

АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР

**В О П Р О С Ы
СТРАТИГРАФИИ
ДОКЕМБРИЯ
И НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ
КИРГИЗИИ**

ДИПЛОМАТ

АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ВОПРОСЫ
СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ
И НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ
КИРГИЗИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР
Фрунзе 1964

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Киргизской ССР*

В. В. Киселев

О СОСТАВЕ И ВОЗРАСТЕ СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВОЙ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА

К спилито-кератофировой формации в северной структурно-фациальной зоне Тянь-Шаня относится ряд древнейших вулканогенных толщ, выделяемых обычно в различных районах в самостоятельные свиты. В Центральном Тянь-Шане они известны под названием «терской» и «капкатасской» свит [10, 11], в Киргизском хребте—как «спилитовая», «кара-арчинская» свиты [1, 6, 7, 13, 14].

Хорошая картируемость эффузивов сделала их своеобразным маркирующим горизонтом, использовавшимся при первых стратиграфических сопоставлениях древних толщ [8; 17]. Позднее появились данные о возрасте эффузивных образований. Казалось, что устанавливается место формации, свидетельствующей об определенном этапе тектонического развития Северотяньшаньской эвгеосинклинали. Однако данные о возрасте были резко противоречивыми. Равно убедительно аргументировался их докембрийский и нижнепалеозойский возраст. Противоречие разрешилось, когда съёмочными и тематическими исследованиями В. Г. Королева и группы работавших под его руководством геологов в Центральном Тянь-Шане было доказано [10] наличие в разрезе докембрия и нижнего палеозоя двух вулканогенных толщ—протерозойской и нижне-среднекембрийской.

Разрез древних толщ западной части Киргизского хребта, который благодаря полноте справедливо считается опорным для Северного Тянь-Шаня, оказался аномальным, несопоставимым с разрезами других районов. Работавшие здесь В. Я. Медведев, Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев, А. Ф. Степаненко считали древние вулканогенные образования единой толщей. Причем первые три автора [13, 1] полагали, что она древней учкошской серии и относили ее к синию, синию-нижнему кембрию. По мнению А. Ф. Степаненко, вулканогенные толщи несогласно залегают на учкошской серии и являются нижнекембрийскими [19].

Ответственный редактор *М. М. Адыев*

После работ 1959—1961 гг. по изучению древних толщ Киргизского хребта в вулканогенных образованиях кара-арчинской свиты нам удалось выделить два разновозрастных вулканогенных комплекса—рифейский и кембрийский. По нашим данным (В. Г. Королев, В. В. Киселев), древние толщ Киргизского хребта подразделяются на 5 серий: нижнерифейскую киргизскую, среднерифейскую кенкольскую, терсейскую верхнего рифея, кембрийские учкошской и капкатаскую (рис. 1). Первая включает макбальскую, нельдинскую, ачик-

ГРУППА	СИСТЕМА	ОТДЕЛ	СЕРИЯ	СВИТА	МОЩНОСТЬ	ПОРОДЫ
Pz ₁	Cm	Cm	V	а	200	20
					100	10
					100	10
					100	10
					100	10
					100	10
					100	10
					100	10
					100	10
					100	10
Pz ₂	Rf ₂	Rf ₂	III	з	1000 м	9
					100	1
					100	1
					100	1
					100	1
					100	1
					100	1
					100	1
					100	1
					100	1
Pz ₃	Rf ₃	Rf ₃	II	б	100	1
					100	1
					100	1
					100	1
					100	1
					100	1
					100	1
					100	1
					100	1
					100	1
Pz ₄	Rf ₄	Rf ₄	I	а	1000	1
					1000	1
					1000	1
					1000	1
					1000	1
					1000	1
					1000	1
					1000	1
					1000	1
					1000	1

— Cm₃-0.

Рис. 1. Стратиграфическая колонка отложенный рифея и нижнего палеозоя западной части Киргизского хребта (по В. Г. Королеву и В. В. Киселеву).

Условные обозначения:
Серии: I—киргизская, II—кенкольская, III—терсейская, IV—учкошской, V—капкатаская.

Свиты: а—макбальская, б—нельдинская, в—ачикташская, г—каиндинская, д—курганташская, е—овская, ж—джелды-суйская, з—терекская, и—джолколотская, к—ашуайрыкская, л—кара-арчинская, м—котуджанская, н—туюк-сайская, о—кепташская.

Характеристика пород:

1. Мусковитовые кварциты, подчиненные слюдяные сланцы, мраморы. 2. Гранатовые мусковито-кварцевые сланцы, 3. Мраморы, слюдяно-карбонатные сланцы, мусковито-хлорито-кварцевые филлиты с линзами и прослоями мраморов. 4. Серпичито-хлорито-кварцевые филлиты, филлитизированные песчаники. 5. Филлитовидные алевритистые сланцы, кварцитовидные песчаники, конгломераты. 6. Тончайшее переслаивание глинистых известняков с глинисто-известковыми сланцами, линзы водорослевых известняков. 7. Кварцитовидные песчаники, в основании гравелиты. 8. Филлитовидные пестрые глинисто-карбонатные сланцы, песчаники. 9. Диабазы, миндалекаменные спилиты, порфиритонды, авгитовые порфириты, вариолиты, лавобрекчии. 10. Микрокристаллические известняки. 11. Кварцитовидные песчаники, глинистые и углисто-известковые сланцы. 12. Тонкослоистые полосчатые, часто брекчиевые известняки. 13. Рыхлые песчаники, пестрые хлорито-кварцевые сланцы, в основании конгломераты. 14. Массивные грязно-серые известняки. 15. Глинисто-известковые сланцы, известняки, в основании конгломераты, кварцевые песчаники. 16. Туфо-брекчии, андезитовые порфириты лавобрекчии, вариолиты. 17. Известняково-туфогенные брекчии с линзами и глыбами известняков. 18. Туфогенная известняково-сланцевая тол-

щя. 19. Туфогенные песчаники. 20. Конгломераты, песчаники, песчано-сланцевый флиш.

ташкую и каиндинскую свиты и отделяется от вышележащей кенкольской серии крупным перерывом.

Кенкольская серия состоит из двух свит: курган-ташской (конгломераты, песчаники, сланцы) и согласно перекрывающей первую—овской (сланцево-известняковый флиш). Для этой серии характерны строматолиты среднего рифея. Терсейская серия согласно, но с базальными конгломератами лежит на размытой поверхности кенкольской серии. По составу слагающих толщ она делится на три свиты: джелды-суйскую кварцитовидных песчаников, песчано-сланцевую и верхнюю—собственно эффузивную-терекскую.

Рифейский вулканогенный комплекс

Рифейские вулканогенные толщ принадлежат терсейской серии. Собственно эффузивная терекская свита очень тесно связана с нижними членами серии и вместе с ними всюду сопутствует характерной овской свите. Она обнажается в бассейне р. Кенкол, на северном склоне Киргизского хребта, в верховьях долин рек Макбель, Кызылкайнарсай, в горах Кунгей и Орто-Тоо, в западном обрамлении макбельской структуры, а также в районе р. Джелды-Су в Таласском хребте. Установление нормальных взаимоотношений свит терсейской серии и послужило основным полевым доказательством наличия докембрийской вулканогенной толщ.

Возраст толщ вытекает из положения её в разрезе выше кенкольской серии, охарактеризованной многочисленными находками столбчатых строматолитов на срезах, похожих (по определению И. Н. Крылова) на *Collenia frequens* Walcott или *Collenia baicalica* Maslov, а также уплощенных столбиков разновидности *Collenia baicalica* Maslov и характерных для среднего рифея Урала, и ниже структурного раздела— между докембрием и кембрием.

Название свите дано по месту, где она наиболее полно и мощно развита, долине р. Терек (левобережье Кенкола). Здесь составлен ее детальный разрез.

Одной из характернейших особенностей свиты является двухчленность ее строения. Каждая из выделяющихся частей представляет собой крупный законченный закономерный ритм.

Нижний ритм

1. Туфогенные конгломераты, 20 м.
2. Массивные диабазы, 180 м.

3. Амфибол-хлоритовые рассланцованные породы — порфиритоиды, 300 м.
4. Диабазы, 45 м.
5. Белые кристаллические известняки, 60 м.

Верхний ритм

6. Диабазы, 25 м.
7. Рассланцованные туфогенные конгломераты, переслаивающиеся с туфопесчаниками. Обломочный материал хорошо окатан. В обломках известняки, кремнистые туфы, конгломерато-брекчии, кварциты, лаво-брекчии, туфогенно-кремнистые породы, 180 м.
8. Переслаивание спилитов, обладающих крупной шаровой отдельностью, с пестрыми зелеными и малиновыми рассланцованными литокластическими туфами и редкими 5—10-метровой мощности горизонтами кремнистых сланцев.
9. Вариолиты с линзами ярко-красных кремней, 180 м.
10. Миндалекаменные спилиты, 60 м.
11. Афировые порфириты, 70 м.
12. Стекловатые лаво-брекчии, 20 м.
13. Лаво-брекчии, 60 м.
14. Спилиты с прослоями светлых и черных кремней, 80 м.
15. Авгитовые порфириты, 25 м.
16. Черные кремнистые сланцы, переслаивающиеся с белыми и розовыми плитчатыми кремнями, 30 м.
17. Порфириты, 30 м.
18. Переслаивание кремнистых и хлорит-эпидот-серицитовых сланцев, 60 м.
19. Оливиновые диабазы, 25 м.
20. Порфиритоиды, 20 м.
21. Спилиты с ярко выраженной шаровой текстурой, 15 м.
22. Светлые мраморизованные известняки. Не менее 300 м.

Суммарная мощность свиты в этом разрезе около 2650 м. Мощность, близкую к этой, она имеет и в других местах. Однако хорошо прослеживающихся маркирующих горизонтов в свите выделить не удалось, в связи с чем корреляция отдельных частей разрезов свиты может быть лишь условной. В частности, она возможна по обнаружившейся и в других местах цикличности. Вариация состава свиты для описываемого района практически неуловима. Ниже дается краткое петрографическое описание главнейших разновидностей пород свиты, отражающее индивидуальность химизма рифейских вулканогенных пород.

Петрография рифейских вулканогенных пород. Эффузивные породы

Диабазы. Характерны главным образом для нижних частей толщи. Структура афировая, реже порфирировая. Основная масса бывает микропйкилофитовая, интерсертальная, сферолитовая, апоинтерсертальная. Текстура нередко мин-

далекаменная. Во вкрапленниках моноклинный пироксен, авгит. Интенсивны вторичные изменения. Структуры всегда реликтовые. Широко развиты хлорит, эпидот, карбонаты.

Порфиритоиды. Делятся на две группы, одна из которых встречается в верхней, другая — в нижней частях свиты. Отличаются они по первичному составу перерожденных пород. Степень и характер метаморфизма порфиритоидов верхнего и нижнего ритмов одинаковы, разница лишь в большей лейкократовости верхних. Структуры пород лепидобластовая, фибробластовая, брекчиевая. Судя по реликтовым остаткам и набору вторичных минералов, исходными породами в нижней части свиты были диабазы, в верхней — спилиты.

Спилиты. Обычны в сравнительно тонком переслаивании с кремнями или туфами, обильны в нижней половине верхнего ритма. Структуры афировые, интерсертальная или сферолитовая. Текстуры часто миндалекаменные. Породы обычно сложены относительно крупными длинными лейстами альбита. Интерстиции выполняются тонкочешуйчатым или листоватым хлоритом, нацело заместившим стекловатый базис. Из вторичных, кроме того, постоянны карбонаты, рудные окислы, серпентин. Миндалины выполнены хлоритом или халцедоном с образованием по периферическому краю каемки ориентированных кристаллов.

Вариолиты. Встречены только в верхней половине разреза. Структура витрофировая. Основная масса состоит из разложенного, замещенного хлоритом и карбонатом стекла с реликтовой текстурой течения. В ней располагаются вариольки, обособливающиеся от общей массы системой мелких трещин, заполненных вторичными минералами — хлоритом, серпентином и кальцитом. Размеры и количество вариоль меняется, наибольшие из них достигают размеров бобовины. Кроме вариоль, имеющих обычно радиальное строение, фиксируются правильные округлые миндалины, выполненные кальцитом и хлоритом.

