

УДК 551

ДИАМИКТИТЫ (ТИЛЛОИДЫ) В РАЗРЕЗАХ ДОКЕМБРИЯ И ПАЛЕОЗОЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

© 2025 г. А. Г. Шевкунов*

Кумтор Голд Компани, ул. Ибраимова, 24, Бишкек, 720031 Кыргызстан

*e-mail: anatoly_shevkunov@mail.ru

Поступила в редакцию 01.12.2024 г.

После доработки 06.02.2025 г.

Принята к публикации 19.02.2025 г.

В статье публикуется новая информация о строении разрезов верхнего докембрия восточной части Срединного Тянь-Шаня, содержащих горизонты диамиктитов (тиллоидов). В объеме джетымтской серии венда обосновывается выделение двух латеральных типов разреза – джетымтауского и акшийрякского. Для первого типа характерно присутствие в разрезе пород, содержащих железо-оксидные соединения (железистых кварцитов, гематитовых сланцев). Для второго типа маркирующим является наличие черносланцевых горизонтов с пиритовой минерализацией. При этом оба типа разреза содержат два уровня развития диамиктитов – джетымтауский и байконурский. Приведены данные, указывающие на распространение в пределах восточной части Срединного Тянь-Шаня ранее неизвестного, до-джетымтауского горизонта диамиктитов в составе верхнерифейской толщи Боорду. Эта толща сопоставляется со свитой Байиси, слагающей основание серии Куругтаг в северо-западном Китае. Кроме того, выделен уровень палеозойских диамиктитов в Куйлю-Сарыджазской части Срединного Тянь-Шаня.

Ключевые слова: Ишим-Нарынская зона, Нарынский сегмент, Срединный Тянь-Шань, стратиграфия, поздний докембрий, джетымтская серия, толща Боорду, палеозой, тиллоиды, диамиктиты
DOI: 10.31857/S0024497X25050068, **EDN:** VNMPJS

Характерной особенностью разрезов докембрия Тянь-Шаня и других горных систем является присутствие в них маркирующих горизонтов конгломерато-сланцев, которые разными авторами описываются как тиллиты, тиллоиды, тиллитоподобные конгломераты, спарагмиты, диамиктиты. Термины “тиллит”, “тиллоид” или “тиллитоподобный конгломерат”, до сих пор традиционно применяемые, предполагает ледниковое происхождение первоначальных осадков. Г.Ф. Лунгерсгаузен и Б.М. Келлер [1963], Е.И. Зубцов [1972], Н.М. Чумаков [1978, 2009, 2015] и другие рассматривают тиллитоподобные породы как морские или континентальные ледниковые отложения.

Другими исследователями ледниковое происхождение конгломерато-сланцев ставится под сомнение. Дж. Кроуэлл [1968] считает, что подобные образования могли быть сформированы как подводными грязевыми потоками или оползнями, так и ледниками. По его мнению,

свидетельства в пользу оледенения не доказательны и требуют тщательного исследования, а галечные аргиллиты скорее свидетельствуют о существовании горного рельефа, чем о ледниковой обстановке. Формирование подобных конгломерато-сланцев связывается с образованием комплекса турбидитов: породы, сложенные тонкозернистыми осадками с включениями обломков разнородных пород, образуются в результате подводных оползней, грязевых потоков, других гравитационных течений.

По мнению Ю.А. Зайцева и Т.Н. Херасковой [1979], тиллоиды Байконурского синклиория, несомненно, являются морскими образованиями, связанными с заложением грабенообразных прогибов. Об этом свидетельствуют присутствие среди пород отложений донных течений типа контуритов и ритмитов, наличие хемогенного карбоната в отдельных пачках и слоях в составе толщи, налегание на тиллоиды без признаков несогласия углисто-кремнистых пород

карбонатно-фтанитовой формации. А.А. Красильщиков [1967] предполагал ведущую роль тектонических движений в образовании конгломерато-сланцев. Он пришел к выводу, что с позиции “ледниковой” гипотезы трудно объяснить присутствие хемогенного карбоната в цементе конгломерато-сланцев и что их образование происходило скорее в зоне теплого, чем холодного климата.

Термин “диамиктиты” сейчас применяется в более широком смысле, чем образования, связанные с ледниковыми событиями, хотя и включает последние. Многие диамиктиты имеют неледниковое происхождение. Более того, в последнее время выделяется ряд фациальных разновидностей ледниковых образований, включающих континентальные, эпиконтинентальные и периконтинентальные формации [Чумаков, 2015]; накопление диамиктитов и сопутствующих осадков происходило на континентах и в морских условиях – прибрежных зонах шельфа, рифтах, на континентальном склоне и подножии. Для установления природы диамиктитов, помимо детальных полевых наблюдений и изучения разрезов, весомую роль играют определения геохронологического возраста образования диамиктитов и сопутствующих пород разреза, а также хемотратиграфические исследования и региональные корреляции, позволяющие установить общие закономерности и условия формирования первичных осадков с диамиктитами.

В настоящей публикации дано описание всего разнообразия диамиктитов, встреченных в разрезах докембрия и палеозоя восточной части Срединного Тянь-Шаня. Основной задачей проведенных исследований было изучение особенностей проявления диамиктитов и их характеристика по базовым разрезам на месторождении Кумтор, а также региональная корреляция этих разрезов с разрезами на сопредельных территориях.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ ДИАМИКТИТОВ В КАЗАХСТАНЕ И КИРГИЗИИ

Разрезы докембрия с тиллоидами известны на всем протяжении Ишим-Нарынской структурно-формационной зоны. Эта зона входит в состав Центрально-Азиатского орогенного пояса, являясь одной из наиболее крупных структур в западной части Казахстанского орогена и на Тянь-Шане [Бекжанов и др., 2000; Коробкин, 2011]. В виде большой дуги зона протягивается (рис. 1) от южного обрамления Кокчетавского

массива (Джаркаинагацкий сегмент) к югу, в западное обрамление Улугтауского массива (Байконурский сегмент), и далее – в Большой Каратау (Каратауский сегмент). В пределах Тянь-Шаня она прослеживается в Пскемско-Сандалашском хребте (Чаткальский сегмент) и, далее, в составе Нарынского сегмента, известного более как Срединный Тянь-Шань, простираясь от хребта Кокиримтау на западе до хребта Сарыджаз на востоке в субширотном направлении. Общая протяженность Ишим-Нарынской зоны в пределах Казахстана и Кыргызстана составляет более 2000 км.

В пределах Казахстанского орогена докембрийские тиллоиды детально описаны в составе улугтауской серии пород венда [Хераскова, 1986; Бекжанов и др., 2000; Hambrey et al., 2011]. При переходе в структуру Тянь-Шаня – Чаткальский сегмент Ишим-Нарынской зоны – сохраняются общие региональные особенности разрезов с тиллоидами, но локально меняются мощности подразделений и их внутреннее наполнение [Королев, Максумова, 1984; Максумова, 1992]. В Пскемском и Сандалашском хребтах, в пределах Кыргызстана, тиллоитоподобные конгломераты установлены в составе каракасмакской серии венда [Королев, Максумова, 1984]: это тиллоиды корумторской (70–100 м) и аяктерекской (до 65 м) свит, тиллоиды в разрезе шорашуйской свиты (130–500 м). Диамиктиты в нижней части шорашуйской свиты представляют тиллиты [Алексеев и др., 2023], накапливавшиеся 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 [Алексеев и др., 2023], с возрастом не древнее раннего эдиакария (616 ± 7 млн лет).

Восточнее Таласо-Ферганского разлома, в Нарынском сегменте Ишим-Нарынской зоны (рис. 2), все известные проявления тиллоидов описаны в составе джетымской серии. В настоящее время весь объем джетымской серии, состоящей из джетымтауской, джакболотской и байконурской свит, официально отнесен к венду на основании региональных стратиграфических корреляций [Келлер, 1963; Стратифицированные ..., 2015]. В пределах разреза джетымской серии выделено два основных уровня тиллоитоподобных конгломератов [Королев, Максумова, 1984; Чумаков, 2009], разделенные довольно мощным интервалом тонкозернистых терригенных и карбонатно-терригенных пород. Верхний

