 млн лет (17 зерен) с пиками на 747 и 794 млн лет, 2) позднепалеопротерозойскую 1661–2040 млн лет (75 зерен) с доминирующим пиком на 1939 млн лет и 3) раннепалеопротерозойскую 2303–2385 млн лет (3 зерна) с пиком на 2376 млн лет. Единичные зерна, не входящие в группы, имеют возрасты 2159, 2481, 2493 и 2707 млн лет. Возраст наиболее молодого пика и средний возраст наиболее молодых зерен совпадают в пределах погрешности и составляют около 747 и 736 ± 16 млн лет соответственно.

В образце АКХ-17-14 из верхней части шорашуйской свиты возрасты 129 зерен, вынесенные на диаграмму (рис. 3 б), варьируют от 609 ± 13 до 3298 ± 25 млн лет и образуют четыре группы: 1) эдиакарскую 609–623 млн лет (5 зерен) с пиком на 616 млн лет, 2) ранне-неопротерозойскую 703–864 млн лет (64 зерна) с пиками на 733, 775 и 817 млн лет, 3) позднепалеопротерозойскую 1794–2044 млн лет (45 зерен) с пиками на 1821 и 1925 млн лет и 4) архей-палеопротерозойскую 2386–2597 млн лет (7 зерен) с пиком на 2439 млн лет. Помимо этих групп, единичные зерна имеют возрасты 1080, 2216, 2279, 2671, 2728, 2889, 2927 и 3298 млн лет. Возраст наиболее молодого пика и средний возраст наиболее молодых зерен, совпадающие в данном случае, определяют максимальный возраст седиментации как ранний эдиакарий 616 ± 7 млн лет.

В образце АКХ-17-21 из матрикса диамиктита в нижней части шорашуйской свиты, возрасты 123 зерен варьируют от 731 ± 14 до 2525 ± 40 млн лет и образуют две группы: 1) ранне-неопротерозойскую 731–841 млн лет (18 зерен) с пиками на 777 и 800 млн лет и 2) позднепалеопротерозойскую 1736–2019 млн лет (101 зерно) с пиками на 1844 и 1923 млн лет. Также четыре зерна имеют возрасты 2339, 2422, 2486 и 2525 млн лет (рис. 3 в). Средний возраст трех наиболее молодых зерен составляет 741 ± 32 млн лет и возраст наиболее молодого пика 777 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ

Широкое развитие турбидитов в разрезах, вмещающих диамиктиты в изученном районе (рис. 2-2), указывает на склоновые обстановки седиментации. В нижней части шорашуйской свиты диамиктиты содержат обломки клиновидной и утлогообразной формы с характерной штриховкой на гранях, свидетельствующей об их лед-