Миндалекаменные афириты. Обладают реликтовой сферолитовой структурой. Представляют нечто среднее между вариолитами и порфиритами. Намечающиеся вариольки не обособливаются, переходя в замещенную серпентином, хлоритом и карбонатами стекловатую массу. Миндалины довольно крупные (до 5 мм), выполнены хлоритом.

Лаво-брекчии. В общем объеме эффузивных пород свиты имеют подчиненное значение. Порфиритовая лава с гиалопилитовой структурой основной массы содержит обломки спилитов. Основная масса лавы сложена девитрифицированным стеклом с размещающимися в нем редкими призмочками

плагноклаза. На этом фоне отчетливо выделяются спилитовые обломки с интерсертальной структурой.

Туфолавы. Сопутствуют лаво-брекчиям. В афировом порфирите с реликтовой гиало-пилотакситовой структурой располагаются округлые оплавленные включения афирового порфирита со сферолитовой структурой основной массы и аналогичной формы включения разложенного стекла. В обломках вторичные изменения прошли более интенсивно, включающая масса относительно свежее, хотя сама тоже разрушена, карбонатизирована, хлоритизирована. Порода названа туфолавой в отличие от лаво-брекчий, чтобы подчеркнуть вероятность эксплозивного происхождения некоторых из обломков.

Пирокласты и нормально осадочные породы

Литокластические туфы. Структура брекчиевая, первично литокластическая, псефитовая. Среди обломков афировые гиалопорфириты и обогащенные рудными минералами порфириты с микролитовой структурой основной массы. В разрезе встречены в нижней части верхнего ритма в переслаивании со спилитами.

Туфосланцы. В разрезе также тесно связаны со спилитами и кремнистыми сланцами. Структуры: гранобластовая, брекчиевая, лепидогранобластовая. Состоят из неправильной формы скоплений, сложенных эпидотом, спутанноволкнистым хлоритовым агрегатом, серицито-полевошпатовой массой. Первичная структура не устанавливается. Туфогенная природа может лишь предполагаться по парагенетической связи с излившимися породами.

Кремнистые сланцы. Очень характерны для свиты. Текстура полосчатая, слоистая. Структура гранобластовая, микрогранобластовая, микролепидогранобластовая, криптокристаллическая. Прослойки очень тонкие, миллиметровые. Почти всегда содержат мелкую рудную вкрапленность, обуславливая пестрые яркие цвета породы.

Туфогенные конгломераты. Начинают и нижний, и верхний ритмы. Структура псефитовая. Текстура массивная, местами сланцеватая, брекчиевая. Состоят из угловатых и хорошо окатанных обломков различных пород, помещенных в хлоритизированный кремнисто-карбонатный цемент. Среди обломков встречены криптокристаллические известняки, кремнистые туфы, миндалекаменные лаво-брекчии, полосчатые кварциты, кремнистые сланцы, зернышки кварца.

Субвулканические образования представлены крупными согласными линзовидными телами микрогаббро, протягивающимися на 400—600 м. Обладают полнокристаллической микрогаббровой структурой. Сложены призмами разрушенного, состоритизированного плагноклаза, отвечающего по составу лабрадорубитовниту, и редкими крупными зернами пироксена и оливина. Тела микрогаббро встречены в разных частях разреза.

В итоге описания терекской свиты можно отметить, что она имеет не чисто эффузивный, а эффузивно-осадочный характер. Выделенные в ее составе макроритмы осадконакопления имеют специфические черты слагающих толщ и совершенно отчетливо отображают два крупных этапа в эволюции рифейского вулканизма. В первый этап эффузивно-осадочного процесса эффузивная деятельность занимала подчиненное место. Характернейшей чертой второго является многократность излияний и относительно большая лейкократовость пород. Каждый из выделенных циклов определенно делится на более мелкие циклы, причем количество их несомненно больше во втором, характеризующемся большей тектонической активностью.

Общий характер накопившихся толщ, содержащих типично морские нормально осадочные породы в переслаивании с эффузивами, развитие шаровых текстур, а также состав эффузивного материала с практическим отсутствием пирокластов и развитием спилитов свидетельствуют о подводных условиях магматических излияний. Судя по широкому развитию лавовых потоков, пластовому типу субвулканической фации и практическому отсутствию пирокластических образований, магматический материал поступал и изливался по крупным протяженным трещинам, фиксирующимся на тектонических схемах разломами запад-северо-западного простирания и соответственно вытянутыми дайками.

Отмеченная для нижнего и верхнего ритмов вариация состава очень незначительная. Состав исходной магмы был базальтовый, а процесс дифференциации, или, быть может, ассимиляции, прошел ко времени формирования второго цикла не далее образования относительно более лейкократовых разновидностей.

Описываемая вулканогенная формация проявилась после песчано-сланцевой и формации сланцево-известнякового флиша, с которых, по данным В. Г. Королева и В. В. Киселева, документируется заложение Алмалинского и Кепташского синклиналиных прогибов. Она несомненно отвечает спилито-ке-

ратофировой из ряда парагенетических формаций А. В. Пейве [16], характеризующих геосинклиальный тип глубинных тектонических структур.

Кембрийский вулканогенный комплекс

Кембрийские вулканогенные толщи в Киргизском хребте выделены в капкатасскую серию. Наиболее полно они представлены в мульдовой части Кепташского синклиального прогиба, хорошо обнаженной в районе перевала Чунгур. В основании капкатасской серии лежит кара-арчинская свита с размывом и базальными конгломератами, покрывающая ашуайрыкскую. Нижние члены комплекса выходят в двух полосах, представляющих крылья синклиального прогиба: южной, обнажающейся в водораздельной части хребта, в верховьях рек Ченер, Кокдунен, и северной, образующей широкое поле выходов в долинах рек Котуджан, Чунгур, по северному склону хребта. Кроме того, они слагают восточное крыло Алмалинского синклиального прогиба в районе долины р. Кара-Арча.

Низы разреза кара-арчинской свиты вскрыты в верховьях р. Ченер и на водоразделе рек Кокдунен, Когарчин. В верховьях р. Ченер известняки ашуайрыкской свиты по неровной поверхности покрываются массивными рыхлыми известняковыми конгломератами мощностью 20 м. На них лежит пачка черных серицито-хлорито-глинистых сланцев с горизонтами черных известняков мощностью 40 м. Выше лежат эффузивы. Толща эффузивов производит впечатление однородной.

Ниже приводится ее схематический разрез:

1. Афировые андезитовые порфириты, 30 м. 2. Миндалекаменные андезитовые порфириты, 35 м. 3. Афировые миндалекаменные порфириты, 28 м. 4. Андезитовые миндалекаменные порфириты, 35 м. 5. Витропорфириты, 25 м. 6. Лаво-брекчии, 32 м. 7. Миндалекаменные андезитовые порфириты, 30 м. 8. Литокристаллокластические туфы, 20 м. 9. Туфолавы, 45 м. 10. Псефитовые литокристаллокластические туфы, 20 м.

Суммарная мощность эффузивов 250 м. С размывом на них лежат конгломераты котуджанской свиты среднего-верхнего кембрия. В районе р. Кокдунен контакт кара-арчинской и ашуайрыкской свит осложнен тектонически. Разрез здесь начинается 40-метровой мощности пачкой зеленых серицито-хлорито-глинистых сланцев. Выше лежат: 1. Кварцевые андезитовые порфириты, 50 м. 2. Пироксен-плагиоклазовые андезитовые порфириты, 40 м. 3. Миндалекаменные андезитовые порфириты, 50 м. 4. Пестрые конгломераты, 40 м. 5. Андезитовые порфириты, 50 м. 6. Псефитовые литокластические туфы, 40 м. 7. Лаво-брекчии, 80 м. Мощность свиты в этом разрезе 425 м. Наиболее мощный и лучше всего нами изученный—разрез кара-арчинской свиты в долине р. Котуджан.

Основание свиты не вскрывается. 1. Разрез начинается мощной пачкой грубообломочных литокристаллокластических туфов. 2. Афировые порфи-

риты, 10 м. 3. Лаво-брекчии, 100 м. 4. Афировые порфириты, 4 м. 5. Лаво-брекчии, 150 м. 6. Лаво-брекчии, 35 м. 7. Пятнистые лаво-брекчии, 10 м. 8. Миндалекаменные лаво-брекчии, 7 м. 9. Туфо-брекчии, 18 м. 10. Туфы, 4 м. 11. Пироксеновые миндалекаменные порфириты, 24 м. 12. Афировые порфириты, 10 м. 13. Лаво-брекчии, 50 м. 14. Миндалекаменные андезитовые порфириты, 7 м. 15. Эпидозиты, 25 м. 16. Туфы, 10 м. 17. Туфолавы с хорошо различимыми удлиненными ориентированными по слоистости обломками, 30 м. 18. Лаво-брекчии, 50 м. 19. Лаво-брекчии, 25 м. 20. Афировые миндалекаменные порфириты, 20 м. 21. Лаво-брекчии, 20 м. 22. Лаво-брекчии, содержащие обломки стекла, 30 м. 23. Миндалекаменные афировые порфириты, 20 м. 24. Эпидозиты, включающие линзы туфо-брекчий с гематит-магнетитовым цементом, 5 м. 25. Пироксеновые миндалекаменные порфириты, 27 м. 26. Миндалекаменные порфириты, 30 м. 27. Эпидозиты, 100 м. 28. Кремнистые туфы, 5 м. 29. Туфо-брекчии, 8 м. 30. Грубопсефитовые литокристаллокластические туфы, 8 м. 31. Грубообломочные туфо-брекчии, 15 м. 32. Миндалекаменные афировые порфириты, 35 м. 33. Лаво-брекчии, переслаивающиеся с псефитовыми литокристаллокластическими туфами, 60 м. 34. Витролитокристаллокластические туфы, 5 м. 35. Кремнистые сланцы, 10 м. 36. Варнолиты, 50 м. 37. Псефитовые витролитокристаллокластические туфы, 45 м. Мощность свиты в разрезе не меньше 1200 м. Выше лежат грубообломочные брекчии основания котуджанской свиты.

Котуджанская свита имеет очень своеобразный, преимущественно осадочный, состав. Внизу она напоминает «дикий флиш», вверху свита нередко туфогенная. Эффузивные покровы в ее толще не обнаружены, но туфогенный состав верхних горизонтов, а также вулканический нект, обнаруженный в районе р. Котуджан, одновозрастный с ними, с несомненностью свидетельствует о продолжавшейся в среднем-верхнем кембрии вулканической деятельности. Интенсивность вулканизма к этому времени ослабевает, а проявления его по существу завершают длительный кембрийский вулканический этап. Возраст вулканогенного комплекса определяется сравнительно узкими рамками находок нижнекембрийских водорослей в ашуайрыкской свите и сборов средне-верхнекембрийских трилобитов и брахнопод, сделанных А. Ф. Степаненко [19] в котуджанской свите.

Петрография кембрийских вулканогенных пород.

Эффузивные породы

Лаво-брекчии. Широко распространены в составе свиты. В разрезе по р. Котуджан им принадлежит ведущая роль, не менее 30% объема пород они составляют в разрезе по рекам Кокдунен, Ченер, Кара-Арча. В зависимости от состава несущей массы среди лаво-брекчий нами выделено несколько разновидностей.

1. Лавы полевошпатовых порфиритов с пилотакситовой.

флюктуационной, гиалопилитовой структурами основной массы.

Вкрапленники представлены олигоклаз-андезином. Текстура массивная, иногда миндалекаменная. Как правило, прекрасно выражены структуры течения. Лава содержит чужеродные оплавленные обломки: а) пироксеновых порфиритов с гиалопилитовой структурой основной массы; б) плагиоклазовых порфиритов с гиалопилитовой структурой основной массы; в) пироксен-полевошпатовых порфиритов, имеющих микролитовую и гиалиновую структуры основной массы; г) афиритов со сферолитовой структурой; д) пироксена, оливина, плагиоклазов, основной массы порфиритов с микролитовой структурой.

2. Лавы пироксеновых миндалекаменных порфиритов. Текстура миндалекаменная. Структура порфиновая. Во вкрапленниках альбитизированный олигоклаз-андезин и идиоморфные кристаллы моноклинного пироксена. Основная масса имеет апоинтерсертальную, гиалопилитовую структуры. Миндалины выполнены хлоритом, кальцитом, кварцем. Чужеродные включения: а) пироксеновые миндалекаменные порфириты с микропризматическизернистой структурой основной массы; б) миндалекаменные пироксен-плагиоклазовые порфириты с интерсертальной структурой основной массы. Миндалины выполнены кварцем.