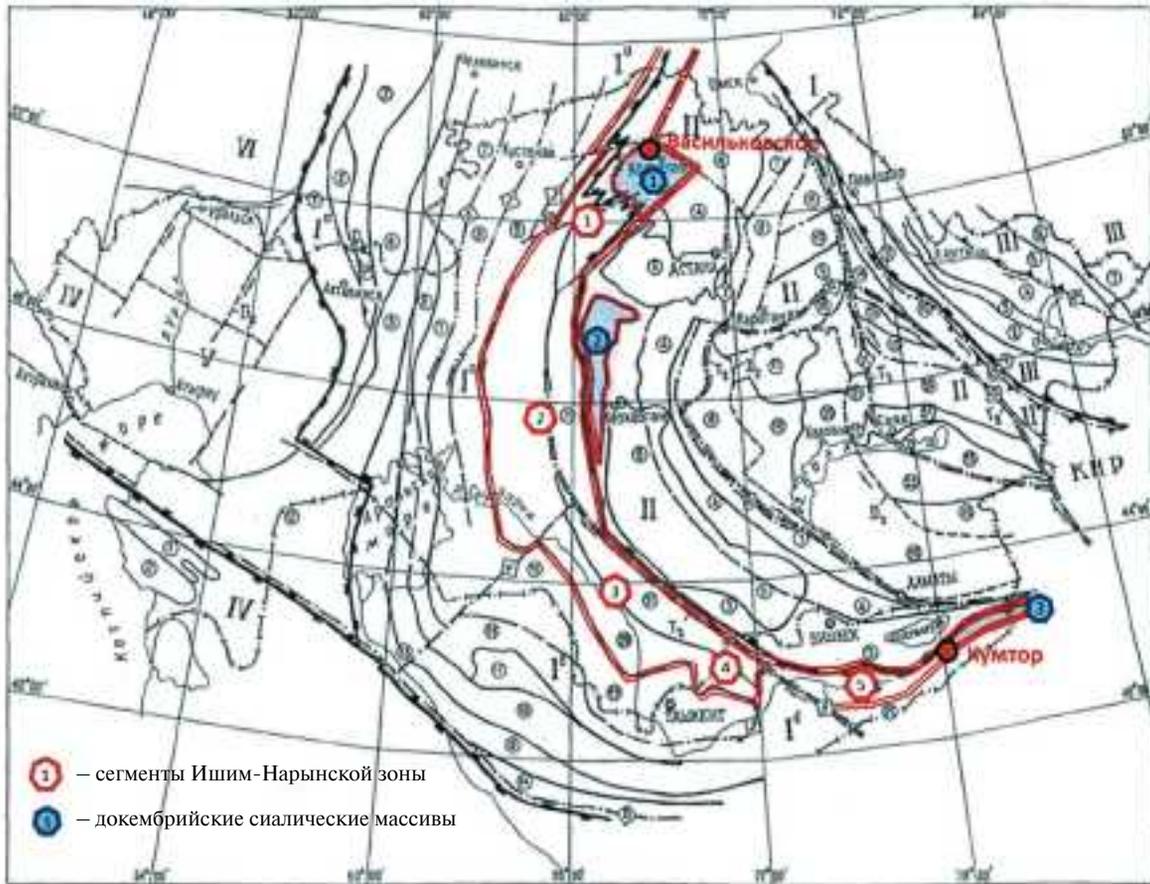


Рис. 1. Схема тектонического районирования палеозоид Казахстана ([Бекжанов и др., 2000] с дополнениями). Красной линией ограничена Ишим-Нарынская тектоническая зона, являющаяся сутурной зоной Кыргызско-Казахского континента.

Сегменты Ишим-Нарынской зоны: 1 – Джаркаинагачский, 2 – Байконурский, 3 – Каратауский, 4 – Чаткальский, 5 – Нарынский; докембрийские сиалические массивы: 1 – Кокчетавский, 2 – Улытауский, 3 – Куйлю-Сарыджазский.

уровень тиллоидов выделен в объеме байконурской свиты, слагающей верхи джетымской серии. Нижний уровень тиллоидов приурочен к джетымтауской свите – к основанию разреза серии. Они выделены здесь как тиллоиды Айрансу, тиллоиды Арчалы и др. [Королев, Максумова, 1984].

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ДИАМИКТИТЫ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ КУМТОР

На месторождении Кумтор докембрийские толщи с диамиктитами составляют большую часть сложной складчато-надвиговой рудовмещающей структуры [Шевкунов и др., 2023]. В сводной тектоно-стратиграфической колонке на месторождении тектонический блок самых древних пород, представленных гнейсами, мраморами архея(?)–нижнего протерозоя и гранитоидами

среднего протерозоя, находится в самом верху разреза. Они по надвигу граничат с нижележащим тектоническим блоком метаморфизованных отложений и интрузивных пород позднего рифея. Верхнерифейские породы перекрывают по надвигу блок венд-нижнепалеозойских осадочно-метаморфических пород. Последние являются рудовмещающими на месторождении и надвинуты, в свою очередь, по альпийскому надвигу на нижнекаменноугольные породы и красноцветные отложения палеогена-неогена.

В юго-восточной части месторождения Кумтор (хр. Акшийряк), в верховьях ледника Давыдова по правому борту, В.Н. Богдецким с соавторами [1981] описан фрагмент разреза базальной части джетымтауской свиты: на поверхности кашкасуйских метааркозов (R_3) с размывом залегает прослой базальных конгломерато-сланцев (15 м), галька которых представлена нижележащими породами. Подобный разрез наблюдался

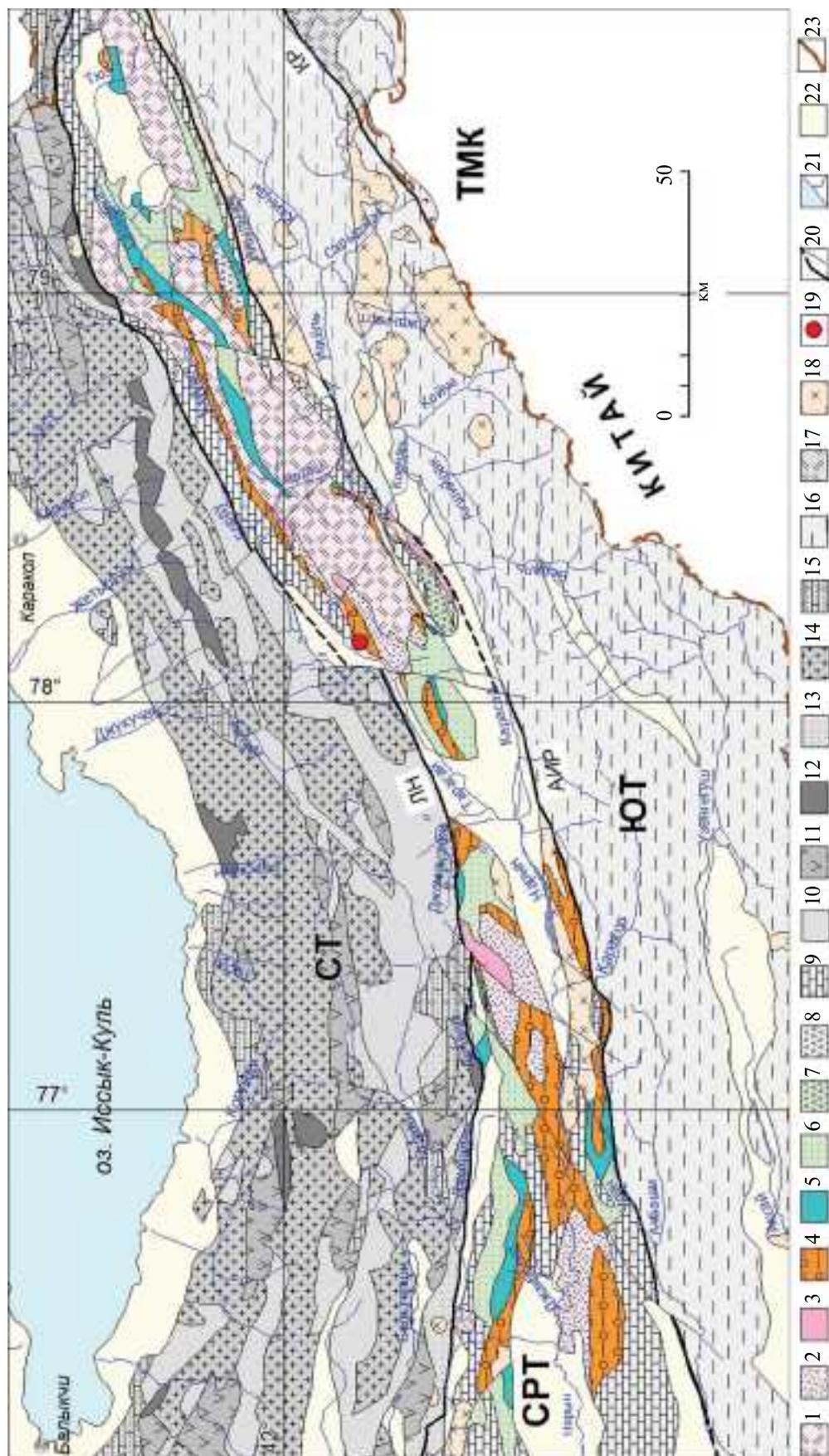


Рис. 2. Схематическая геологическая карта восточной части кыргызского Тянь-Шаня — на базе “Геологической карты Кыргызской республики М 1 : 500000 (2008)”. 1–9 — Срединный Тянь-Шань: 1 — комплекс пород древнего Куйлю-Сарылжазского массива (гнейсы, гранитоиды АР(?)–PR₂), 2 — метавулканииты и метааркозы позднего рифея (свита Большого Нарына и др.), 3 — толща Боорду, 4 — джетымская серия венда с диамикритами, 5 — углистые породы шортгорской серии нижнего палеозоя, 6 — терригенные толщи ордовика, 7 — вулканииты и граувакки ордовика, 8 — вулканииты верхнего девона — нижнего карбона, 9 — терригенные и карбонатные толщи девона, карбона и перми; 10–15 — Северный Тянь-Шань: 10 — докембрий и нижний палеозой, 11 — вулканииты нижнего палеозоя, 12 — офиолиты Киргизско-Терсейской зоны, 13 — терригенные толщи ордовика, 14 — гранитоиды кембрия, ордовика и силура, 15 — позднепалеозойские гранитоиды; 16 — Южный Тянь-Шань: 16 — Южный Тянь-Шань; 17 — позднепротерозойские толщи окраины Тарима; 18 — позднепалеозойские гранитоиды; 19 — толща девона, карбона и перми; 20 — разломы основных; 21 — озера и реки; 22 — кайнозойские отложения; 23 — граница.

Сокращения: СТ — Срединный Тянь-Шань, СРТ — Северный Тянь-Шань, АИР — Южный Тянь-Шань, ЮТ — Южный Тянь-Шань, ТМК — Таримский микроконтинент; ЛН — линия Николаева, АИР — Атбаш-Иньчакский разлом, КР — Килчакский разлом.

нами и восточнее, по левому борту ледника Лысый (рис. 3). Здесь вдоль левого борта ледника прослеживается нормальный стратиграфический трансгрессивный контакт джетымтауской свиты и комплекса древних пород рифея: на размытой поверхности метавулканитов и метааркозов рифея полого залегают тиллоиды с галькой нижележащих пород. В направлении к север-северо-западу, на интервале ~500 м, этот контакт испытывает опрокидывание с образованием лежащей мега-антиклинали в структуре висячего бока месторождения Кумтор.