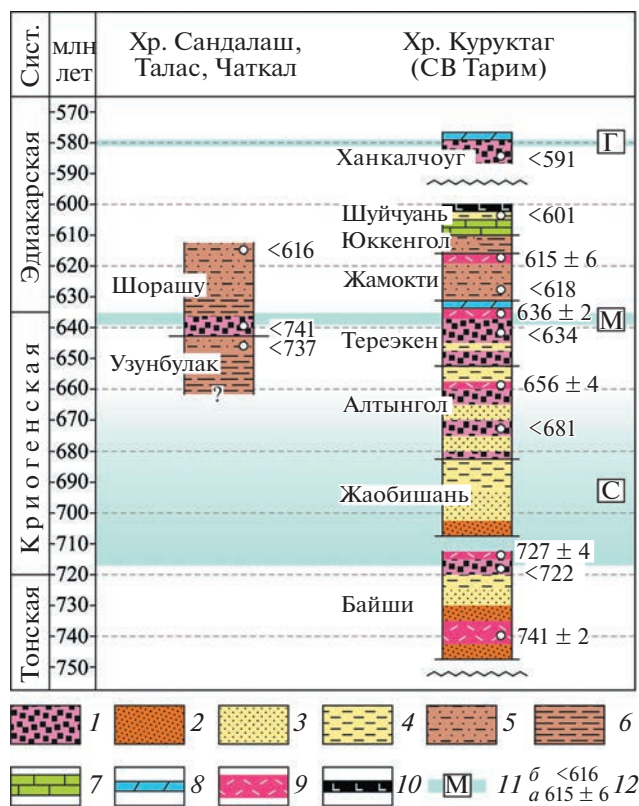


Рис. 4. Корреляция разрезов верхнего протерозоя Срединного Тянь-Шаня и хребта Куруктаг на северо-востоке Тарима. 1 – диамиктиты; 2 – континентальные обломочные фации; 3–4 – мелководно-морские фации: 3 – песчаники, 4 – алевролиты и аргиллиты; 5–6 – глубоководные фации: 5 – песчаники и алевролиты, турбидиты, 6 – алевролиты и аргиллиты; 7 – известняки; 8 – доломиты (cap dolomite); 9 – эффузивы смешанного состава; 10 – базальты; 11 – эпохи оледенений: С – Стерт (Sturtian), М – Марино (Marinoan), Г – Гаскье (Gaskiers); 12 – U–Pb-оценки возрастов по цирконам: а) вулканических пород и б) осадочных пород. Разрез неопротерозойских отложений хр. Куруктаг по [16, 17, 19, 20].

никового происхождения [4]. Практически полное отсутствие стратификации и значительная мощность пачек, достигающая первых сотен метров, предполагают, что эти отложения, по крайней мере отчасти, могут представлять донные или краевые ледниковые морены, накапливавшиеся в субаквальных условиях. Однако близкие по составу отложения могут формироваться также дебрисными потоками, переотлагавшими обломочный материал ледникового происхождения [1, 15]. С учетом преобладания склоновых фаций в изученных разрезах, второй вариант интерпретации представляется более вероятным. В верхней части шорашуйской свиты (обр. АКХ 17–14) диамиктиты представляют типичные отложения гравитационного массопереноса – дебрисные потоки, локализуемые в отчетливо стратифициро-

ванном турбидитовом разрезе. Данные в пользу их ледникового происхождения отсутствуют.

Уменьшение мощности шорашуйской свиты в северном направлении до полного выклинивания в Пскемском хребте (рис. 1) [4] предполагает, что осадочный бассейн граничил на севере с областью поднятий. О региональном уклоне к югу свидетельствуют также индикаторы течений в турбидитах, указывающие на транспортировку обломочного материала в южном направлении (средний азимут ЮЮЗ $\sim 200^\circ$, диаграмма рис. 2). Область размыва могла находиться в пределах Срединного Тянь-Шаня к северу от Пскемского хребта (рис. 1). Также она могла включать Каратау-Таласскую зону, где отложения криогения и эдиакария отсутствуют, а породы верхнего эдиакария и кембрия трансгрессивно перекрывают отложения тония [16].

Результаты датирования обломочных цирконов показывают, что тиллиты в нижней части шорашуйской свиты имеют возраст не древнее 740 млн лет (обр. АКХ-17-15, АКХ-17-21), а возраст турбидитов в верхней части свиты (обр. АКХ-17-14) не древнее раннего эдиакария 616 ± 7 млн лет (рис. 3). Высокие скорости седиментации, характерные для склоновых отложений, предполагают, что накопление турбидитов мощностью ~ 500 –600 м, слагающих верхнюю часть свиты, могло произойти за время от первых миллионов до 10–20 млн лет. В этом случае возраст тиллитов, в основании свиты, может отвечать концу криогения и эпохе Мариноанского оледенения ~ 640 –635 млн лет.

Распределения возрастов обломочных цирконов в изученных образцах имеют одинаковые основные пики около 700–800 и 1800–1900 млн лет (рис. 3 а, б, в), что свидетельствует о едином источнике обломочного материала. Несколько различающиеся количественные соотношения неопротерозойских и палеопротерозойских цирконов в разных образцах могут отражать как локальные вариации в источнике сноса, так и смешивание разновозрастных зерен в различных пропорциях в процессе транспортировки. Характерной чертой полученных возрастных спектров является практически полное отсутствие датировок в интервале ~ 900 –1600 млн лет. Это фиксирует отсутствие магматизма в области размыва на протяжении всего мезопротерозоя и, в частности, указывает на отсутствие сноса с орогенов гренвилльского возраста, где магматические комплексы с возрастными ~ 1000 –1300 млн лет имеют широкое распространение.