3. Афиритовые лавы. Структура афировая, сферолитовая. Чужеродные оплавленные обломки представлены: а) микролитовой основной массой порфирита; б) порфиритами с афировой интерсертальной структурой.

4. Стекловатые миндалекаменные лавы. Структура основной массы гиалиновая с переходом к гиалопилитовой. Присутствующие вкрапленники представлены призмами изъеденного андезина и реже—моноклинного пироксена. В стекловатой лаве находятся обломки порфиритов с гиалопилитовой структурой, оплавленные зерна плагиоклазов, кусочки порфиритов с гиалиновой структурой основной массы, отличающиеся от базисной лавы меньшим количеством рудного минерала. Отличительной особенностью породы является очень большое количество миндалин. Они выполнены хлоритом, кальцитом. Выполнение нередко зональное.

5. Лаво-брекчии с неопределенным составом базисной лавы. Обладают брекчиевой структурой. Состоят из спаенных эффузивных обломков, определить несущую массу среди которых из-за сильного насыщения обломочным материалом не представляется возможным. В брекчии присутствуют: а) пироксеновые порфириты с гиалиновой структурой основной

массы; б) плагиоклазовые порфириты с гиалопилитовой структурой основной массы; в) эпидозиты.

Туфолоавы. Отличаются от вышеописанных пород наличием в составе несущей лавы обломков взрывного происхождения. Встречены они в верхних частях разреза р. Ченер и в средних—разреза р. Котуджан. Базисная порода—андезитовые плагиоклазовые порфириты с порфиновой структурой, таблитчатыми зернами олигоклаз-андезина в фенокристаллах. Основная масса имеет гиалопилитовую пилотакситовую структуру. Среди обломков встречены: а) андезитовые порфириты с порфиновой структурой, апоинтерсертальной структурой основной массы; б) плагиоклазовые порфириты (структура порфиновая, основная масса криптокристаллическая); в) кремнистые сланцы с микрогранобластовой структурой; г) афириты с гиалопилитовой и микролитовой структурами; д) витрокристаллокластические туфы; е) алевритовые кремнистые кристаллокластические туфы.

Вариолиты. Стекловатые породы, обладающие витрофиновой структурой. В составе преобладает замещенное хлоритом и серпентином стекло с начальными признаками кристаллизации в сферолитовую структуру. В этой массе содержатся округлые образования, обособленные друг от друга и от вмещающей породы системой трещинок. Шарики-вариолики порой с отчетливым лучистым радиальным строением. Изолированность вариолок, кроме того, подчеркивается наличием вокруг них каемок рудного вещества.

Пироксеново-полевошпатовые миндалекаменные порфириты. Занимают небольшой объем среди эффузивов свиты, однако присутствуют во всех изучавшихся нами разрезах. Наибольшую роль они играют в строении толщи района р. Кара-Арча. Структура порфиновая, гломеропорфиновая. Вкрапленники—олигоклаз-андезин и бесцветный моноклинный пироксен. Текстура миндалекаменная. Миндалины выполнены кальцитом, хлоритом, эпидотом, цоизитом. Основная масса имеет гиалопилитовую, микролитовую пилотакситовую или интерсертальную структуры.

Пироксеново-полевошпатовые порфириты. Встречены лишь в районе р. Кара-Арча. Отличаются от только что описанных пород массивной текстурой.

Плагиоклазовые порфириты. Присутствуют во всех разрезах, наибольшую роль играют в районе р. Ченер. Текстура массивная и миндалекаменная. Структура порфиновая. Вкрапленники—таблитчатые и призматические зерна плагиоклаза состава андезина. Основная масса имеет микролитовую апоинтерсертальную, местами микросферолитовую

структуры. Миндалины выполнены кварцем, хлоритом, кальцитом, эпидотом, цоизитом с хлоритом.

Кварцевые миндалекаменные порфириды. Структура порфиристая, реже афировая. Фенокристаллы — таблитчатые зерна среднекислого плагиоклаза с зональным строением. Основная масса интерсертальная с переходом в пилотакситовую или пилотакситовая. Кроме лейт, в базисной массе содержатся мелкие изометричные зернышки кварца. Миндалины округлые, выполнены хлоритом, кварцем, хлорит-цоизит-эпидотовым агрегатом. Миндалины выполняются как мономинерально, так и несколькими минералами.

Афириты. Обладают афировой интерсертальной, апоинтерсертальной структурой. Особенностью является наличие в породе двух кристаллических систем. Основную канву образуют крупные лейсты плагиоклаза. В промежутках между лейстами, заместив стекло, развились чешуйки хлорита, рудные зерна и альбитовая кристаллитовая масса. При увеличении 60×8 в ней различаются иглы-кристаллиты, плавающие в перекристаллизованном базисе. Здесь же, кроме того, содержатся редкие мелкие ксеноморфные зерна кварца.

Пирокласты. Роль пирокластического материала в строении свиты невелика. Пирокласты присутствуют не во всех разрезах. В относительно мощных пачках они встречены в районе Котуджана, где тяготеют к низам разреза. Среди них выделяются псефитовые литокристаллокластические туфы витролитокластические, литокластические туфы, туфобрекчии.

Псефитовые литокристаллокластические туфы. Слагают низы кара-арчинской свиты в районе р. Котуджан, в маломощных прослоях встречены в верхних частях разрезов рек Кокдунен, Ченер, Котуджан. Структура псефитовая литокристаллокластическая. Текстура массивная, реже слоистая, сланцеватая. Среди обломков встречены: а) пироксеновые порфириды с порфиристой структурой, гиалопилитовой структурой основной массы; б) пироксеновые порфириды (вкрапленники — крупные зерна моноклинного пироксена, основная масса микролитовая); в) обломки основной массы, обладающей интерсертальной, апоинтерсертальной, пилотакситовой структурами; г) разрушенные кристаллы плагиоклаза; д) обломки туфов; е) осколки кварца и пироксена.

Цементом служат пепловые алевритистые туфы с различным под микроскопом плохо поляризующим пепловым материалом и заключенными в нем редкими угловатыми обломка-

ми полевого шпата. Цемент, как правило, порового типа, но имеется и базальный (со слоистой текстурой), обтекающий включения.

Псефитовые литокластические туфы. Отличаются от вышеописанных литогенным составом обломочного материала, очень редки, встречены в разрезе р. Кокдунен. Порода представляет собой пепловую пелито-алевритовую массу, в которую, как и в базальный цемент, погружены крупные угловатые обломки афировых порфиритов.

Псефитовые витролитокристаллокластические туфы. Образуют верхний горизонт разреза свиты в районе р. Кокдунен. Насыщенность обломочным материалом невысокая. В обломках остроугольные зерна туфов, сильно разрушенных плагиоклазов. Основная цементирующая масса криптокристаллическая и состоит из изодиаметричных неопределимых зерен.

Туфобрекчии. Обнаружены лишь в разрезе Котуджан в пачках небольшой мощности. Структура их грубопсефитовая литокристаллокластическая. Порода состоит из крупных угловатых обломков, заключенных в алевросаммитовый кристаллокластический цементирующий материал. Насыщенность обломками высокая. Среди них встречаются: а) порфириды с плагиоклазовыми вкрапленниками, гиалопилитовой структурой основной массы; б) пироксеновые миндалекаменные порфириды с гиалопилитовой структурой основной массы; в) зерна моноклинного пироксена и плагиоклаза; г) афириты с пилотакситовой интерсертальной и апоинтерсертальной структурами; д) зерна аплитов и порфиритов

Особенности вулканогенных толщ

Несмотря на некоторые различия, проявляющиеся в строении кембрийского вулканогенного комплекса западной части Киргизского хребта, он обнаруживает совершенно определенные общие черты в составе и химизме. Среди наиболее характерных черт можно назвать почти чисто вулканогенный состав нижних трех четвертей его разреза, широкое развитие лаво-брекчий, довлеющее значение порфиристых разностей и общий андезитовый состав.

В химической лаборатории Института геологии АН Киргиз. ССР сделано несколько силикатных анализов штучных проб пород. Результаты этих анализов и пересчеты их по методу А. Н. Заварицкой [21] помещены ниже, в табл. 1, 2.

Анализы подтверждают андезитовый состав кембрийского

№ проб	Породы	Результаты силикат				ных анализов проб								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Плп
Кембрийские														
26-м	Плагноклазовые миндалекаменные порфириты	57,9	0,30	18,15	0,97	6,26	0,09	3,04	3,05	4,30	0,40	0,62	0,08	4,90
26-н	Лаво-брекчия	62,46	0,40	14,38	3,85	4,45	0,15	1,41	3,20	3,78	0,54	0,66	0,12	3,62
36-7-а	Кварцевый миндалекаменный порфирит	57,80	0,55	19,05	0,32	5,54	0,05	3,33	5,15	3,46	1,62	0,72	0,24	1,34
26-ж	Миндалекаменные кварцевые афириты	53,6	0,50	17,96	2,45	3,19	0,05	4,90	5,85	2,74	0,50	1,20	0,30	6,84
36-8		47,93	0,45	22,51	2,86	4,19	0,04	5,61	9,80	2,00	0,87	0,68	0,30	2,94
26-3		47,94	0,30	19,19	3,18	6,06	0,09	5,96	4,85	2,62	0,34	0,96	0,08	8,28
Рифейские														
06-6	Диабаз	46,52	0,57	16,93	3,00	7,01	0,07	6,53	10,70	2,12	0,08	0,74	0,12	4,66
08-в	Диабаз	43,63	1,25	13,95	4,79	9,14	0,18	3,37	9,35	2,00	0,08	1,32	0,44	8,46

комплекса с вариацией в пределах анортозит, кварцевый базальт-андезит, кварцевый андезит.

Таким образом, состав комплекса достаточно своеобразен, чтобы отличаться от более основного—рифейского. Структурные, текстурные особенности кембрийских эффузивов и пирокластов, общий пестрый, сильно изменчивый состав, фациальный облик верхней части комплекса характеризуют и особенности палеогеографических условий. Эффузивный процесс протекал в неустойчивой обстановке сильно расчлененного рельефа в условиях моря с многочисленными островами и глубокими трогами. Значительная мощность комплекса и явное преобладание вулканогенных пород над нормально осадочными свидетельствуют о большой его интенсивности. Для кембрийских вулканогенных толщ имеются явные данные о наличии двух типов извержений. Если, характеризуя рифейские эффузивы, мы пришли к выводу о трещинном характере всех зафиксированных излияний, то в кембрийском комплексе, особенно на последних, заключительных этапах процесса, уже несомненно извержения и центрального типа.

Совершенно определенное положение в разрезе кембрийского вулканогенного комплекса делает немислимыми ранее проводившиеся сопоставления его с терекской свитой. От последней он отделен структурно тяготеющей к нижнему кембрию учкошской серией, мощность которой здесь, в заведомо сокращенном разрезе, составляет 1600 м.

Структурный раздел на границе рифейских и нижнекембрийских толщ, а также значительный возрастной разрыв в

проявлении вулканизма говорят о самостоятельности кембрийского вулканогенного комплекса. Он проявился после раннекембрийской терригенно-известняковой формации, которую можно принимать как нижнюю в палеозойском прогибе, выполненном призмой осадков с полным набором эвгеосинклинальных формаций [9]. Вулканогенный комплекс объединяет зеленокаменную андезито-базальтовую, граувакковую и кремнисто-сланцевую формации. Выше располагается средне-верхнеордовикская сероцветная морская моласса, завершающая геосинклинальный этап.

Таким образом, имеется два самостоятельных ряда эвгеосинклинальных формаций, разделенных структурным несогласием: кемброордовикский и рифейский. Последний кажется неполным без верхних формаций. В нем имеются, снизу вверх, следующие формации: а) песчано-сланцевая, б) сланцево-известковая; в) спилито-диабазовая. Отсутствие верхних формаций не является следствием незавершенности геосинклинального этапа. Судя по общему ходу тектонического развития района, в этом участке интрагеоантиклинального поднятия эти толщи не отлагались. Следовательно, процесс геосинклинального прогибания за промежуток времени со среднего рифея до силура прошел два этапа. Кемброордовикская геосинклиналь оказалась наложенной на рифейскую.