Фрагмент нижней части разреза джетымтауской свиты пересечен поисковой скважиной D1387 в юго-восточной части Центрального участка месторождения (рис. 4). По разрезу скважины здесь установлен трансгрессивный ряд литотипов в слоях пород, находящихся в опрокинутом залегании — от диамиктитов с валунами и галькой подстилающих пород (гранитоидов, метааркозов, метавулканитов) до псаммитовых филлитов и карбонат-филлитовых ритмитов. Матрикс диамиктитов представлен кварц-серицит-хлоритовым материалом, содержащим



Рис. 3. На левом борту ледника Лысый — стратиграфический контакт джетымтауской свиты и подстилающего комплекса древних пород рифея, вид с правого борта ледника, на юго-запад (а); б, в — конгломерато-сланцы джетымтауской свиты из обнажений по левому борту ледника Лысый (б) на месторождении Кумтор и на участке Акбель (в) в юго-западной части хр. Акшийряк.

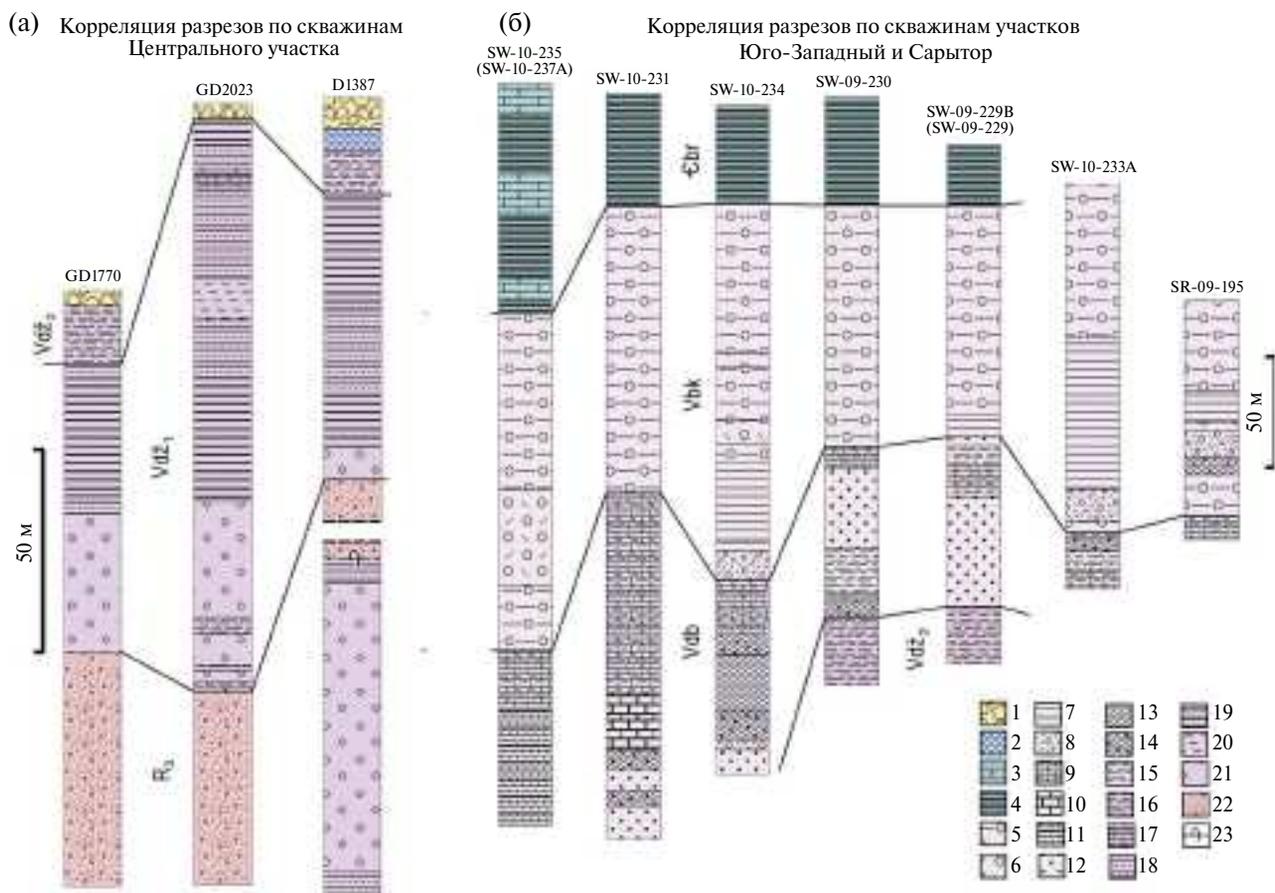


Рис. 4. Корреляция разрезов джетымской серии по материалам документации керна некоторых скважин, пробуренных на Центральном участке (а), участках Юго-Западный и Сарытор (б) месторождения Кумтор (2009–2018 гг.). 1 – отвалы; 2 – ледник; 3, 4 – беркутская свита кембрия (Сбр): 3 – карбонатно-терригенные породы, 4 – углисто-глинистые сланцы; 5–8 – байконурская свита венда (Vbk): 5 – диамиктиты с гальками и линзами доломита, 6 – диамиктиты с гальками известняков, 7 – ритмы доломит-филлитовые, 8 – диамиктиты углеродистые с галькой гранитоидов, метариолитов и др.; 9–15 – джакболотская свита (Vdb): 9 – ритмы известняково-филлитовые, 10 – ритмы углеродисто-карбонат-филлитовые с пиритом, 11 – углистые “микрокварциты”, 12 – углистые филлиты с пиритом, 13 – “серебристые” филлиты, 14 – “серебристые” филлиты с пиритом, 15 – серые филлиты; 16–21 – джетымтауская свита (Vdž₁, Vdž₂): 16 – филлиты полосчатые, 17 – филлиты известково-доломитистые, 18 – терригенные ритмы, 19 – углистые филлиты с пиритом, 20 – углеродистые филлиты, 21 – диамиктиты нижние с гальками и валунами гранитоидов, метариолитов, метааркозов; 22 – рифейские метааркозы, метариолиты (R₃); 23 – опрокинутое залегание пород.

заметные количества ильменита, рутила-лейкоксена, сфена и других аксессуариев. Мощность диамиктитов по разрезу скважины составляет 72 м, на интервале глубин с 225 по 297 м. Далее в них начинают появляться прослои (от 1 до 4 м) полосчатых темно-зеленовато-серых хлорит-серицитовых филлитов, переслаивающихся с карбонатно-кварц-полевошпатовыми мелкозернистыми метапесчаниками. Размер гальки уменьшается вплоть до появления гравелито-сланцев. Общая мощность этой пачки составляет 11.5 м.

Далее, с глубины 308.5 м, это уже полностью филлитовая толща в опрокинутом залегании. Наблюдается ритмичное переслаивание углеродсодержащих кварц-серицит-хлоритовых филлитов

с доломит-известковистыми кварц-полевошпатовыми метапесчаниками с варьирующим содержанием составляющих компонентов. Эта пачка выделена как терригенно-филлитовые ритмы. С глубины 380 м цвет филлитов становится темно-серым до черного – здесь они значительно чаще бывают обогащены С_{орг}. На глубине 515 м появляются прослои (от 0.2 до 4 м) филлитов с син-, диагенетическим пиритом. Прослойки метапесчаников отмечаются реже – преобладают неравномерно полосчатые и линзовидно-полосчатые темно-серые филлиты.

На интервале 539–541 м встречены мало-мощные прослои известняковой конглобрекции с неопределимыми остатками известковых

водорослей. Далее, вниз по керну, прослойки карбонатных метапесчаников исчезают, и в разрезе преобладают разно-полосчатые кварц-хлорит-серицитовые, карбонат-кварц-хлорит-серицитовые, в разной степени углеродсодержащие, филлиты. Таким образом, мощность интервала пачки терригенно-филлитовых ритмов составляет около 240 м.

Стратиграфический контакт нижних диамиктитов джетымтауской свиты с породами рифея пересечен также в юго-восточной части Центрального участка месторождения скважинами геотехнического бурения GD2023 и GD1770 (см. рис. 4). В этих скважинах наблюдается нормальный разрез нижней части джетымтауской свиты (Vdž₁), с мощностью нижних диамиктитов от 30 до 50 м. Диамиктиты сменяются вверх по разрезу чередованием пачек углистых филлитов и терригенных ритмов, с мощностью отдельных пачек от 10 до 40 м. Общая мощность этих пачек колеблется, по разным скважинам, от 50 до 110 м и более. Выше наблюдаются фрагменты монотонного разреза полосчатых филлитов верхней части джетымтауской свиты (Vdž₂).

Подобные нижние диамиктиты встречаются в обнажениях и на других участках месторождения (см. рис. 3). На северо-западных склонах хр. Акшийряк нижние диамиктиты достоверно установлены только в пределах вышеупомянутых разрезов висячего бока структуры месторождения Кумтор. По сравнению с разрезами джетымтауской свиты в хр. Джетым-Тоо, горизонты тиллоидов имеют здесь явно меньшие мощности, при преобладании в составе свиты полосчатых филлитов и углеродистых пород.

Фрагменты разрезов с нижними диамиктитами мы наблюдали также вдоль южного склона хр. Акшийряк: по правому борту верховьев р. Карасай, на водоразделе р. Ирташ и р. Коенды, и вдоль левого борта руч. Курга-Тепчи (рис. 5). Сланцевый матрикс диамиктитов здесь содержит псаммитовые частицы кварца и полевых шпатов, гальку, валуны интрузивных пород, кварцитов и метавулканитов протерозоя. Вверх по разрезу они сменяются обычно филлитами и карбонатно-филлитовыми породами. Залегают конгломерато-сланцы на размытой поверхности гранитоидов сарыджазского комплекса (PR₂?), метааркозах и метавулканитах рифея. Местами это несортированные валунно-глыбовые отложения (см. рис. 5а), наиболее близкие по внешнему облику к тому, что называется ледниковыми отложениями – тиллитами.

Ко второму уровню конгломерато-сланцев в составе джетымской серии – т.н. “верхним тиллитам”, отнесены диамиктиты байконурской свиты (рис. 6). Они выделены как региональный поздневендский байконурский ледниковый горизонт, прослеживающийся от восточных пределов Кыргызстана (хр. Сарыджаз) до хребта Малый Каратау в Казахстане [Чумаков, 2009]. Характерными его региональными признаками являются небольшая мощность разреза (50–200 м), преобладание в составе обломков валунов и галек доломитов, залегание непосредственно под фаунистически охарактеризованным горизонтом черных сланцев кембрия-ордовика (см. рис. 4, рис. 7).