Практически идентичные распределения возрастов обломочных цирконов наблюдаются в неопротерозойских отложениях Каратау-Таласской зоны (рис. 1), хр. Большой Каратау и Байконурского синклинали, находящихся севернее района работ, а также в северном Тариме (рис. 3 г) и

северо-западных областях кратона Янцзы [16]. Значительное сходство геологической истории предполагает, что перечисленные области и Срединный Тянь-Шань в позднем докембрии представляли единый континентальный массив. Отложения криогения и эдиакария накапливались в крупных линейных прогибах, возможно, имевших рифтогенную природу [16]. Сравнение изученных толщ с отложениями верхнего докембрия гор Куруктаг на северо-востоке Тарима [17, 18] показывает, что ледниковые отложения нижней части шорашуйской свиты, по-видимому, являются аналогами тиллитов Терезкен (Tereeken), накапливавшихся в эпоху мариноанского оледенения, а склоновые фации верхней части разреза коррелируются с турбидитами свит Жамокти (Zhamokti) и Юккенгол (Yukkengol) раннего эдиакария [17, 19] (рис. 4).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.К. Рыбину — директору и сотрудникам ИС РАН в г. Бишкеке за содействие в организации полевых исследований в Тянь-Шане.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счет средств РНФ проект № 23-27-00126.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Eyles N., Lazorek M. Glacigenic lithofacies sediments in glaciated landscapes // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier, 2014. P. 1–12.
2. Чумаков Н.М. Оледенения Земли. История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. Труды ГИН, Вып. 611. Москва: Геос, 2015. 160 с.
3. Precambrian Geology of China. Zhai M.G. (ed.). Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 2015. 390 p.
4. Королев В.Г., Максумова Р.А. Докембрийские тиллиты и тиллоиды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. 189 с.
5. Degtyarev K.E., Yakubchuk A.S., Tretyakov A.A., Kotov A.B., Kovach V.P. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and the Tien Shan: An Overview // Gondwana Res. 2017. V. 47. P. 44–75.
6. Каныгина Н.А., Летникова Е.Ф., Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Жимулев Ф.И., Прошенкин А.И. Первые результаты изучения обломочных циклонов из позднедокембрийских грубообломочных толщ Улутауского массива (Центральный Казахстан) // ДАН. 2018. Т. 483. № 1. С. 74–77.
7. Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V., Jeffreys T., Khudoley A.K., Wong J., Geng H., Shu L., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A.V., Kiselev V.V., Yang J., Selmann R. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // Gondwana Res. 2014. V. 26. № 3–4. P. 957–974.
8. Геологическая карта Киргизской ССР, масштаб 1:500000. Игембердиев С.А. (ред.). Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
9. Джэнчураева А.В., Захаров И.Л., Жуков Ю.В., Гетман О.Ф., Максумова Р.А., Неевин А.В., Ногаева Л.П., Риненберг Р.Е. Стратифицированные образования Кыргызстана. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2015. 338 с.
10. Konopelko D., Klemm R., Petrov S.V., Apayarov F., Nazaraliev B., Vokueva O., Scherstén A., Sergeev S. Precambrian gold mineralization at Djamgyr in the Kyrgyz Tien Shan: Tectonic and metallogenic implications // Ore Geology Reviews. 2017. V. 86. P. 537–547.
11. Сагындыков К.С. Строение и состав мурсашской и джетымской серий Срединного Тянь-Шаня // Изв. АН. Кирг. ССР. 1976. № 1. С. 23–29.
12. Hegner E., Alexeiev D.V., Messling N., Tolmacheva T.Yu., Willbold M. Cambrian-Ordovician mid-ocean ridge magmatism in the Kyrgyz Middle Tianshan and origin of the Karaterek ophiolite // Lithos. 2022. V. 410–411. P. 106576.
13. Gehrels G. Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities / Busby C., Azor A. (eds.). Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Chapter 2. Blackwell Publishing, 2012. P. 47–62.
14. Dickinson W.R., Gehrels G.E. Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 288. P. 115–125.
15. Middleton G.V., Hampton M.A. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition / Middleton G.V., Bouma A.H. (eds.). Turbidites and Deep-Water Sedimentation. SEPM Pacific Section Short Course, Anaheim, CA, 1973. P. 1–38.
16. Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane S.A., Glorie S., Vishnevskaya I.A., Semiletkin S.A., Letnikova E.F. Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyy Karatau Range (South Kazakhstan): depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // Gondwana Res. 2023. V. 119. P. 313–340.
17. Ren R., Guan S.W., Zhang S.C., Wu L., Zhang H.Y. How did the peripheral subduction drive the Rodinia breakup: Constraints from the Neoproterozoic tectonic process in the northern Tarim Craton // Precambrian Res. 2020. V. 339. P. 105612.
18. Zhu G.Y., Chen Z.Y., Chen W.Y., Yan H.H., Zhang P.H. Revisiting to the Neoproterozoic tectonic evolution of the Tarim Block, NW China // Precambrian Res. 2021. V. 352. P. 106013.
19. Xu B., Xiao S.H., Zou H.B., Chen Y., Li Z.X., Song B., Liu D.Y., Zhou C.M., Yuan X.L. SHRIMP zircon U–Pb age constraints on Neoproterozoic Qurugtagh diamictites in NW China // Precambrian Res. 2009. V. 168. P. 247–258.
20. He J.W., Zhu W.B., Ge R.F. New age constraints on Neoproterozoic diamictites in Kuruktag, NW China and Precambrian crustal evolution of the Tarim Craton // Precambrian Res. 2014. V. 241. P. 44–60.