Стратиграфическим аналогом описываемого кембрийского вулканогенного комплекса в Центральном Казахстане [2] является бошекульская и торткудукская свиты, первая из которых считается типичной спилито-кератофировой форма-

Пересчеты силикатных анализов

Таблица 2

№ проб	S	a	b	c	Q	$\frac{a}{c}$	n	t	φ	a'	c'	m'	f'
26-м	67	10,1	19,2	3,7	+10,1	2,73	94,8	0,42	4,3	36,8	—	27,2	36
26-н	73,7	9,4	12,85	4,05	+24	2,3	92	0,5	26,4	19,25	—	19,25	61,5
36-7-а	70,74	10,58	14	4,68	+15,6	2,26	76,6	0,72	2,09	—	14,6	43	42,4
26-ж	66,6	7,3	18,4	7,7	+10,9	1	90	0,67	12,75	19,3	—	49,9	30,8
36-8	61,5	6,58	18,5	13,5	—3,7	0,49	76,2	0	14,6	3,3	—	58,0	38,7
26-3	73,4	8,3	10,4	7,9	+23	1,05	93,3	0,5	35	29,6	—	38,0	32,4
06-6	58,35	5,25	26,6	9,8	—3,6	0,5	97,1	1,02	10,65	—	16,8	45,1	38,1
06-в	61,1	5,0	25,9	8,1	+3,9	0,62	98,5	1,89	17,85	—	18,7	24,7	56,6

цией [4, 12]. Следовательно, эвгеосинклинальная зеленокаменная формация проявилась по-разному в краевой (Киргизский хребет) и центральных частях (Центральный Казахстан) палеозойской эвгеосинклинали. То же можно сказать и о рифейском вулканогенном комплексе, находящем себе аналогов в еремантаусской серии Центрального Казахстана. Породы и рифейского, и кембрийского вулканогенного комплексов палеотипны. Они замещены агрегатом хлорита, амфиболов и эпидот-цоизита. Плагноклазы, как правило, сильнее всего образом разрушены, альбитизированы. По темноцветным минералам, нередко полностью замещая их, развивается хлорит с серпентином. Вулканогенные толщи испытали зеленокаменное перерождение. При этом, если проводить сравнение степеней метаморфизма рифейских и кембрийских эффузивов, мы, конечно, должны будем выделять более измененные — рифейские. Различие обнаруживается не только по количеству и характеру вторичных минералов при исследовании пород под микроскопом, оно отчетливо видно и в поле. Породы терекской свиты сильнее разрушены, существенную роль в ее составе играют порфиритоиды. Амфиболизация присуща лишь ей.

ВЫВОДЫ

1. В разрезе докембрия и палеозоя Киргизского хребта имеются две однотипные, но разновозрастные вулканогенные формации: рифейская и кембрийская. И та и другая, несмотря на различия в составе, являются типично зеленокаменными и отвечают спилито-кератофировой из ряда парагенетических формаций глубинных тектонических структур.

2. Вулканогенные формации располагаются не в едином ряду, а в двух самостоятельных, разделенных структурным несогласием, а процесс геосинклинального прогибания за промежуток времени со среднего рифея до силура прошел два этапа.

3. Полным набором эвгеосинклинальных формаций характеризуется кемброордовикский этап. Снизу вверх он представлен: а) песчано-сланцевой; б) сланцево-известняковой; в) зеленокаменной андезито-базальтовой; г) кремнисто-сланцевой; д) граувакковой формациями и е) сероцветной морской молассой.

В конце этапа проявилась основная для района складчатость, завершившая геосинклинальный период. Вышележащая формация пестроцветной континентальной молассы уже является типично геоантиклинальной.

Рифейский этап мы видим неполным, без верхних формаций. Здесь выделяются: а) песчано-сланцевая; б) сланцево-известняковая; в) зеленокаменная спилито-диабазовая формации.

4. Одновозрастные и однотипные вулканогенные формации различаются по составу и типу излияний. Связано это, по-видимому, с различиями в положении внутри эвгеосинклинали и, кроме того, с неодинаковой полнотой зафиксировавшихся разрезов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белькова Л. Н., Огнев В. Н. К стратиграфии и тектонике древних толщ Киргизского хребта. Геология Средней Азии. Сб. статей изд. Ленингр. ун-та, 1961.
2. Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М., Госгеолтехиздат, 1955.
3. Влодавец В. И. О происхождении пород, обычно называемых туфолитами и игнимбритами. Тр. лаборатории вулканол. АН СССР, вып. 14, 1957.
4. ГоньшакOVA В. И. Эффузивные породы нижнего палеозоя хребта Чингиз. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. петрографическая, вып. 147, № 43, 1957.
5. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изв. АН СССР, 1956.
6. Кокарев Г. Н. К петрографии спилитовой свиты бассейна р. Кара-Арча. Изв. АН Киргиз. ССР, сер. естеств. и техн. наук, т. II, вып. I, 1960.
7. Колюк А. А., Кокарев Г. Н. Вопросы стратиграфии и возраста древних свит Киргизского хребта. Тр. Ин-та геол. АН Киргиз. ССР, вып. 8, 1956.
8. Козеренко В. Н. К стратиграфии и тектонике палеозойских и докембрийских отложений северной зоны Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1948.
9. Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III, Госгеолтехиздат, 1961.
10. Королев В. Г. Древние толщ Терской Ала-Тоо и прилегающих с юга хребтов. Автореф. дисс., 1957.
11. Криволуцкая В. Н., Королев В. Г. Кембрийская вулканогенно-осадочная толща в хребте Терской Ала-Тоо. Изв. АН Киргиз. ССР, сер. естеств. и техн. наук, т. II, вып. 6, 1960.
12. Миллер Е. Е. Нижний кембрий северо-востока Центрального Казахстана. АН Казах. ССР. Тр. совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, вып. I, Алма-Ата, 1960.
13. Медведев В. Я. и Королюк И. К. К вопросу о возрасте древних толщ Киргизского и Таласского хребтов Северного Тянь-Шаня. Докл. АН СССР, т. 123, № 2, 1958.
14. Николаев В. А. Докембрий Средней Азии. Стратиграфия СССР, т. I, Докембрий СССР, Изд. АН СССР, 1930.
15. Оникненко С. К. К вопросу классификации пирокластов. Изв. Вышш. учебн. завед., сер. геол. и разведка, № 9, 1958.

16. Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тянь-Шаньской геосинклинальной области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.
17. Пейве А. В. Стратиграфия и возраст древних свит Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1948.
18. Саранчица Г. М. К классификации пирокластических пород. Вестн. Ленингр. ун-та, № 10, геология, 1952.
19. Степаненко А. Ф. Новые данные о докембрийских (синийских) и нижнепалеозойских отложениях западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань). Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1959.
20. Усов М. А. Фации и формации горных пород. Сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Изд. АН Казах. ССР, 1960.
21. Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. Госгеолтехиздат, М., 1956.

Резюме

Статьяда Кыргыз тоо кыркасындагы бөлүнгөн кембрийге чейинки жана палеозойдогу бир типтүү, бирок — ар башка жаштагы вулканогендик формациялардын мүнөздөмөсү берилет. Алар ар түрлүү, өз-өзүнчө болгон геосинклиналдык формациялардын тизмегинде жайланышкан жана ушул жердин тектоникалык өмүрүнүн ар кайсы этаптарында пайда болушкан деген жыйынтык чыгарылат.

Б. Джолдошев

**СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ СВИТЫ ДЖЕТЫМ-ТОО В
ПРЕДЕЛАХ ДЖЕТЫМСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(ТЯНЬ-ШАНЬ)**

Джетымское железорудное месторождение, обнаруженное в 1956 г., находится на южном склоне хребта Джетым-Тоо в пределах Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны Центрального Тянь-Шаня. В течение 1956—1961 гг. автор проводил исследования по теме «Геология свиты Джетым-Тоо и связанные с ней железные руды». Ниже приводятся некоторые данные, полученные в результате проведенных нами работ в пределах Джетымского железорудного месторождения.

При изучении гор Джетым-Тоо С. С. Шульц выделил так называемую «свиту Джетым-Тау»¹, для которой характерны полимиктовые и туфогенные конгломераты, кремнистые и песчано-глинистые сланцы. Возраст свиты принимался за верхнесилурийский [7]. Последующими исследователями объем свиты Джетым-Тоо неоднократно изменялся. Е. И. Зубцов [4] значительно расширил представления об объеме свиты, а В. Г. Королев [5] резко сократил.

В пределах Джетымского железорудного месторождения объем свиты Джетым-Тоо таков: внизу резкое несогласие, ниже которого залегают кварцевые порфиры свиты Большого Нарына, относимые к синию; сверху — по разлому сменяется песчано-сланцевыми отложениями ордовика и красноцветными конгломератами и песчаниками девона. Возраст свиты — верхний синий (Б. Джолдошев, 1962).

Строение свиты Джетым-Тоо. Ю. В. Жуков на основании данных, полученных им во время геолого-съёмочных работ (1956—1958 гг.), свиту Джетым-Тоо разделил на три подсвиты, имеющие более или менее устойчивый литологический состав:

1. Рассланцеванных гравелито-песчаников.
2. Сланцев и рассланцеванных песчаников с линзами гематито-магнетитовых руд.
3. Рассланцеванных конгломерато-песчаников.

¹ Правильнее — «свита Джетым-Тоо» (примечание автора).

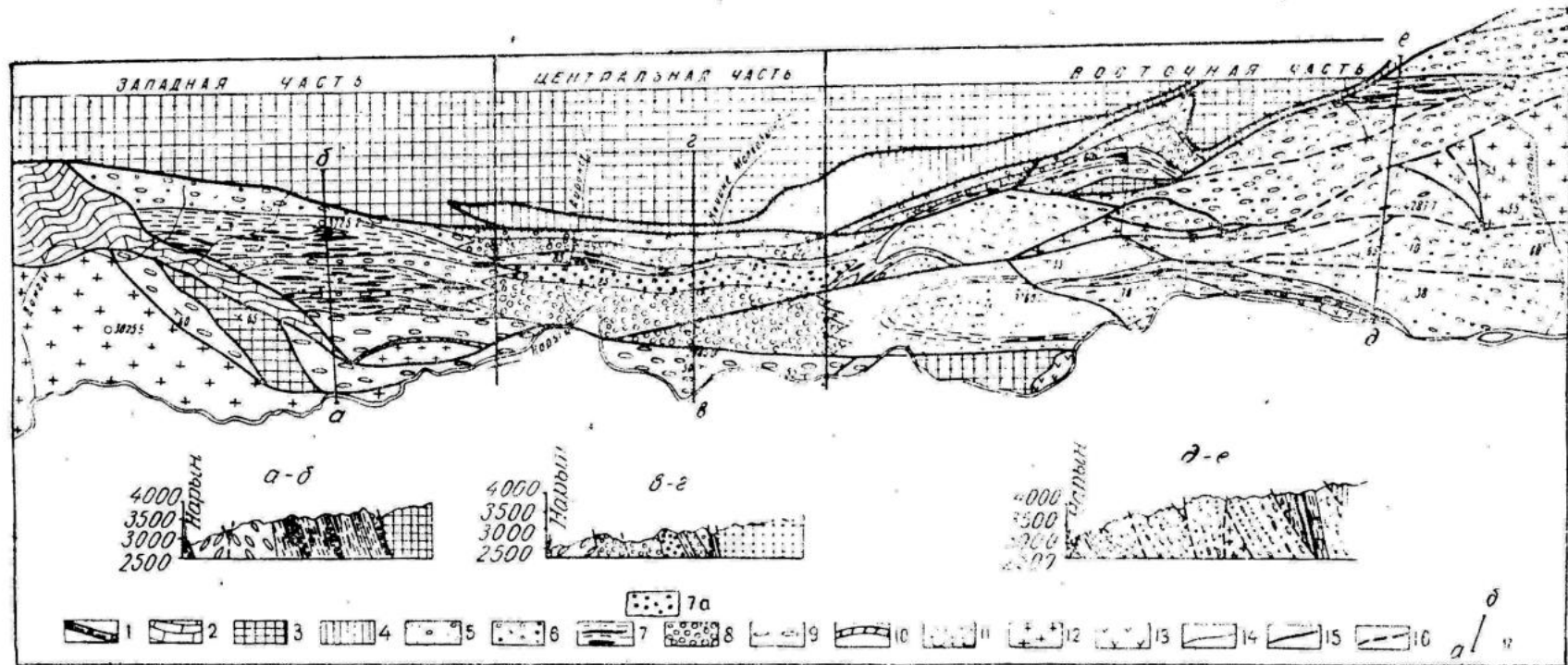


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Джетымского железорудного месторождения

1. Третичные отложения.
2. Карбон, известняки.
3. Девон, песчаники, конгломераты.
4. Ордовик, песчаники, сланцы.
- 5-11. Верхний силур. Свита Джетым-Тоо. 5. Верхняя подсвита, массивные конгломераты. 6. Надрудная подсвита, галечный джетымит с валунами. 7. Железорудная подсвита, железные руды, филлитизированные сланцы. 7-а. Подрудная подсвита, джетымит с галькой. 8. Подсвита галечных джетымитов с валунами. 9. Подсвита валунно-галечных джетымитов с глыбами.
10. Базальная подсвита, филлитизированные сланцы с прослоями известняков.
11. Нерасчлененные породы свиты Джетым-Тоо.
12. Свита кварцевых порфиров Большого Нарына.
13. Верхнепалеозойские гранитоиды.
14. Стратиграфические границы согласные.
15. Разломы достоверные.
16. Разломы предполагаемые.
17. Линии геологических разрезов

Поскольку такое деление свиты считается общепринятым и Ю. В. Жуковым [3] опубликовано в печати, то нам представляется целесообразным несколько подробнее остановиться на разборе этой схемы в свете новых данных, полученных в результате наших тематических исследований за последние годы.