Особенности строения разреза диамиктитов байконурской свиты, ее взаимоотношения с выше- и нижележащими стратиграфическими



Рис. 5. Тиллитоподобные глыбовые конгломераты джетымтауской свиты по правобережью р. Ирташ в верховьях руч. Курга-Тепчи (а) и тиллитоподобные конгломераты (б) на водоразделе руч. Курга-Тепчи и р. Коенды (южный склон хр. Акшийряк).

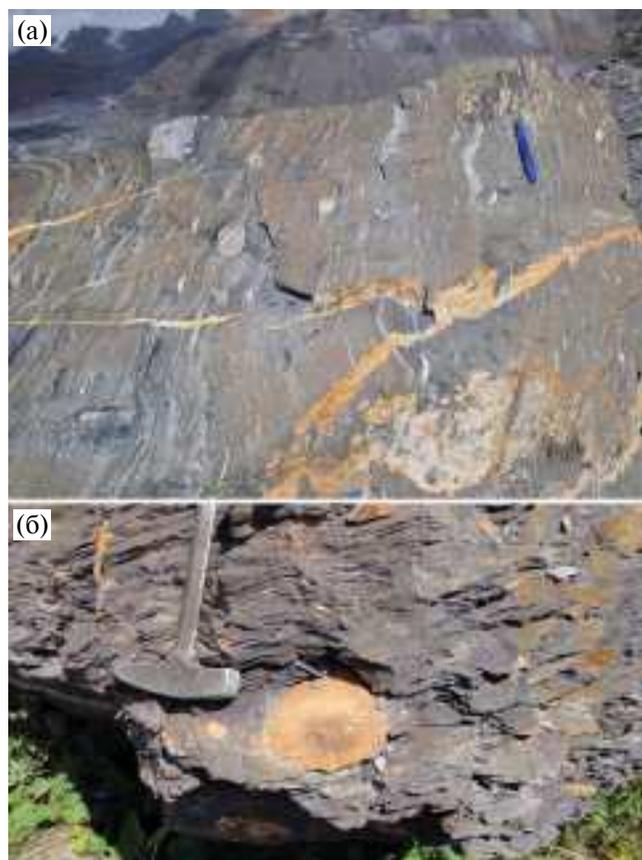


Рис. 6. Диамиктиты байконурской свиты со слабо-углеродистым матриксом в обнажениях на месторождении Кумтор (а) и диамиктиты байконурской свиты с “железистым” матриксом (б) в обнажениях правого борта р. Моло (Куйлю-Сарыджаз).

подразделения рассмотрены по материалам изучения керна поисково-разведочных скважин, пробуренных в структуре месторождения Кумтор. На схеме корреляции разрезов рудовмещающих отложений месторождения (см. рис. 4) хорошо различаются три основных стратиграфических подразделения с устойчивыми наборами литотипов пород, соответствующие беркутской, байконурской и джакболотской свитам. Нижняя половина джетымской серии – джетымтауская свита – наблюдается фрагментарно в нижних частях изученных разрезов. Представлена она однообразными полосчатыми филлитами (Vdž₂).

Самые верхние части изученных разрезов сложены черными углистыми слюдисто-глинистыми сланцами, с матовым блеском, сильно “запесоченными”. По составу и положению в разрезе они соответствуют беркутской свите кембрия–ордовика, относящейся в региональной схеме к шорторской серии [Стратифицированные ..., 2015]. Мощность горизонта углистых сланцев в разрезах

более 104 м. Среди них встречаются линзы перекристаллизованных доломитов, мощностью до 1.5 м, горизонты-линзы известняково-сланцевых ритмитов и конглобрекчий, мощностью до 11.5 м (по скв. SW-10-235). Черные сланцы беркутской свиты залегают на диамиктитах байконурской свиты. Контакт с диамиктитами согласный в керне всех скважин, фиксируется обычно по смене окраски, появлению линз и гальки доломитов. На изученных нами разрезах мощность байконурской свиты колеблется от 108 до 153 м (см. рис. 4).

Строение разреза пород байконурской свиты на месторождении Кумтор неоднородное. Для разрезов с максимальными мощностями (по скв. SW-10-234, SW-10-235), в основном сложены “доломитовыми” диамиктитами, характерно присутствие и других разновидностей этого типа пород. В отдельных разрезах (скв. SW-10-235, SW-10-237А, SW-10-234) присутствуют пачки (мощностью до 45 м) диамиктитов с преобладанием галек и линзочек известняков; в других (скв. SW-10-234, SW-10-233А, SR-09-195) – пачки (до 20 м) диамиктитов с темно-серым матриксом углеродистых филлитов и преобладанием галек магматических пород (гранитоидов, метариолитов и др.). В некоторых разрезах среди байконурских диамиктитов были встречены интервалы с редко рассеянной галькой, а сами филлиты насыщены здесь прослойками доломитов. Эта разновидность пород выделена как доломит-филлитовые ритмиты, которые часто замещают диамиктиты по простираанию или слагают отдельные пачки в нижней части разрезов (по скв. SW-10-233А, SW-10-234, SW-09-229В, SR-09-195).

В керне скважин SR-09-195, SW-10-233А, SW-10-234 серые диамиктиты сменяются вниз по разрезу пачкой углистых филлитов (17–30 м) с син-, диагенетическим пиритом. На контакте с углистой пачкой наблюдаются линзообразные тела диамиктитов с матриксом углеродистых филлитов. В приконтактной части сами углистые филлиты содержат прослойки мелкозернистых песчаников, обломки пород гравийной размерности, редкие гальки чужеродных пород, а также маломощные линзы диамиктитов. Эта пачка углистых пород также включена в состав байконурской свиты.

Байконурские диамиктиты залегают на серых полосчатых известняково-филлитовых ритмитах (см. рис. 4). В этой части разреза известняковые прослойки мощностью от нескольких миллиметров до 1 см (реже более) ритмично переслаиваются с филлитами. Контакт между диамиктитами

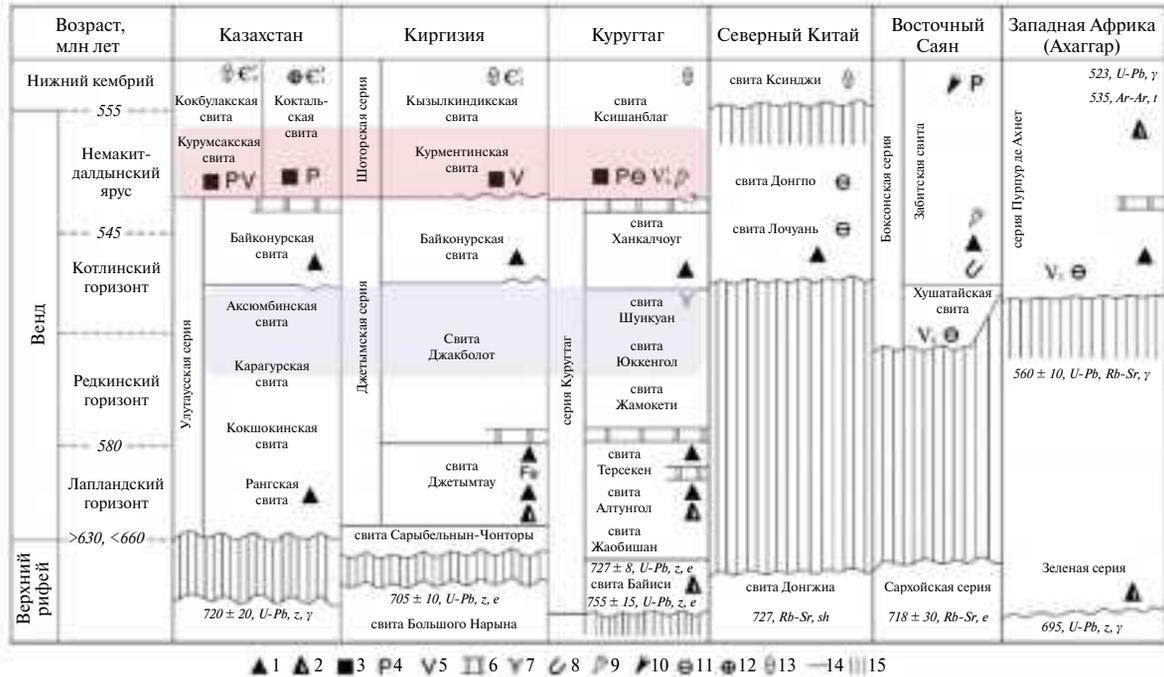


Рис. 7. Схема корреляции разрезов верхнего протерозоя–нижнего палеозоя Казахстана, Киргизии и Китая [Чумаков, 2009].

Цветом показаны уровни черносланцевых пород – джакболотского и кембрийского.

1 – ледниковые отложения, 2 – диамиктиты, 3 – кремни и кремнисто-углистые сланцы, 4 – фосфориты и фосфатные породы, 5 – ванадиеносные горизонты, 6 – кэп-доломиты, 7 – Vendotaenia, 8 – Cloudina, 9 – немакит-далдыньские фоссилии, 10 – томмотские фоссилии, 11 – вендские микрофоссилии, 12 – кембрийские микрофоссилии, 13 – трилобиты, 14 – размывы, 15 – отсутствие осадков.

и известняково-филлитовыми ритмитами согласный, резкий, иногда со следами локальных размывов (скв. SW-09-230). Местами у контакта сначала наблюдается резкое уменьшение в диамиктитах количества и размерности галек, и ниже диамиктиты сменяются полосчатыми зеленовато-серыми филлитами (скв. SW-09-229B); еще ниже в полосчатых филлитах появляются прослойки бело-серых известняков.