NEOPROTEROZOIC DIAMICTITES OF THE MIDDLE TIANSHAN, KYRGYZSTAN: AGE, DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS AND PROVENANCE

D. V. Alexeiev^{a,b,#}, A. K. Khudoley^b, S. A. DuFrane^c, A. V. Kushnareva^b,
N. V. Bryanskiy^{d,e}, and A. A. Karimov^{d,e}

^a*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation*

^c*Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, Canada*

^d*Institute of the Earth's Crust Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

^e*A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: dvalexeiev@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev April 27, 2023

With the aim to improve our understanding of the age and genesis of the Neoproterozoic diamictites of the Middle Tianshan of Kyrgyzstan, we studied the late Precambrian strata of the Sandalash, Talas and Chatkal Ranges. The results of detrital zircon dating indicate that diamictites were deposited in the Cryogenian and Ediacaran. Diamictites in the lower part of the Shorashu Formation comprise tillites and were likely deposited during the Marino glaciation ca 640–635 Ma. Diamictites in the upper part of the Shorashu Formation represent debris flows and grain flows associated with turbidites and, apparently, have non-glacial origin; their age is not older than the early Ediacaran 616 ± 7 Ma. The pinching out of the Shorashu Formation to the north and the predominantly southerly directions of sediment transport in turbidites indicate that a non-depositional uplift located north of the basin. The distributions of detrital zircon ages in the studied samples are characterized by large peaks at 0.7–0.8 and 1.8–1.9 Ga and small peaks at ca 2.4–2.5 Ga and are almost identical to the age distributions in the Proterozoic sediments of the Tarim Craton. Comparison of the studied strata with key sections of the Kuruktag Range in the NE Tarim suggests that the diamictites of the lower part of the Shorashu Formation are analogues of late Cryogenian Tereeken tillites, and the slope facies of the upper part of the section are analogues of the early Ediacaran turbidites of the Zhamokti and Yukkengol Formations.

Keywords: detrital zircons, U-Pb dating, diamictite, Neoproterozoic, Middle Tianshan