Признавая правильность предложенной Ю. В. Жуковым схемы трехчленного деления свиты Джетым-Тоо, мы считаем необходимым отметить некоторые неправильные положения в работе Ю. В. Жукова, вытекающие из трактовки им нижней и верхней подсвит.

Наиболее существенной ошибкой, допущенной Ю. В. Жуковым при изучении свиты Джетым-Тоо, является то, что дана не совсем обоснованная и поэтому неверная литологическая характеристика выделяемым им породам, неверны и термины «гравелито-песчанники» для нижней и «конгломерато-песчанники» для верхней подсвит. Судя по указанным названиям, читатель, незнакомый с отложениями свиты Джетым-Тоо, может сделать ошибочный вывод о том, что породы нижней подсвиты в предложенной Ю. В. Жуковым схеме являются осадками менее грубообломочными, чем породы верхней подсвиты. Наши исследования говорят об обратном. По гранулометрическому составу породы нижней и верхней подсвит приблизительно соответствуют друг другу, а для нижних пачек (подсвита валунно-галечных джетымитов с глыбами), лежащих на базальной песчано-сланцевой подсвите свиты Джетым-Тоо мощностью до 800—1000 м, характерен относительно более грубообломочный (валунно-глыбовый) состав.

Рассматривая предложенную схему деления свиты Джетым-Тоо Ю. В. Жукова и приступая к изложению нашей точки зрения по этому вопросу, отметим, что относительно стратиграфического положения массивных конгломератов, венчающих разрез свиты Джетым-Тоо, существует две трактовки. Ю. В. Жуков эти конгломераты относит к свите Джакболот предположительно ниже- и среднекембрийского возраста. Обоснованием для этого послужила массивность и преимущественный гранитоидный состав указанных конгломератов.

Наши детальные полевые наблюдения с В. Г. Королевым в 1961 г. говорят о том, что массивные конгломераты, венчающие разрез позднекембрийской свиты Джетым-Тоо, следует рассматривать в составе последней. Поводом для этого послужили: 1) совершенно постепенные переходы между массивными конгломератами и нижележащими осадками свиты Джетым-Тоо; 2) сходство распределения и сортировки обломочного материала в интересующих нас осадках. Массивность этих

конгломератов объясняется меньшей степенью их расчленения. Преимущественный гранитоидный состав (до 70—80%) обломков, слагающих массивные конгломераты, действительно резко отличает их от остальных пород свиты Джетым-Тоо. Однако эти же гранитоиды повсеместно встречаются и в составе обломков нижележащих частей свиты Джетым-Тоо, а содержание их в породе иногда доходит до 25—30% (обычно 10—20%).

На основании приведенных данных, мы не согласны с мнением Ю. В. Жукова и считаем, что массивные конгломераты должны рассматриваться в составе свиты Джетым-Тоо.

Территорию Джетымского железорудного месторождения мы подразделяем на три части: западную, центральную и восточную (рис. 1).

Для западной части характерна сильная фациальная изменчивость и складчатое строение слагающих ее отложений. Ширина выхода железорудной подсвиты здесь резко увеличена за счет складчатости и доходит до 1800—2000 м.

Средняя часть месторождения характеризуется нормальной стратиграфической последовательностью пород свиты Джетым-Тоо и относительно несложной тектоникой. Мощность железорудной подсвиты не превышает 350—400 м.

Восточная часть месторождения отличается тем, что здесь рудоносные горизонты образуют две самостоятельные полосы, разветвляющиеся с запада на восток. Они располагаются соответственно на северных и южных крыльях антиклинория Большого Нарына, тогда как рудоносные полосы западного и центрального участков слагают только северное его крыло. Другой отличительной особенностью этой части месторождения является сложная тектоника, обусловившая блоковое строение слагающих ее пород.

В нашей совместной с В. Г. Королевым статье [1] отмечалось, что в хребте Джетым-Тоо различаются два типа разреза одноименной свиты: маломощный и сравнительно большой мощности; здесь же дана общая характеристика строения и состава этих разрезов.

В пределах Джетымского железорудного месторождения отложения свиты Джетым-Тоо от р. Курменты на востоке до р. Дангы на западе (рис. 1) представлены мощными разрезами. В связи с сильной фациальной изменчивостью и сложной дислоцированностью строения и состав мощных разрезов описываемой свиты не везде одинаковы.

По литологическим признакам отложения свиты Джетым-Тоо (мощные разрезы) в пределах Джетымского железорудного месторождения, в наиболее типичном проявлении (по до-

линам рек Айран-Су и Кичине Молдо-Баши) довольно отчетливо подразделяются на семь подсвит (рис. 2).

Подавляющая часть интересующих нас отложений принадлежит к несортированным (тиллитоподобным) породам. Размеры гранулометрических фракций, которыми слагаются породы, колеблются в очень широких пределах—от пелитовых частиц до валунов и глыб.

Ритмичность свиты Джетым-Тоо. Несмотря на сложность сочетания гранулометрических фракций и пестроту минералогического состава тиллитоподобных пород свиты Джетым-Тоо, при более детальном исследовании нами удалось выявить ритмический характер строения этих отложений.

Как видно из рис. 2, в последовательности напластований пород свиты Джетым-Тоо в опорных разрезах центральной части Джетымского железорудного месторождения довольно четко устанавливается наличие трех седиментационных ритмов. Для ритмов больших размеров, достигающих мощности десятков и сотен метров, Д. В. Наливкин [6] предложил название «макроритм», которое мы применяем к осадкам свиты Джетым-Тоо. Следует добавить, что мощность макроритмов в рассматриваемом нами случае достигает не только сотен, но и 1000—1500 м. Макроритмы в разрезе свиты Джетым-Тоо представлены различной мощностью и полнотой и состоят из мезоритмов, соответствующих выделяемым нами подсвитам.

Общей особенностью для описываемой трансгрессивной серии является постепенное убывание в процессе развития седиментационных ритмов грубообломочного материала и уменьшение крупности терригенных масс снизу вверх.

Ниже приводим характеристику выделяемых нами макро- и мезоритмов.

Первый макроритм состоит из одного мезоритма, соответствующего базальной подсвите свиты Джетым-Тоо. Он образован зеленовато-серыми и темно-серыми филлитизированными сланцами с маломощными прослоями серых тонкозернистых кристаллических известняков и представляют собою осадки, которыми завершается набор пород макроритма в разрезе свиты Джетым-Тоо (см. дальше). Мощность пород описываемого мезоритма в пределах Джетымского железорудного месторождения не более 20 м. За пределами месторождения, на водоразделе двух составляющих р. Узун-Турук (на восточном окончании хребта Джетым-Тоо) мощность мезоритма увеличивается до 70 м.

Второй макроритм включает в себя четыре мезоритма, соответствующих отложениям второй, третьей, подрудной и железорудной подсвит свиты Джетым-Тоо, в последовательно-

сти которых отчетливо отражен ритмический характер накопления осадков.

Начало (первый член) макроритма характеризуется максимальной крупностью обломочного материала, который сложен валунно-галечными джетымитами с глыбами, образующими вторую подсвиту. От вышележащих отложений описываемая часть макроритма резко обособляется по наличию в нем валунно-глыбовых обломков, содержание которых в породе доходит до 30—40% (см. табл. 1). Мощность первого мезоритма, характеризующего начало второго макроритма в центральной части Джетымского железорудного месторождения, доходит до 500—800 м.

Для отложений второго мезоритма типично полное отсутствие глыб и резкое уменьшение содержания в породе валунного материала (не более 5—10%). Он представлен галечными джетымитами с валунами, которыми слагается третья подсвита свиты Джетым-Тоо. Мощность второго мезоритма колеблется от 800 до 400—600 м.

Отложения третьего мезоритма — это преимущественно гравийно-песчано-алевро-пелитовые породы с незначительным (5—10%) содержанием галек. Они совершенно лишены валунно-глыбовых обломков (джетымиты с галькой). Эти породы слагают подрудную подсвиту. Мощность третьего мезоритма 350—400 м.

Второй макроритм завершается мелкообломочно-хемогенными отложениями, представленными песчано-алевро-пелитовыми породами, переслаивающимися с пластами и линзами гематито-магнетитовых руд. Эти породы образуют железорудную подсвиту (четвертый мезоритм). В опорных разрезах в описываемых отложениях нет ни глыб, ни валунов, ни галек. Гравийные обломки встречаются очень редко. Исключение составляют отложения железорудной подсвиты на правом склоне долины р. Туюк-Су (участок Дангы), где сланцы и железные руды переслаиваются с более грубообломочными (вплоть до валунно-глыбовых) породами (джетымитами) и частично фацально замещаются ими. Мощность четвертого мезоритма в центральной части Джетымского железорудного месторождения 300—350 м.

Третий макроритм состоит из двух мезоритмов, соответствующих надрудной и верхней подсвитам. Он характеризуется отсутствием первых и конечных членов макроритма.

Из характеристик макро- и мезоритмов вытекает, что только благодаря набору пород второго макроритма мы имеем возможность расшифровать отчетливо выраженный ритмический характер накопления рассматриваемых отложений, а

**Сводная стратиграфическая колонка
свиты Джетым-Тоо в пределах
Джетымского железорудного месторождения
составил Б. Джолдошев**

СИСТЕМА		ИНДЕКС	ЛИТОЛОГИЯ	МОЩНОСТЬ в м	ПОДСВИТЫ И СЛОГАЮЩИЕ ИХ ПОРОД	МЕЗОРИТМЫ	МАКРОРИТМЫ
С И Н И И С К А Я	С В И Т А						
С И Н И И С К А Я	Д Ж Е Т Ы М - Т О О	0		90-200	Рассланцованные кварцевые порфиры; фельзит-порфиры-порфиры, и их туфы	2	
		1		500-800	Базальная подсвита, сланцы, песчанистые сланцы с прослоем известняков	4	I
		2		400-600	Подсвита галечных джетымитов с валунами	2	II
		3		350-400	Подсвита джетымитов с галькой	3	
		4		300-350	Железорудная подсвита Филлитизированные сланцы с прослоями глебра-песчаников и песчаников железные руды	4	
		5		200-250	Надрудная подсвита Галечные джетымиты с валунами	2	III
		6		150-200	Верхняя подсвита массивные конгломераты	3	
		7		150-200	Сланцы, песчаники		
С И Н И И С К А Я	(С П)	0		150-200	Сланцы, песчаники		
С И Н И И С К А Я	(С ₃ dg)	0		150-200	Сланцы, песчаники		

именно: второй макроритм начинается максимально грубообломочными валунно-глыбовыми, сменяющимися галечно-гравелито-песчаными, затем гравелито-песчаными породами и заканчивается терригенно-хемогенными отложениями железорудной подсвиты, которые завершают полный цикл (ритм) осадконакопления. Что касается отложений первого и третьего макроритмов, то они характеризуются неполным (незавершенным) циклом (ритмом) осадконакопления.