Появление известняково-филлитовых ритмитов маркирует границу между байконурской и нижележащей джакболотской свитами. Мощность пачки известняково-филлитовых ритмитов колеблется, по разным разрезам, от 10 до 90 м. В составе джакболотской свиты на Кумторе выделяется также пачка углистых пород, подстилающих известняково-филлитовые ритмиты, и пачка “серебристых” филлитов (см. рис. 4). Углистые породы представлены, большей частью, углистыми филлитами, насыщенными в разной степени вкрапленностью, линзовидными и пластовыми выделениями син-, диагенетического пирита (скв. SW-09-229B, SW-09-230); реже – это пачки углистых карбонат-филлитовых ритмитов или темно-серых известняков с прослойками углистых

филлитов и пиритом (скв. SW-10-231), доломиты или углистые “микрокварциты” (скв. SW-10-235). Содержание углистого вещества, представленного в основном антраксолитом, составляет в углистых разностях пород от 1 до 10% [Богдецкий и др., 1981; Асаналиев и др., 1986]. Мощность пачки углистых филлитов составляет от 10 до 50 м.

“Серебристые” филлиты подстилают пачку углистых пород, либо замещают ее по простиранию (скв. SW-10-234). Это светло-зеленовато-серые полосчатые филлиты, существенно кварц-серицитовые или доломит-кварц-серицитовые, часто содержащие вкрапленность, линзовидные прослойки, нодулы, крупные желваки и “колбасы” син-, диагенетического пирита. Из-за преобладания в составе этих филлитов серицита на поверхности выветривания они имеют специфический серебристый оттенок. Мощность таких филлитов, по изученным разрезам, колеблется от 3 до 47 м (см. рис. 4).

Общая мощность разреза джакболотской свиты составляет от 70 до 150 м. Состав и строение разреза джакболотской свиты (набор пачек и литотипов) отличаются высоким разнообразием,

что может свидетельствовать о резкой смене фациальных обстановок осадкообразования во времени и по латерали (устойчивых лишь на небольших территориях) и во времени. Разрез джакболотской свиты отличается от “классического” стратотипа [Королев и др., 1984] наличием пачек углистых пород, что было отмечено уже ранее предшественниками [Жуков, 1965; Богдецкий и др., 1981].

Породы джакболотской свиты постепенно либо резко сменяются вниз по разрезу разно-полосчатыми зеленовато-серыми и темно-серыми хлорит-карбонат-кварц-серицитовыми филлитами. На изученных разрезах (см. рис. 4) наблюдаются только фрагменты верхней части этой самой мощной, судя по распространенности в керне других скважин, части рудовмещающей толщи. Она отнесена к верхней части джетымтауской свиты (Vdž₂) и слабо изучена на месторождении.

Таким образом, можно констатировать, что преобладающая часть разреза пород венда джетымской серии хр. Акшийряк в районе месторождения Кумтор представлена разнообразными филлитами джетымтауской свиты (Vdž), карбонат-филлитовыми ритмитами и углистыми филлитами джакболотской свиты (Vdb), верхними диамиктитами байконурской свиты (Vbk). Лишь фрагментарно наблюдаются нижние диамиктиты (Vdž₁) джетымтауской свиты.

ТИПЫ РАЗРЕЗОВ ДОКЕМБРИЙСКИХ ДИАМИКТИТОВ ДЖЕТЫМСКОЙ СЕРИИ

Джетымтауский и Акшийрякский типы разрезов джетымской серии

Разрезы пород джетымской серии отличаются пестротой и невыдержанностью фациального состава в пределах Срединного Тянь-Шаня [Жуков, 1965; Асаналиев, Турдукеев, 1983]. Геологическое доизучение территории хр. Акшийряк после открытия месторождения Кумтор позволило выделить в составе джетымской серии Нарынского сегмента, по крайней мере, два латеральных типа разреза: Джетымтауский и Акшийрякский. Джетымтауский тип разреза получил широкое развитие в пределах южной половины хр. Джетым-Тоо и на северных склонах хр. Нарынтоо, детально описан [Джолдошев и др., 1960; Королев и др., 1984; Сагындыков и др., 1984; Миколайчук и др., 2020] и является “классическим”. Характерными его чертами являются большие мощности (до 1000 м и более), алевро-псаммитовый матрикс тиллоидов, присутствие в разрезе горизонтов

пестроцветных пород, насыщенных железо-оксидными соединениями, и наличие железорудных горизонтов: железистых кварцитов среди нижних тиллоидов, гематитовых сланцев на джакболотском и байконурском уровнях (см. рис. 6). Вендский возраст пород джетымской серии в пределах хр. Джетым-Тоо определен по присутствию в песчаниках джетымтауской свиты обломочных цирконов с возрастом 629 млн лет [Rojas-Agramonte et al., 2014].

Акшийрякский тип разреза – черносланцевый. На фоне той же последовательности свит он характеризуется сокращенными их мощностями, отсутствием, либо убогим развитием железо-оксидных соединений в составе пород, и широким развитием вместо них горизонтов углистых пород, насыщенных пиритом. Черносланцевый тип разреза преобладает в хр. Акшийряк, в верховьях р. Арчалы – по северным отрогам хр. Джетым-Тоо, в бассейнах верховьев рек Куйлю и Сарыджаз. Переходные разрезы джетымской серии с совмещением оксидно-железистых и черносланцевых типов пород наблюдаются в восточной части хр. Джетым-Тоо – в верховьях урочищ Туя-Айрек и Узунбулак и в других местах.

В пределах хр. Акшийряк и восточнее, в Куйлю-Сарыджазской части Срединного Тянь-Шаня, взаимоотношения между разными типами разреза джетымской серии тектонические. По левобережью и правобережью р. Куйлю, как и на Кумторе (на участке Муздусуу), встречаются тектонически сближенные фрагменты разнотипных разрезов джетымской серии пород, в виде конгломерато-сланцев и углистых филлитов Акшийрякского типа разреза и пестроцветных конгломерато-сланцев Джетымтауского типа разреза. Они слагают здесь, в структуре Срединного Тянь-Шаня, вперемежку с древними гранитоидами сарыджазского комплекса, совокупность тектонических блоков, дуплекс-структур и надвиговых чешуй, маркирующих полосу мощной зоны сдвига среднепалеозойского возраста вдоль линии Николаева.

Петрохимический состав пород разных типов разреза джетымской серии

Сравнение данных по петрохимическому составу пород разных типов разреза и значений петрохимических модулей показало существенное различие почти по всем компонентам. Идентичным оказался лишь уровень средних содержаний и дисперсий CaO и Fe₂O₃ (табл. 1). С востока (от Кумтора) на запад, по разрезам, в джетымтауской свите происходит постепенное уменьшение

Таблица 1. Петрохимический состав некоторых типов пород джетымской серии венда и основные статистические характеристики

| Типы пород | <i>n</i> | Ст. | SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | FeO | TiO ₂ | MnO | Al ₂ O ₃ | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | SO ₃ |
|--|----------|--------|------------------|--------------------------------|--------------|------------------|--------------|--------------------------------|--------------|--------------|------------------|-------------------|-----------------|
| Углистые филлиты джакболотской свиты (Vdb), месторождение Кумтор, хр. Акшийряк | 22 | С ' | 49.5 5.1 | 2.54 2.18 | 5.68 2.54 | 0.92 0.21 | 0.12 0.07 | 16.8 3.07 | 4.48 3.33 | 3.77 1.27 | 3.7 0.82 | 1.56 2.12 | 2.72 5.14 |
| Углистые филлиты джакболотской свиты (Vdb), рудопоявление Каратор, левый борт р. Арчалы, северный склон хр. Джетым-Тоо | 13 | С ' | 68.6 18.78 | 2.02 2.55 | 3.12 2.14 | 0.52 0.62 | 0.29 0.42 | 5.07 6.00 | 5.37 6.5 | 2.31 2.08 | 1.48 1.33 | 0.42 0.45 | 2.48 5.06 |
| Тиллоиды джетымтауской свиты (Vdz), левый борт р. Тую-Айрек, южный склон хр. Джетым-Тоо | 29 | С ' | 64.0 12.6 | 1.81 2.29 | 4.17 2.04 | - - | 0.09 0.06 | 14.2 4.0 | 2.37 5.9 | 2.09 1.13 | 3.21 0.96 | 1.96 0.87 | 0.16 0.3 |
| Тиллоиды джетымтауской свиты (Vdz), правый борт р. Тую-Айрек, южный склон хр. Джетым-Тоо | 20 | С ' | 55.8 4.1 | 2.6 2.07 | 5.94 1.66 | 0.77 0.34 | 0.21 0.18 | 10.9 5.07 | 5.4 2.72 | 4.24 1.98 | 1.72 1.1 | 1.6 1.01 | 0.24 0.65 |
| Тиллоиды джетымтауской свиты (Vdz) с линзами гематита-магнетита, междуречье Туюксу–Дангы, южный склон хр. Джетым-Тоо | 20 | С ' | 53.98 9.9 | 14.9 13.3 | 7.13 4.55 | 0.67 0.98 | 0.16 0.56 | 9.58 4.51 | 3.3 1.9 | 1.95 1.23 | 1.34 1.56 | 1.2 1.13 | 0.15 0.29 |

Примечание. *n* – количество проб, Ст. – статистические характеристики (С – среднее арифметическое, ' – стандартное отклонение).

содержаний TiO₂, Al₂O₃, K₂O, часто связанное с уменьшением доли гидрослюд (серицитов) в составе пород.

Содержание C_{орг} в породах Джетымтауского типа колеблется в пределах 0.06–0.74%, что характеризует присутствие рассеянного ОВ в кларковых концентрациях. Акшийрякский тип отличается повышенной углеродистостью пород. В тиллоидах содержание C_{орг} [Асаналиев и др., 1986] колеблется в пределах 0.1–1.6%, но встречаются и более высокообогащенные прослои. Пачки углистых пород содержат C_{орг} > 2%.