Ритмический характер накопления позднедокембрийских осадков свиты Джетым-Тоо, как видно из рис. 1, отчетливо выражен только в центральной части месторождения. Что касается ее западной и восточной частей, вопрос о ритмическом накоплении рассматриваемых отложений по ряду причин (сложность тектоники, сильная фациальная изменчивость, неудовлетворительная обнаженность и др.) пока остается не совсем выясненным.

Граница между макроритмами всюду постепенная, четкая. В наиболее полном развитии ритма в изученных нами отложениях, как отмечалось выше, наблюдаются максимально грубообломочные (валунно-глыбовые) породы, которые сменяют терригенно-хемогенные осадки предыдущего макроритма. Это позволяет в полевых условиях наметить границы между макроритмами сравнительно четко.

Внутри макроритмов границы между мезоритмами мы также проводили на основании гранулометрических признаков. В опорных разрезах центральной части Джетымского железорудного месторождения отчетливо прослеживаются и хорошо картируются начальные и конечные члены (или первый и четвертый мезоритмы) макроритма благодаря их резко отличному строению по гранулометрическим фракциям.

Граница между первым и вторым мезоритмами очень нечеткая. Ее мы проводим там, где в разрезе тиллитоподобных отложений свиты Джетым-Тоо начинают исчезать глыбы, а содержание валунов в породе резко сокращается (до 5—10%) против их содержания в отложениях первого мезоритма (до 20—30%).

Также условна граница между вторым и третьим мезоритмами. Эту границу мы проводим в верхней части второго мезоритма на основании отсутствия в породе (джетымите) таких грубообломочных фракций, как глыбы, валуны и резкого уменьшения содержания (не более 5—10%) галек, присутствующих в значительных количествах (не менее 20—30%) в отложениях второго мезоритма.

Граница между третьим и четвертым мезоритмами устанавливается довольно отчетливо, так как отложения третьего

мезоритма характеризуются смешанным (гравийно-песчано-алевро-пелитовым), а породы четвертого мезоритма — отсортированным, мелкообломочно-хемогенным (сланцы и железные руды) составом пород.

Прослеживание границ между элементами ритма в центральной части Джетымского железорудного месторождения позволило протянуть отдельные литологические разновидности выделяемых макро- и мезоритмов на расстояние около 8—9 км (рис. 1).

Как видно из рис. 2, в развитии докембрийского осадочного процесса каждый седиментационный ритм в изученных нами отложениях не является повторением предыдущего, и здесь обнаруживается не однотипно повторяющаяся ритмичность.

Предлагаемое ритмостратиграфическое расчленение своеобразных (тиллитоподобных) отложений свиты Джетым-Тоо, как первая попытка подобного рода для докембрийских толщ Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня, естественно, не лишена дискуссионных положений. Автор отдает себе отчет в условности границы между мезоритмами вообще и между 1—2 и 2—3 в особенности. Однако и в таком схематическом виде теоретическое и практическое значение выделяемых макро- и мезоритмов в нашем случае представляется вполне определенным. Прежде всего они, очевидно, позволят более обоснованно подойти к выяснению условий формирования своеобразных смешанных пород свиты Джетым-Тоо, которые, как известно, до настоящего времени остаются неразработанными. Кроме того, базальные терригенно-хемогенные осадки, как и конечный член второго макроритма, очевидно, содержат в себе залежи железных руд гематито-магнетитового состава.

Состав свиты Джетым-Тоо. По литологическим признакам отложения свиты Джетым-Тоо мы подразделяем на два типа. Первый характеризуется отсортированным, а второй — смешанным (как в минералогическом, так и в гранулометрическом отношении) составом пород.

К первому типу принадлежат отложения базальной и железорудной подсвиты (рис. 2). Они представлены серицитокварцево-хлоритовыми, глинисто-кварцево-хлоритовыми и карбонатно-глинисто-хлоритовыми филлитизированными сланцами и гематито-магнетитовыми и магнетито-гематитовыми рудами (более подробная характеристика железных руд дается в статье автора за 1961 г.). Резко подчиненную роль играют известняки.

Основная часть разреза описываемой свиты складывается породами второго типа, представителями которого являются отложения второй, третьей, четвертой, шестой и седьмой под-

свит. Ими слагается около 70—75% площади месторождения. Обломочный материал в породах второго (смешанного) типа в общем случае имеет самые разнообразные размеры: от пелитовых частиц до валунов и глыб величиной в 1—1,5 м в поперечнике и все переходные между ними разновидности. Распределение обломков очень неравномерное, поэтому в рассматриваемом типе осадков нет ни типичных конгломератов, ни типичных песчаников, ни алевролитов. Это — комбинация в тех или иных соотношениях всех указанных разновидностей. Однако при всей сложности сочетания гранулометрических фракций в определенных частях разреза в строении смешанных пород свиты Джетым-Тоо (в нижней подсвите, по Ю. В. Жукову) выявляется довольно отчетливая закономерность. Последняя выражается в постепенном изменении размеров грубообломочных фракций снизу вверх по разрезу, в том же направлении уменьшается и их содержание. Указанная закономерность в центральной части месторождения выражена настолько отчетливо, что позволяет выделить отдельные горизонты (подсвиты). Степень окатанности обломков также самая различная. Наряду с хорошо окатанными обломками встречаются угловато-окатанные и совершенно неокатанные их разновидности. Лучше всего окатаны валуны и гальки.

Среди более крупных обломков (глыб, валунов и галек) были установлены следующие породы: доломитовые мраморы, гранитонды, кислые эффузивы и их туфы. Основная масса породы, в которой свободно размещены глыбы, валуны и гальки, слагается из гравия, песка и алевро-пелита, представленных примерно в одинаковых количествах (по 15—35% каждый) с незначительно меньшим содержанием (15—25%) алевро-пелитовых фракций. Гравийно-песчаные фракции представлены обломками пород кислых эффузивов, кварцитов, слюдяно-кварцевых и хлорито-кварцевых сланцев и обломками минералов (преимущественно дымчатым кварцем, затем плагиоклазом, карбонатом и рудными минералами). Цементом гравийно-песчаных зерен обычно является серицитоглинисто-хлорито-кварцевый сланец с резко выраженной сланцеватостью.

Таким образом, мы видим, что в составе обломков устанавливаются породы самого различного генезиса: эффузивно-осадочные, метаморфические и магматические, поэтому породы являются всегда полимиктовыми.

Для смешанных пород свиты Джетым-Тоо в настоящее время не существует общепринятой терминологии. Одни и те же породы различными исследователями именуется по-разному (туфогенные полимиктовые конгломераты, конгломерато-

сланцы, тиллитоподобные конгломераты, фангломераты, пуддинги, конгломерато-песчаники, гравелито-песчаники и т. д.), что, естественно, вводит в заблуждение. Для унификации терминов смешанных (тиллито-подобных) пород свиты Джетым-Тоо нами составлена упрощенная схематическая классификация (табл. 1).

Таблица 1

Упрощенная схематическая классификация смешанных (тиллито-подобных) пород свиты Джетым-Тоо.

Разновидности пород	Содержание породы, %					
	грубообломочная фракция			основная масса (заполняющий материал)		
	глыбы	валуны	гальки	гравий	песчаные зерна	алевропелитовые частицы
Джетымит	—	—	—	25—35	25—35	25—35
Джетымит с галькой	—	—	5—10	25—35	25—35	15—25
Галечный джетымит с валунами	—	5—10	20—30	20—30	15—25	15—25
Валунно-галечный джетымит с глыбами	5—10	20—30	20—30	15—25	15—25	15—25

Ввиду отсутствия термина, соответствующего неотсортированным отложениям свиты Джетым-Тоо в просмотренной нами многоотраслевой литературе по осадочным породам, мы пришли к выводу о необходимости введения нового термина *джетымит*¹. Последний нами предлагается для обозначения основной массы смешанных пород (см. табл. 1). Наличие в основной массе пород грубообломочных фракций мы обозначаем прилагательным без предлога (когда грубообломочные фракции присутствуют в значительных количествах) или, когда их мало — прилагательным с предлогом «с» (например: с валунами, с глыбами и т. д.).

¹ Более подробное обоснование термина «*джетымит*» дано в работе автора «К унификации терминологии, применяемой к смешанным (тиллито-подобным) породам свиты Джетым-Тоо, и новые данные о возрасте этой свиты». Вопросы геологии Средней Азии. Изд. АН Узб. ССР (в печати).

ВЫВОДЫ

1. Массивные конгломераты (нижне-среднекембрийской (?) свиты Джакболот, по Ю. В. Жукову) нами рассматриваются в составе свиты Джетым-Тоо верхнесинийского возраста.

2. Площадь Джетымского железорудного месторождения нами подразделяется на три (западную, центральную и восточную) части, каждая из которых отличается своими особенностями геологического строения.

3. В наиболее типовых (опорных) разрезах (центральная часть месторождения) свита Джетым-Тоо отчетливо подразделяется на семь подсвит.

4. Свита Джетым-Тоо характеризуется ритмическим строением; в ней устанавливается три макроритма, представленные различной полнотой и мощностью. Макроритмы состоят из мезоритмов. Такая закономерность говорит о ритмическом характере накопления осадков в древних (докембрийских) отложениях, что несомненно представляет практический и теоретический интерес.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жолдошев Б., Королев В. Г. Строение Джетымской серии в хребте Джетым-Тоо. Изв. АН Киргиз. ССР, сер. естеств. и техн. наук, т. II, вып. 6 (геология), 1960.
2. Жолдошев Б. Краткая минералогическая и химическая характеристика железных руд Джетымского месторождения (Тянь-Шань) и их структурно-текстурные особенности. Изв. АН Киргиз. ССР, сер. естеств. и техн. наук, т. III, вып. 4, 1961.
3. Жуков Ю. В. Кембрийские отложения верховьев р. Нарын и их рудоносность. Тр. УГ и ОН при СМ Киргиз. ССР. Сб. № 1. Стратиграфия и магматизм Тянь-Шаня. Госгеолтехиздат. М., 1960.
4. Зубцов Е. И. Новые данные о возрасте палеозойских отложений хребтов Нура, Джетымтау и Нарынтау (Тянь-Шань). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 1, 1955.
5. Королев В. Г. Возраст «свиты арчалы», в хребте Джетымтау (Тянь-Шань) и стратиграфия нижнего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны. Тр. Ин-та геол. АН Киргиз. ССР, вып. IX, 1957.
6. Нилвкин Д. В. Учение о фациях, т. 1, М.—Л., 1956.
7. Шульц С. С. К стратиграфии и тектонике палеозоя хребта Терской Алатау в районе реки Нарын. Изв. АН Киргиз. ССР, № 4, 1938.

Резюме

Статья автордун өз алдынча изилдөөсү боюнча иштелип чыккан материалдарынын негизинде жазылган. Статьянын башталышында Ю. В. Жу-

ковдун, Жетим-Тоо свитасынын катмарларын изилдөөдө болгон бир тол жаңылыштыктарын көрсөтөт. Жетим-Тоо свитасы мурун үч бөлүккө бөлүнгөн болсо, автор анын даана беш бөлүккө бөлүнүшү мүмкүн экендигин далилдөө менен бирге, бул свитанын катмарларында ачык айкын байкалуучу ритм (цикл) белгилери бар экендигин аныктаган. Өзгөчө түзүлгөн («тиллитке» окшогон) жетим свитасынын породаларына, мындан мурун берилип келген аттар туура келбегендиктен, ад породаларды, автор жаңы «Джетымит» деген ат менен аталышы керек деп сунуш киргизген.

К. Сагындыков

**ВЕРХНЕОРДОВИКСКАЯ (?) КАНАЧУЙСКАЯ СВИТА ХРЕБТА
КОК-ИЙРИМ-ТОО**

Работами Н. М. Сниницына [10], В. Н. Огнева [8], Е. И. Зубцова и Е. И. Зубцовой [3, 4], Ю. К. Алексеева (1957), Т. А. Додоновой (1959) и других геологов установлено, что строение и взаимоотношение нижнего и среднего палеозоя в хребте Кок-Ийрим-Тоо аналогичны таковым других районов Чаткало-Нарынской зоны. В хребтах Джетым-Тоо, Большой Кара-Тоо, Чаткальском нижний палеозой с размывом и несогласием перекрывается красноцветной грубообломочной толщей, известной под названием тюлькубашской свиты. Возраст ее в Чаткальском хребте был определен как средний-верхний девон (живетский-франский ярусы), условно принимаемый и для других районов развития отложений тюлькубашской свиты [1, 2, 6].

Однако в хребте Кок-Ийрим-Тоо нижнюю границу тюлькубашской свиты однозначно установить не удалось.

На основании исследований, проведенных нами в 1958—1961 гг., а также учитывая данные предыдущих лет, общая схема стратиграфии дофаменских толщ хребта Кок-Ийрим-Тоо может быть представлена следующим образом (снизу вверх).

1. Толща Кара-Су—кристаллические сланцы, гнейсы. Неполная мощность 400 м.

2. Свита Большого Нарына — кварцевые порфиры, фельзиты, туфы, туфоконгломераты, прослойки мраморов и сланцев. Неполная мощность до 150 м.

3. Джакболотская свита — сланцы, известняки, песчаники. Неполная мощность до 460 м.

4. Толща гиллитоподобных конгломератов — до 50 м.

5. Байдам-талская свита, состоящая из трех частей (снизу вверх):

а) горизонт углисто-кремнистых сланцев — до 150 м;

б) толща карбонатных пород — до 400 м;

в) граптолитовый горизонт — алевролиты, углисто-кремни-

стые и глинистые сланцы, содержащие граптолиты аренига — до 80 м.

6. Джебаглинская серия, представленная внизу эчки-башинской (ичке-башской)¹ свитой темно-серых алевролитов, филлитов, песчаников мощностью от 280 до 480 м, а сверху — толщей зеленовато-серых и темно-серых песчаников, гравелитов, конгломератов мощностью 1100 м.

Выше с размывом и значительным несогласием лежат светло-серые, светло-розовые, сургучно-красные, изредка зеленовато-серые кварцитовидные песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты тюлькубашской свиты среднего-верхнего девона. Общая мощность ее достигает 2500 м.

Выше по разрезу породы тюлькубашской свиты (согласно с переслаиванием) переходят в глинистые известняки с фауной фаменского яруса.

Поскольку в данной статье разбирается вопрос о взаимоотношении нижнего и среднего палеозоя, то мы подробнее остановимся на строении джебаглинской серии. Относительно более нижних частей разреза можно лишь сказать, что они легко коррелируются с разрезами докембрия и нижнего палеозоя хребтов Джетым-Тоо и Северо-Западный Кара-Тоо [3, 4, 6, 9, 11].

Эчки-башинская свита и покрывающая ее толща зеленовато-серых и темно-серых песчаников, гравелитов, конгломератов хребта Кок-Ийрим-Тоо имеют чрезвычайное сходство с отложениями джебаглинской серии хребта Большой Кара-Тоо. По данным С. Г. Анкиновича [1], эта серия состоит из двух свит — суындыкской и беш-арыкской. Возраст первой по находкам фауны установлен как среднеордовикский, второй — верхнеордовикский. Беш-арыкская свита залегает на суындыкской, переход постепенный, иногда на их границе имеется размыв. Как и толща зеленовато-серых и темно-серых песчаников, гравелитов, конгломератов хребта Кок-Ийрим-Тоо беш-арыкская свита несогласно покрывается тюлькубашской свитой. Учитывая вышесказанное, а также принимая во внимание одинаковое стратиграфическое положение упомянутых свит и толщ джебаглинской серии в разрезе нижнего палеозоя, их полное сходство по петрографическому составу, окраске и мощности можно условно сопоставить эчки-башинскую свиту с суындыкской, а вышележащую толщу с беш-арыкской свитой. Следовательно, возраст эчки-башинской свиты может быть условно принят как среднеордовикский.

Толщу зеленовато-серых и темно-серых песчаников, гравели-

¹ Правильнее — эчки-башинская свита.

тов, конгломератов следовало бы, по-видимому, выделить как свиту. Мы предлагаем назвать ее каначуйской (по названию р. Чон-Кан-Ачу — левая верхняя составляющая р. Кок-Ийрим). Здесь наблюдается наиболее полный ее разрез и четкие взаимоотношения с подстилающей и перекрывающей свитами. Возраст каначуйской свиты условно принят нами как верхнеордовикский (по аналогии с беш-арыкской свитой хребта Большой Кара-Тоо). Однако не исключен и верхнеордовикско-нижнесилурийский возраст этой свиты, так как в одном из районов Среднего Тянь-Шаня — Чаткальском хребте — широко развит нижний силур [5]. Нижний силур здесь наряду со специфическими особенностями (наличие красноцветной окраски пород, присутствие эффузивов и их туфов, прослоев известняков) имеет и некоторые черты, характерные для каначуйской свиты. Это сходство заключается в следующем. В нижнем силуре Чаткальского хребта, по данным Е. И. Зубцова [5], как и в каначуйской свите, имеются зеленовато-серые песчаники, алевролиты, сланцы и конгломераты. Отложения силура несогласно перекрываются тюлькубашской свитой, подобное наблюдается и в хребте Кок-Ийрим-Тоо. Однако местами в Чаткальском хребте нижний силур несогласно покрывается порфир-туфовой толщей предполагаемого нижнего девона. Общая мощность нижнего силура Чаткальского хребта более 500—2000 м.

Таким образом, возраст каначуйской свиты условно может быть определен как верхнеордовикский, так и верхнеордовикско-нижнесилурийский.

Однако западная часть Кара-Тоо-Нарынской подзоны сдвинута по Таласо-Ферганскому разлому относительно восточной ее части [7]. Действительно, все докембрийские и нижнепалеозойские разрезы хребта Кок-Ийрим-Тоо и Тахталыкской гряды аналогично построены с таковыми хребта Большой Кара-Тоо и горы Боролдай-Тоо. В то же время разрезы нижнего и среднего палеозоя Чаткальского хребта отличаются широким развитием вулканических пород, которые практически отсутствуют в одновозрастных отложениях хребта Большой Кара-Тоо, горы Боролдай-Тоо [1], Тахталыкской гряды и хребта Кок-Ийрим-Тоо [9].

На основании всего вышесказанного о каначуйской свите нам представляется более вероятным ее верхнеордовикский возраст.

Отложения, которые мы предлагаем выделить под названием каначуйской свиты, имеют широкое развитие в хребте Кок-Ийрим-Тоо. Ранее они относились или к тюлькубашской свите среднего-верхнего девона [3, 9], или к свите гравелитистых песчаников верхней части среднего-верхнего ордовика

Сопоставление разрезов ордовика

Большой Кара-Тоо, по С. Г. Анкиновичу, 1961 г.		Хребет Кок-Ийрим-Тоо, по К. Сагындыкову, 1962 г.	
Тюлькубашская свита — Д₂₊₃ Светло-зеленые, красно-коричневые песчаники и полимиктовые конгломераты. Мощность ~ 1000 м		Тюлькубашская свита — Д₂₊₃ Светло-розовые, сургучно-красные, зеленовато-серые песчаники и конгломераты. Мощность до 2500 м	
Перерыв, угловое несогласие.		Перерыв, угловое несогласие	
Беш-арыкская свита — О₃ Зеленовато-серые песчаники, алевролиты, конгломераты, глинистые сланцы. Мощность 400 — 1200 м. <i>Hebertella radiata</i> nov. sp., <i>Sowerbyella</i> sp., <i>Nuculites</i> sp., <i>Dinorthis</i> ex gr. <i>atavoides</i> Will		Каначуйская свита — О₃² Зеленовато-серые и темно-серые песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты. Мощность 1100 м	
Постепенно, согласно, иногда размыв		Резко, согласно, признаки размыва	
Суындыкская свита — О₂ Светло-зеленые, зеленовато-серые, розоватые, коричневые песчаники и сланцы. Мощность 80 — 250 м. <i>Ptilograptus glinitzianus</i> Holl., <i>Glyptograptus teretiusculus</i> var., <i>kanuricas</i> Pavl и др.		Эчки-башинская свита — О₂ Темно-серые алевролиты, сланцы, песчаники. Мощность 280—480 м	
Резко, согласно		Резко, согласно, иногда размыв	
Камальская свита — О₁ Кремнистые, кварцево-серцитовые, глинисто-хлоритовые, железистые сланцы. Мощность 50—150 м. <i>Didymograptus</i> ex gr. <i>hirundo</i> Salter., <i>Tetragraptus amii</i> Lapw., <i>Dictyonema flabelliforme</i> var. nov. и др.		Горизонт алевролитов и углисто-кремнистых сланцев — О₁ Мощность 40 м. <i>Tetragraptus amii</i> Elles et Wood T. ex gr. <i>sera</i> (Brongniart), <i>Phyllograptus</i> cf. <i>typus</i> (Hall), <i>Caryocaris baidamtalensis</i> sp. nov. и др.	

Джебаглинская серия — О

Джебаглинская серия — О₂ — О₃ (?)Байдам-Талская свита — Сп₁ — О₁

(Ю. К. Алексеев, М. Б. Иванов, Э. Ш. Фахрутдинов, 1957).

По нашим наблюдениям, зеленовато-серые крупнозернистые песчаники и гравелиты каначуйской свиты по резкому контакту обычно залегают согласно на темно-серых мелкозернистых песчаниках и алевролитах эчки-башинской свиты. Литологически эта резко выраженная граница однозначно прослежена всеми исследователями. Причем в основании каначуйской свиты отмечены или признаки размыва и скрытого [3, 9] или явного (Т. А. Додонова, 1959) стратиграфического несогласия. Только Ю. К. Алексеев (1957) указывает, что свита гравелитистых песчаников (в данном случае эквивалент каначуйской свиты. — К. С.) связана постепенным переходом с нижележащей свитой песчаников и филлитов или эчки-башинской свитой, по Е. И. Зубцову [4]. Однако в единичных случаях (междуречье Байдам-Тал и Казык) отмечается небольшое угловое несогласие (10—15°) между каначуйской и эчки-башинской свитами. Так, в верховьях левого притока р. Байдам-Тал (снизу вверх) залегают:

1. Темно-серые полевошпатово-кварцевые мелкозернистые песчаники и алевролиты. Мощность более 100 м.

2. Желтовато-зеленые кварцевые песчаники и гравелиты. Мощность второго слоя 10 — 15 м.

3. Светло-серые и грязно-зеленые кварцевые песчаники и гравелиты. Мощность третьего слоя более 10 м. Первый слой мы относим к эчки-башинской, а второй и третий — к каначуйской свите. Элементы залегания слоев: первый — СЗ 345° < 10—15; третий — СЗ — 350° < 25—30°, т. е. вышележащие породы имеют более крутые углы падения.

Часто по контакту эчки-башинской и каначуйской свит наблюдаются межформационные тектонические подвижки, сопровождающиеся формированием кварцевых жил мощностью до 1,0 м и карбонатизацией (с развитием железистого карбоната) приконтактовых участков вмещающих пород.

Для характеристики особенностей внутреннего строения каначуйской свиты приведем ее полный разрез, составленный по правому борту долины р. Байдам-Тал (снизу вверх):

1. Темно-серые алевролиты с подчиненными слоями полевошпатово-кварцевых песчаников. Вблизи контакта с вышележащей каначуйской свитой в них появляются 1—2 мм в поперечнике оранжево-коричневые округлые и ромбические выделения гидроокислов железа и железистого карбоната. Эти породы принадлежат к эчки-башинской свите.

Согласно, но с резким контактом, стратиграфически выше выходят породы каначуйской свиты.

2. Желтовато-зеленые кварцевые песчаники и гравелиты с

порфиробластами и ромбиками (1—2 мм) железистого карбоната. Мощность 20 м.

3. Темно-серые кварцевые песчаники с линзовидными прослоями гравелитов, в которых часты гальки кварца, кварцита и алевролита. Мощность 100 м.

4. Зеленовато-серые кварцевые и полимиктовые песчаники с прослоями гравелитов и алевролитов. Зеленовато-серые алевролиты встречаются и в виде плоских линзовидно-овальных окатышей. Мощность 220 м.