В районе месторождения Кумтор преобладающая часть пород венда (филлиты) относится, по значению гидролизатного модуля и при хорошей корреляции с алюмокремниевым модулем, к типично гидролизатным глинистым породам (ГМ > 0.5). Значения калиевого модуля (КМ) от 0.15 до 0.29, при низких значениях щелочного модуля (ЩМ – 0.08–0.57) свидетельствуют, согласно расчетам Я.Э. Юдовича [1981], о преимущественном развитии пород с ассоциацией серицит(гидрослюды) + хлорит. Об отсутствии значительного количества плагиоклазов говорят

и значения натриевого модуля (НМ – 0.03–0.31). Значения общей нормативной щелочности от 0.2 до 0.3 указывают на отсутствие в составе пород вулканогенного материала.

Все это означает, что в первичном составе пород венда Акшийрякского типа преобладали продукты завершающих стадий химического выветривания пород – каолиниты, полностью отделенные от кремнезема. В результате метатекстурного и зеленосланцевого метаморфизма относительно однородные глиноземистые пелитовые, слабо известковистые осадки в настоящее время представляют собой кварц-хлорит-серицитовые, кварц-серицитовые, серицит-хлоритовые, карбонат-кварц-серицитовые и углистые альбит-кварц-серицитовые филлиты, как встречающиеся в различных соотношениях в разрезах, так и сменяющие друг друга по латерали.

Породы Джетымтауского типа разреза по значениям гидролизатного модуля (ГМ = 0.26–0.46) заметно отличаются от Акшийрякского. В разрезах восточной части южного склона хр. Джетым-Тоо появляются линзы-горизонты черных железистых известковистых алевролитов, а по

правому борту р. Курменты и в междуречье Туюксу-Дангы, разрез джетымской серии уже насыщен линзами-пластами магнетит-гематитовых руд. Рудовмещающая толща здесь представляет собой чередование пачек глинистых пород, гидролизатных глинистых пород и железных руд. Часто низкие значения калиевого модуля ($KM = 0.01-0.07$), при низких (0.2–0.4) и высоких (2–6) значениях щелочного модуля (ЩМ) указывают на преобладающее развитие минеральной ассоциации “плагиоклаз + хлорит” над гидрослюдистой.

Наблюдается резкое снижение в породах Джетымтауского типа разреза средних содержаний Na_2O (до 1.2%), K_2O (до 1.3%), Al_2O_3 (до 9.6%) и резкое возрастание средних содержаний Fe_2O_3 и FeO (до 14.9 и 7.1%). Это связано не только с появлением в породах свободных оксидов железа (гематита, магнетита) и уменьшением количества гидрослюдов, но и с развитием в породах малоглиноземистых силикатов типа железистых смектитов, железистых гидрослюдов. Приведенные характеристики свидетельствуют о совмещении в пространстве, при накоплении осадков Джетымтауского типа разреза, продуктов двух видов – выветривания и базитового вулканизма [Юдович, 1981].

Аналогом джетымской серии на продолжении структуры Ишим-Нарынской зоны к востоку от границы Кыргызстана является серия Куругтаг на северо-западе Китая [Королев и др., 1984; Xiao et al., 2004; Чумаков, 2009]. В средней части этой серии залегают две мощные свиты Алтынгол и Тереекен, датируемые вендом. Обе содержат диамиктиты и соответствуют по положению джетымтауской свите. Завершает серию Куругтаг свита Ханкалчоуг, сопоставляемая с диамиктитами байконурского уровня [Чумаков, 2009]. Свиту Ханкалчоуг перекрывает свита Ксишанблаг, которая сложена черными кремнями и фосфоритами. В основании серии Куругтаг выделяется свита Байиси, где имеется несколько пачек вулканогенных пород и тиллоидов. Возраст вулканогенных пород в нижней части свиты составляет 740 ± 7 млн лет, а в верхней ее части 725 ± 10 млн лет [Xu et al., 2009], т.е. это поздний рифей.

ДИАМИКТИТЫ ТОЛЩИ БООРДУ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

При проведении работ по геологическому изучению территорий хр. Акшийряк и хр. Бешмойнок, в пределах кыргызской части Тянь-Шаня выявлены фрагменты разрезов с диамиктитами, по нашему мнению, более древними, чем нижние

тиллоиды джетымтауской свиты. Они установлены в пределах распространения верхнерифейской кварцит-карбонат-сланцевой толщи, выделенной В.Г. Королевым в 1957 г. под названием “толщи Боорду” из состава серии Большого Нарына [Стратифицированные ..., 2015]. Первоначально она была выделена на северном склоне хр. Джетым-Тоо, в верховьях р. Арчалы (см. рис. 2).

В верховьях р. Арчалы по ручью Каратор, по нашим данным, толща Боорду представлена углеродистым кварцит-сланцево-карбонатным разрезом. Выделяется: 1) пачка углеродистых карбонат-хлорит-серицитовых сланцев с прослоями серых известковистых песчаников (видимая мощность 50 м); 2) пачка светлых полосчатых мраморизованных известняков с тонкими прослойками углистых и хлорит-серицитовых сланцев (100 м); 3) пачка тиллитоподобных конгломератов валунно-галечных (10–15 м); 4) пачка переслаивания кварцитов, кварцитовидных и хлоритовых песчаников, с редкими прослоями хлоритовых сланцев.

Основная масса тиллитоподобных конгломератов третьей пачки – карбонатная, залегают в виде лентовидных и линзующихся прослоев, промежутки между которыми заполнены рассланцованным хлорит-серицитовым материалом. Валунны и галька представлены карбонатами, серыми кварцитами и кварцитовидными песчаниками. Преобладает сланцево-карбонатный материал основной массы. Конгломераты согласно, по резкому контакту, сменяются зеленовато-серыми песчаниками массивными, мелкозернистыми.

Более детально поля распространения пород толщи Боорду и ее структурные особенности в пределах хр. Джетым-Тоо изучены А.В. Миколайчуком [Миколайчук и др., 2020]. Тиллитоподобные конгломераты описаны здесь как псевдоконгломераты, образовавшиеся в процессе интенсивного будинажа кварцитовых прослоев в карбонатном заполнителе. Рифейский возраст пород толщи Боорду предполагается на основании установленного по цирконам возраста прорывающей ее Верхнеарчалинской интрузии плагиогранитов (743 ± 7 млн лет) и по палеопротерозойскому возрасту (1866 млн лет) самого молодого кластера обломочных цирконов из кварцитов толщи Боорду [Киселев и др., 1993]. Вероятный возраст толщи Боорду оценивается интервалом нижний–средний рифей [Миколайчук и др., 2020].

Фрагменты разреза толщи Боорду с подобными карбонатными диамиктитами отмечены нами также на северных склонах хр. Акшийряк, вблизи Кумтора – в разрезах по левому борту ледника

Петрова, и в обнажениях по р. Чомой – правому притоку р. Ирташ (см. рис. 2). Подобные разрезы толщи Боорду наблюдались также в предгорьях южного склона хр. Акшийряк, в районе перевала Ишигарт и в верховьях р. Курга-Тепчи.

На левом борту ледника Петрова закартирован блок мраморизованных розовато-серо-пестрых известняков с линзовидно-полосчатой текстурой, содержащих многочисленные прослойки хлорит-серицитового состава и, местами, гальку серых кварцитов, валуны известняков. Подобные зеленовато-розовато-серые мраморизованные известняки, насыщенные чешуйками серицита, с окатанной галькой и валунами серых гранитов, размером до 10 см, встречены также в керне скважины DN1424A (интервал 40–51 м), пробуренной в зоне тектонического меланжа на Северо-Восточном участке месторождения Кумтор.

В обнажениях по правобережью р. Ирташ и по бортам ее притока – р. Чомой, толща Боорду представлена сложно дислоцированным кварцит-сланцево-карбонатным разрезом, пространственно ассоциирующим с метавулканитами свиты Большого Нарына (R_3) [Киселев и др., 1993]. Карбонат-кварцитовые породы имеют светло-серый цвет с зеленоватым оттенком (за счет тончайших прослоек хлорит-серицитового состава). В них наблюдаются округлые (яйцевидные) гальки и валуны кварцевого и кварцитового состава. Карбонатная часть пород мраморизована.

В предгорьях южного склона хр. Акшийряк, по левому борту истоков р. Курга-Тепчи, породы толщи Боорду слагают тектоническую пластину небольшой мощности (200–300 м) в составе чешуйчато-надвигового комплекса, совместно с метааркозами и вулканидами кашкасайско-джергалачского комплекса (R_3), тиллоидами и филлитами джетымтауской свиты венда. Представлена она зеленовато-розовато-серыми полосчатыми мраморизованными известняками, насыщенными в определенных частях разреза прослойками грязно-серых сланцев биотит-хлоритового, хлорит-серицитового состава и линзочками серых кварцитов. Отличительной особенностью этих пород является присутствие в карбонатной массе разноокатанной гальки (реже валунов) кварцитов, гранитоидов, метавулканидов и др. пород (рис. 8).

Толща Боорду выделена нами на всем протяжении южного склона хр. Бешмойнок (см. рис. 2). Эта известняково-сланцевая толща подразделена по характерному набору литотипов на три пачки. Первая пачка сложена зеленовато-серыми псам-

митовыми филлитами, серицит-хлорит-кварцевыми (кварцитами?) и кварц-серицит-хлоритовыми сланцами. Первичная псаммитовая структура определяется присутствием многочисленных обломков полевых шпатов и кварца в матриксе филлитов. Вторая пачка представляет собой переходную между первой терригенно-сланцевой и третьей карбонатной пачками. Представлена чередованием метровых интервалов, сложенных породами первой пачки и “мусорных” мраморизованных известняков, характерных для третьей пачки. Такое чередование может наблюдаться в разрезе в пределах мощности до 100–200 м. Местами мощность второй пачки уменьшается до первых десятков метров, либо она вообще выпадает из разреза. Третья пачка существенно карбонатная и представлена мраморизованными бело-серыми, темно-серыми, розовато-, зеленовато-серыми “мусорными” известняками за счет многочисленных прослоек и прослоев грязно-зеленовато-серых хлорит-серицитовых филлитов. В известняках постоянно присутствует примесь обломочного материала алеврито-псаммитовой размерности с преобладанием среди обломков кварца и полевых шпатов; инородные валуны и гальки отсутствуют. Фаунистических остатков в породах не обнаружено. Известняки так же, как и другие породы толщи Боорду, смяты в разнопорядковые складки, как минимум, двух этапов: 1) ранние изоклинные и лежащие складки; 2) поздние открытые мезоскладки.

В этом же районе нами выделен также своеобразный тип разреза толщи Боорду в составе ишигартского. От перевала Ишигарт разрез этого типа прослеживается к юго-западу, в тектонических чешуях водораздела хр. Бешмойнок и его южного склона. Здесь наблюдается непосредственное налегание карбонатной толщи, сложенной розовато-белыми, кремевыми и бело-зеленовато-серыми толсто плитчатыми известняками, на эродированную поверхность древних пород свиты Куйлю ($AR^? - PR_1$) [Киселев и др., 1993]. В основании карбонатная толща сложена теми же толсто плитчатыми мраморизованными известняками, но с окатанной галькой, неокатанными валунами, глыбами и метровыми целыми блоками пород свиты Куйлю, галькой серых гранитов, риолитов и красноватых ортогнейсов протерозоя (см. рис. 8). Мощность базальных карбонатных диамиктитов составляет не менее 5–10 м.

Таким образом, на основании представленных выше материалов можно констатировать присутствие в пределах Срединного Тянь-Шаня более древнего по возрасту, чем джетымтауский,



Рис. 8. Карбонатные диамиктиты толщи Боорду из обнажений по левому борту истоков р. Курга-Тепчи (южный склон хр. Акшийряк) – в “мусорных” известняках наблюдается галька кварцитов, гранитоидов, метавулканитов (а, б) и карбонатные диамиктиты из обнажений по южному склону хр. Бешмойнок – в толсто-плитчатых мраморизованных известняках галька, валуны и глыбы древних метаморфитов свиты Куйлю, ортогнейсов, риолитов и гранитоидов (в–з).

стратиграфического уровня, содержащего докембрийские диамиктиты. Этот уровень, вероятно, можно сопоставить со свитой Байиси в Кургутаге, возраст которой определен [Xu et al., 2009; Чумаков, 2009; Чумаков, 2015] как поздний

рифей – 740 ± 7 и 755 ± 15 млн лет (см. рис. 7). Возможно, толщина Боорду имеет ранне-средне-рифейский возраст, что предполагается на основании ранее упомянутых в тексте данных [Киселев и др., 1993; Миколайчук и др., 2020]. Толщина

Боорду выделяется среди докембрийских разрезов повышенной степенью метаморфизма (высокотемпературная биотитовая субфация зеленосланцевой фации) и повышенной карбонатностью слагающих ее пород, вплоть до преобладания известняков. Фаунистических остатков в породах не обнаружено.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ДИАМИКТИТЫ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Кроме докембрийских конгломерато-сланцев джетымской серии и карбонатных диамиктитов толщи Боорду, в восточной части Срединного Тянь-Шаня нами установлены тектонические блоки, сложенные карбонатными диамиктитами палеозойского возраста. Они распространены в междуречье Шаркратма–Моло – левых притоков р. Куйлю. Карбонатные диамиктиты слагают тектонические блоки-прокладки между гранитоидами сарыджазского комплекса. Это конгломерато-брекчии существенно карбонатного состава, с галькой и валунами пестроцветных глинистых сланцев, бурых и серых известняков, реже гранитоидов (рис. 9). Размеры обломков варьируют от 1 до 20–30 см, а объем их составляет до 60–80%. Обломочный материал не сортирован. Карбонатный матрикс мраморизован и насыщен рассланцованным “глинистым” материалом, т.е. это “мусорные” известняки, похожие на известняки толщи Боорду. Участками

конгломерато-брекчии переходят в конгломерато-сланцы с известково-сланцевым матриксом. Мощность пачек конгломерато-брекчий изменяется от 15 до 50 м. Выше по разрезу они, предположительно, сменяются плитчатыми известняками.

Первоначально было предположение, что это фрагменты разреза верхнепротерозойской толщи Боорду, но в составе карбонатного матрикса диамиктитов были обнаружены многочисленные членики криноидей и остатки мшанок из семейства *Rhinidictyidea Ulrich?* (см. рис. 9), позволяющие датировать породы как палеозойские, в интервале от ордовика до карбона. По нашему мнению, именно в составе этого типа пород геологом С.П. Курицыным, при проведении геолого-съёмочных работ в 1990 г. на левом борту р. Куйлю Западная, была сделана находка фауны криноидей в карбонатном прослое среди темно-серых ритмитов с линзовидными маломощными прослоями “тиллитоподобных” конгломератов, отнесенных ошибочно к джетымской серии. Породы, образовавшиеся в тектонических условиях и фациальных обстановках, характерных для образования конгломерато-сланцев, могли присутствовать, по нашему мнению, либо в карадокское время (O₃), либо в нижнекаменноугольное (C_{1t-v}) – в периоды заложения орогенных и шовных прогибов.

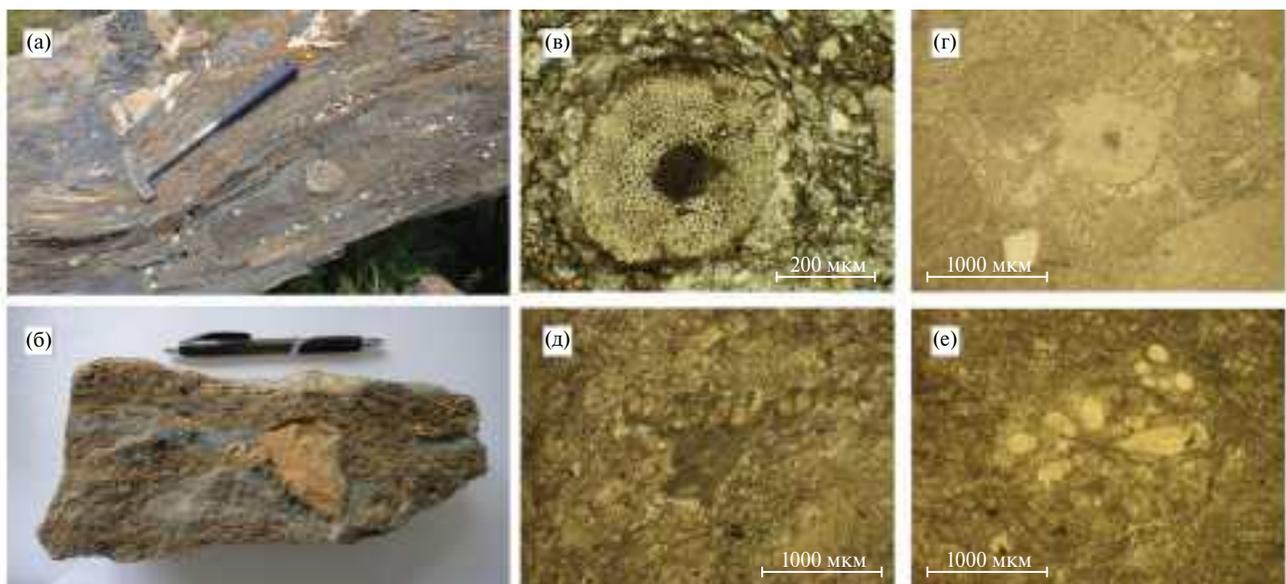


Рис. 9. Карбонатные диамиктиты палеозоя из обнажений по бортам низовьев р. Моло, левого притока р. Куйлю (а, б). Органические остатки в матриксе карбонатных диамиктитов из обнажений по правому борту р. Моло: членики криноидей (в, г), остатки мшанок (д, е) из семейства *Rhinidictyidea Ulrich?* Обр. 1114, 1122 – петрографические шлифы (николи параллельны).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, на основании представленных выше материалов, можно констатировать присутствие в пределах восточной части Срединного Тянь-Шаня: 1) двух основных стратиграфических уровней развития диамиктитов (тиллоидов) внутри джетымской серии венда – джетымтауского и байконурского, и двух типов разреза джетымской серии – Джетымтауского и Акшийрякского; 2) более древнего по возрасту, чем джетымский, стратиграфического уровня, содержащего докембрийские карбонатные диамиктиты в составе рифейской толщи Боорду; 3) более молодого, чем джетымский, стратиграфического уровня карбонатных диамиктитов с органическими остатками палеозойского возраста в матриксе пород.

Конечно, неопределенным пока остается вопрос о терминологии, которую следует употреблять в отношении существенно карбонатных по составу пород, содержащих окатанную гальку и валуны инородных пород разного состава; мы использовали термин карбонатные диамиктиты. Еще сложнее объяснить механизм осадконакопления для подобного типа пород. Вообще, карбонатность диамиктитов не является чем-то уникальным как в отношении верхних, так и нижних тиллоидов джетымской серии. По отдельным образцам в разрезах конгломерато-сланцев можно проследить непрерывную серию от собственно конгломерато-сланцев через разности с известковисто(доломитисто)-сланцевым и известково(доломито)-сланцевым матриксом к существенно карбонатным породам с обломками инородных пород.

Накопление диамиктитов и сопутствующих осадков джетымской серии происходило, вероятнее всего, в морских условиях – прибрежных зонах шельфа и на континентальном склоне; их можно отнести к марино-гляциальным отложениям [Королев и др., 1984]. В пользу этого свидетельствует ассоциация диамиктитов байконурской свиты с тонкообломочными терригенными и карбонатно-терригенными отложениями. О мелководно-морских фациальных обстановках осадконакопления свидетельствует также присутствие разностей конгломерато-сланцев, в которых матрикс характеризуется повышенным содержанием S_{org} , либо конгломерато-сланцев с прослоями черносланцевых пород. Известно, что благоприятными областями для накопления S_{org} являются участки шельфа, особенно впадины на шельфе со спокойным гидродинамическим режимом, лагуны, эстуарии, впадины на континентальном склоне [Кожевникова, 2020]. Более

детальная диагностика разных типов ледниковых отложений, имеющих ряд прямых и косвенных признаков, требует тщательных полевых исследований в каждом конкретном случае, что не являлось целью настоящей работы.

Докембрийские и кембрийские толщи восточной части Срединного Тянь-Шаня на настоящее время слабо изучены из-за их труднодоступности, сложного геологического строения и структуры. В результате ревизионных геолого-структурных исследований пересматриваются объемы и взаимоотношения некоторых стратиграфических подразделений [Миколайчук и др., 2020]. Отсутствуют в большинстве случаев надежные геохронологические датировки интрузивных и стратифицированных образований. Некоторые, считавшиеся докембрийскими, толщи, в том числе содержащие и тиллоиды, по отдельным работам последних лет переведены в девон-нижнекаменноугольные образования в бассейне р. Сарыджаз [Миколайчук и др., 2019].

На месторождении Кумтор и на других участках распространения вышеописанных докембрийских диамиктитов в пределах восточной части Срединного Тянь-Шаня изучение природы диамиктитов затруднено из-за метаморфизма пород и сложной чешуйчато-надвиговой тектоники, характерной для всей структуры этой части Тянь-Шаня. Большую часть всех вышеописанных диамиктитов можно отнести к категории метадиамиктитов [Чумаков, 2015], в которых песчано-алевролитоглинистый матрикс превращен часто в филлиты, карбонатная часть мраморизована, а рассеянные обломки пород псефитовой размерности претерпели иногда различные изменения формы и первоначальную ориентировку.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Данная работа является обобщением многолетних исследований и наблюдений автора в процессе проведения разноплановых научно-исследовательских работ в составе Проблемной лаборатории стратиформных месторождений при Фрунзенском политехническом институте в пределах территории восточной части Срединного Тянь-Шаня (хр. Джетым-Тоо, Нарынтоо, Акшийряк), а также работ по доизучению геологических особенностей участков при проведении поисково-съёмочных (хр. Куйлютоо, Бешмойнок) и геологоразведочных (месторождение Кумтор) работ в составе Кумтор Голд Компани.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Асаналиев У.А., Турдукеев И.Д. Стратиформная рудоносность осадочных толщ Средней Азии // Условия образования, методы изучения и прогноза стратиформных месторождений редких и благородных металлов / Отв. ред. У.А. Асаналиев. Фрунзе: ФПИ, 1983. С. 4–16.

Асаналиев У.А., Богдецкий В.Н., Турдукеев И.Д. Закономерности распределения рассеянного золота в вендских углеродистых отложениях Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1986. Т. 285. № 2. С. 413–416.

Алексеев Д.В., Худoley А.К., Дюфрэйи С.Э., Кушнарева А.В., Брянский Н.В., Каримов А.А. Неопротерозойские диамиктиты Среднего Тянь-Шаня (Кыргызстан): возраст, обстановки осадконакопления, источники сноса // Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 21–28.

Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И. и др. Геологическое строение Казахстана. Алматы: Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, 2000. 396 с.

Богдецкий В.Н., Матвеев В.Г., Туманов Б.М. Геологическая позиция золото-вольфрамового оруденения в углеродистых сланцах на примере одного месторождения Тянь-Шаня // Стратиформные месторождения цветных и редких металлов в черносланцевых формациях / Ред. У.А. Асаналиев и др. Фрунзе: ФПИ, 1981. С. 101–105.

Геологическая карта Кыргызской Республики. Масштаб 1 : 500000 // Главные редакторы: Б.Т. Турсунгазиев, О.В. Петров / Государственное агентство по геологии и минеральным ресурсам при Правительстве Кыргызской Республики. Кыргызстан: ФГУП “ВСЕГЕИ”, 2008.

Джолдошев Б., Королев В.Г. Строение джетымской серии в хребте Джетым-Тоо // Изв. АН Киргиз. ССР. Серия естеств. и техн. наук. 1960. Т. II. Вып. 6. С. 29–45.

Жуков Ю.В. Нижнепалеозойские формации Среднего Тянь-Шаня // Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня / Отв. ред. В.Г. Королев. Фрунзе: Илим, 1965. С. 32–56.

Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Венд Центрального Казахстана // Материалы по геологии Центрального Казахстана / Московский университет им. М.В. Ломоносова. Центрально-Казахстанская экспедиция. Т. 14. М.: Изд-во Московского университета, 1979. 250 с.

Зубцов Е.И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии. 1972. Т. XLVII(1). С. 42–56.

Келлер Б.М. Верхний докембрий // Стратиграфия СССР / Ред. Б.М. Келлер, Д.В. Наливкин. М.: ГНТИ, 1963. С. 239–279.

Киселев В.В., Анаяров Ф.Х., Комаревцев В.Т., Цыганок Э.Н., Лукашова Е.М. Изотопный возраст цирконов кристаллических комплексов Тянь-Шаня // Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса / Отв. ред. И.К. Козаков. СПб.: Наука, 1993. С. 99–115.

Кожевникова Е.Е. Геология и геохимия нефти и газа / Учебное пособие. Пермский государственный национальный исследовательский университет. Пермь, 2020. 90 с. <http://www.psu.ru/files/docs/science/books/uchebnie-posobiya/kozhevnikova-geologiya-i-geoximiya-nefti-i-gaza.pdf>

Коробкин В.В. Тектоническое районирование и структурные стили палеозой Казахстана. Геология и полезные ископаемые // Известия Томского политехнического университета. 2011. Т. 319. № 1. С. 71–77.

Королев В.Г., Максумова Р.А. Докембрийские тиллиты и тиллоиды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. 189 с.

Красильщиков А.А. Тиллитоподобные породы Северо-Восточной Земли // Материалы по стратиграфии Шпицбергена / Отв. ред. В.Н. Соколов. Л.: НИИГА, 1967. С. 36–62.

Кроуэлл Дж. Отложения с рассеянными мегакластами как показатели климата // Проблемы палеоклиматологии. Серия “Науки о Земле”. Т. 6 / Ред. Д.П. Найдин, А.Э. Нэйрн. М.: Мир, 1968. С. 69–83.

Лунгерсгаузен Г.Ф., Келлер Б.М. Тиллиты и тиллитоподобные образования // Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий / Ред. Б.М. Келлер, Д.В. Наливкин. М.: ГНТИ, 1963. С. 566–577.

Максумова Р.А. Верхнерифей-вендские рифтогенные формации Тянь-Шаня // Стратиграфия, литология, геохимия и рудоносность верхнего рифея-венда Средней Азии, Казахстана, Сибири / Ред. А.Б. Бакиров. Бишкек: Илим, 1992. С. 3–23.

Миколайчук А.В., Крёнер А., Сейитказиев Н.О. Среднепалеозойский вулканический пояс Среднего Тянь-Шаня (бассейн реки Сарыджаз) // Известия НАН КР. 2019. № 3. С. 53–59.

Миколайчук А.В., Сейитказиев Н.О., Гордеев Д.В. Карбонатные массивы Таласских разрезов в структуре Среднего Тянь-Шаня // Геотектоника. 2020. № 4. С. 45–62.

Сагындыков К.С., Судоргин А.А. Джетымский железорудный бассейн Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. 214 с.

Стратифицированные образования Кыргызстана / А.В. Дженчураева, И.Л. Захаров, Ю.В. Жуков, О.Ф. Гетман, Р.А. Максумова, А.В. Неевин, Л.П. Ногаева, Р.Е. Риненберг. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2015. 338 с.

Хераскова Т.Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 247 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 386)

Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды // Проблемы докембрийских оледенений. М.: Наука, 1978. 202 с.

Чумаков Н.М. Поздневендский байконурский ледниковый горизонт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 4. С. 23–31.

Чумаков Н.М. Оледенения Земли. История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 611)

Шевкунов А.Г., Корницкий А.И., Башкиров А.П., Айдаркулов Т.Н. Месторождение золота Кумтор (Срединный Тянь-Шань, Кыргызстан) и применение трехмерного моделирования в программе Leapfrog Geo (Seequent) при проведении геологоразведочных работ // Руды и металлы. 2023. № 2. С. 18–43.

Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.

Hambrey M.J., Harland W.B. Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record/International Geological Correlation Pro-

gramme / Project #38 / Pre-Pleistocene tillites. Cambridge: University Press, 2011. 1022 p.

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., Seltmann R. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // Gondwana Research. 2014. V. 26. P. 957–974.

Xiao S., Bao H., Wang H., Kaufman A.J., Zhou C. et al. The Neoproterozoic Quruqtagh Group in eastern Chinese Tianshan: evidence for a post-Marinoan glaciation // Precambrian Res. 2004. V. 130. P. 1–26.

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 Quruqtagh diamictites in NW China // Precambrian Res. 2009. V. 168. P. 247–258.

DIAMICTITES (TILLOIDS) IN THE PRECAMBRIAN AND PALEOZOIC SECTIONS OF THE EAST PART OF THE MIDDLE TIAN SHAN

A. G. Shevkunov*

Kumtor Gold Company, Ibraimov ave., 24, Bishkek, 720031 Kyrgyzstan

**e-mail: anatoly_shevkunov@mail.ru*

The article presents new information on the structure of the Upper Precambrian sections of the eastern part of the Middle Tien Shan containing horizons of diamictites (tilloids). In the volume of the Dzhetytau series of the Vendian, the allocation of two lateral types of section is substantiated – Dzhetytau and Akshiyryak. The first is characterized by the presence of rocks containing iron-oxide compounds (ferruginous quartzites, hematite schists) in the section. The marker for the second is the presence of black shale horizons with pyrite mineralization. At the same time, both types of section contain two levels of diamictite development – Dzhetytau and Baikonur. The materials are presented indicating the presence within the eastern part of the Middle Tien Shan of a previously unknown, pre-Dzhetytau level of diamictite development, as part of the Upper Riphean Boordu formation. It is compared with the Bayisi suite, which forms the base of the Kurugtagh series in northwestern China. In addition, it is planned to identify the level of Paleozoic diamictites in the Kuilu-Sarydzhas part of the Middle Tien Shan.

Keywords: Ishim-Naryn zone, Naryn segment, Middle Tien Shan, stratigraphy, late Precambrian, Jetytau series, Boordu formation, Paleozoic, tilloids, diamictites