5. Зеленовато-серые рассланцеванные конгломераты. Среди галек различаются: светло-темно-фиолетово-зеленовато-серые, изредка сургучно-красные кварциты, зеленовато-серые кварцево-серицитовые алевролиты и обломки белого и серого кварца. Размеры галек от 0,3 до 3,0 см в поперечнике. Заполняющим веществом служат кварцево-серицито-хлоритовый алевролит и песчаник. Мощность конгломератов 5 м.

6. Темно-серые с зеленоватым оттенком кварцевые и полимиктовые песчаники, иногда косослоистые и содержащие линзовидные прослои (0,1—3,0 м по мощности) гравелитов и конгломератов. Мощность 105 м.

7. Песчаники согласно и без резких границ через гравелиты переходят в конгломераты, подобные вышеописанным. Мощность конгломератов 10 м.

8. Темно-серые косослоистые полевошпатово-кварцевые песчаники. Мощность 250 м.

9. Темно-серые полевошпатово-кварцевые песчаники, иногда светло-розовые и кварцитовидные. Мощность 30 м.

10. Темно-серые косослоистые полевошпатово-кварцевые песчаники. Мощность их 360 м. Косая слоистость то прямолинейная, то изогнуто-волнистая и выражена переслаиванием (0,8—5,0 мм) зеленовато-серых серицито-хлоритовых и серых кварцевых слоев. Мощность каждого косога слоя от 5 см до 1,5 м.

Общая мощность каначуйской свиты 1100 м.

Каначуйская свита несогласно и с размывом перекрывает толщю светло-розовых песчаников. На правом борту р. Байдам-Тал на темно-серых косослоистых полевошпатово-кварцевых песчаниках с редкой галькой кварца и алевролитов каначуйской свиты с угловым несогласием (до 20°) лежат отложения светло-розовой толщи. Её базальный горизонт здесь в отличие от других мест междуречья Байдам-Тал и Чон-Кан-Ачу имеет зеленовато-серую окраску и минимальную (1,8 м) мощность. Среди галек конгломерата отмечаются белый кварц, темно-серый, темно-фиолетовый, реже сургучно-коричневый кварцит. Цемент конгломерата по составу серици-

то-кремнисто-карбонатный. Выше по разрезу залегают светло-серые, светло-розовые и зеленовато-серые кварцевые песчаники с прослоями (до 1,0 м мощности) гравелитов, конгломератов и алевролитов. Падение пород западное, под углом 5—15°. Общая неполная мощность светло-розовой толщи здесь 87 м.

В 5,3 км запад-северо-западнее от описанного контакта на водоразделе рек Каннды и Чон-Кан-Ачу на различных слоях зеленовато-серых песчаников каначуйской свиты несогласно залегают базальные конгломераты светло-розовой толщи (рис. 1). Породы каначуйской свиты имеют падение на ЮВ

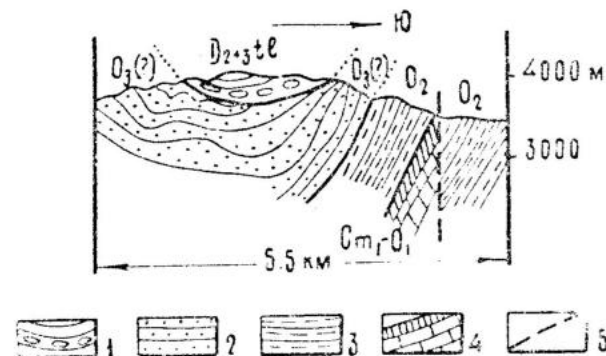


Рис. 1. Геологический разрез по левому борту долины р. Чон-Кан-Ачу.

1. Средний-верхний девон, Тюлькубашская свита. Светло-розовые песчаники, гравелиты, конгломераты. 2. Верхний ордовик (?). Каначуйская свита. Зеленовато-серые песчаники, гравелиты, конгломераты. 3. Средний ордовик. Эчки-башинская свита. Темно-серые алевролиты, филлиты, песчаники. 4. Нижний кембрий—нижний ордовик. Байдам-Тальская свита. Известняки, углисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы. 5. Разлом.

(20°—45°. Базальные конгломераты падают сначала к ЮВ 120—140°—30°, а затем далее на юге к ЮВ 160°—Ю 180°—20°. У самого контакта на расстоянии 1,0—1,5 м по мощности конгломераты зеленовато-серые и состоят в основном из галек зеленовато-серых песчаников, алевролитов каначуйской свиты. К югу среди галек начинают преобладать известняки и кварциты; соответственно с этим окраска конгломератов меняется на светло-серую и желтовато-серую. Конгломераты грубослоистые (1,5—3,0 м), разделены гравелитами 0,1—0,2 м мощности. Последние от конгломератов отличаются только по

величине обломочной фракции. Среди галек конгломератов преобладают белый кварц, кварциты светло- и темно-серой, серой, сургучно-красной, розовой и фиолетовой окраски. Значительную роль играют белые и серые мраморы и известняки, зеленовато- и темно-серые песчаники и алевролиты. Изредка встречаются гальки гранитоидов. Алевролиты, песчаники и карбонаты одновременно входят и в состав заполняющего вещества. Форма галек разнообразная: у кварца — округлая, овальная; у алевролитов, песчаников и карбонатов — неправильная, линзовидная, овальная и плоско-линзовидная. Величина галек от 1,0 до 25 см, но преобладают обломки 3,0—5,0 см в поперечнике. Общая мощность базальных конгломератов от 7 до 10 м. Эти конгломераты значительно отличаются от внутриформационных конгломератов каначуйской свиты как по окраске, так и составу галек. Гальки карбонатных пород и гранитоидов в конгломератах каначуйской свиты не известны. Выше по разрезу базальные конгломераты согласно сменяются светло-розовыми кварцевыми песчаниками, алевролитами и гравелитами, падающими сначала к ЮЗ $225^\circ \angle 25^\circ$, а затем к югу под углом 20° .

В 600 м южнее, на противоположном крыле мульды, сложенной светло-розовой толщей, несогласие между каначуйской свитой и светло-розовой толщей как в азимутах, так и в углах с юга на север возрастает (см. рис. 1). Мощность базального карбонатного конгломерата 5 м. Общая неполная мощность светло-розовой толщи 300 м.

Таким образом, в междуречье Байдам-Тал и Чон-Кан-Ачу в основании светло-розовой толщи повсюду прослеживается горизонт базальных карбонатных конгломератов мощностью от 1,8 на востоке до 15 м на западе. В их составе много галек как пород подстилающей каначуйской свиты, так и других пород (известняков, мраморов, гранитоидов и цветных кварцитов).

Следовательно, размыв был достаточно продолжительным. Базальные конгломераты выше по разрезу сменяются светло-серыми, светло-розовыми, реже коричневыми и зеленовато-серыми кварцитовидными песчаниками с подчиненным развитием алевролитов, гравелитов и конгломератов. Несогласие между каначуйской свитой и толщей светло-розовых пород наблюдается повсеместно и в значительных величинах (от 10 до 50°). Несогласный контакт нами был прослежен на протяжении около 10 км при ширине от 1,0 до 2,0 км.

Вышеизложенное не позволяет связывать каначуйскую свиту со светло-розовой толщей в единую толщу отложений; последние, по нашему мнению, являются несомненными анало-

гами пород тюлькубашской свиты, развитых в верховьях рек Кожчо и Кенин-Бель. Светло-розовая толща отнесена нами к тюлькубашской свите.

В междуречье Байдам-Тал и Чон-Кан-Ачу тюлькубашская свита занимает осевую часть хребта Кок-Ийрим-Тоо и подвергается денудации. В верховьях рек Кожчо и Кенин-Бель отложения тюлькубашской свиты согласно и постепенно перекрываются мощной карбонатной толщей фаменского яруса верхнего девона и нижнего карбона [10].

В верховьях р. Кожчо нам удалось проследить широтный разлом, который четко устанавливается в 2,5 км юго-восточнее перевала Казык-Бель. В седловинке на протяжении около 10 м породы сильно раздроблены и милонитизированы (рис. 2). В

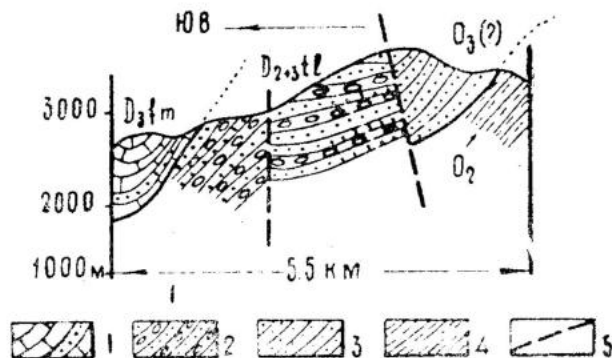


Рис. 2. Геологический разрез через перевал Казык-Бель и верховья р. Кожчо. 1. Верхний девон. Фаменский ярус. Глинистые известняки. 2. Средний-верхний девон. Тюлькубашская свита. Светло-серые, сургучно-красные, розовато-серые, зеленовато-серые песчаники, гравелиты, конгломераты. 3. Верхний ордовик (?). Каначуйская свита. Зеленовато-серые песчаники, гравелиты, конгломераты. 4. Средний ордовик. Эчки-башинская свита. Темно-серые песчаники, алевролиты, филлиты. 5. Разлом.

северной части разлома (седловины) выходят зеленовато-серые песчаники, иногда с редкой галькой белого кварца и серого алевролита. Падение пород ЮВ 160° —ЮЗ $190^\circ \angle 30^\circ$ — 50° . Вблизи разлома они разрушены и обохрены. Это — отложения каначуйской свиты, которые далее на севере подстилаются породами эчки-башинской свиты.

На юго-восточном крыле разлома залегают серые, светло-серые, иногда фиолетово-серые песчаники и алевролиты.

Среди алевролитов есть зеленовато-серые и сургучно-красные их разности. В 300—400 м юго-восточнее разлома среди вышеописанных пород появляются линзы и прослои конгломератов с галькой цветных кремней и характерные светло-розовые кварцитовидные песчаники. Падение пород от разлома к юго-востоку на протяжении 100 м последовательно: ЮЗ 210° $\angle 15^{\circ}$ — 20° , ЮЗ 225° $\angle 15^{\circ}$, ЮЗ 255° $\angle 15^{\circ}$. Часто наблюдаются волноприбойные знаки, трещины и косая слоистость. Нет сомнения, что эти породы относятся к тюлькубашской свите. Описываемый разлом по водораздельному гребню хребта Кок-Ийрим-Тоо нами прослежен на восток на протяжении 3,0 км, где он выражен брекчированием пород и зоной милонитизации. На противоположных крыльях его развиты характерные породы каначуйской и тюлькубашской свит. Плоскость разлома имеет крутое (60 — 80°) северное падение. Видимая неполная мощность тюлькубашской свиты в верховьях р. Кокчо колеблется от 1000 до 25000 м.

ВЫВОДЫ

1. Нашими наблюдениями устанавливается, что между каначуйской и эчки-башинской свитами имеется литологически резко выраженная граница, обычно с согласным залеганием свит и лишь в единичных случаях с небольшим угловым несогласием между ними. Каначуйская свита к среднему-верхнему девону не относится, что подтверждается особенностями ее литологического состава, положением в разрезе дофаменских отложений и характером ее нижней и верхней границ. Ее возраст условно может быть определен как верхнеордовикский, хотя не исключен и верхнеордовикско-нижнесилурийский.

2. Каначуйская свита трансгрессивно и с угловым несогласием перекрывается тюлькубашской. Длительный перерыв и несогласие между свитами указывают на проявление каледонских движений в районе хребта Кок-Ийрим-Тоо.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1961.
2. Зубцов Е. И. Чаткало-Нарынская структурно-фациальная зона Тянь-Шаня. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 8, ч. 1, 1956.
3. Зубцов Е. И. и Зубцова Е. И. О докаменноугольных отложениях Тахталикской гряды, хребта Кок-Ийрим-Тоо и северного борта Нарынской впадины (Тянь-Шань). Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 3, 1956.
4. Зубцов Е. И. Стратиграфия отложений кембрия и ордовика Среднего Тянь-Шаня. Геология Средней Азии. Сб. статей. Изд-во ЛГУ, 1961.

5. Зубцов Е. И. Силурийские отложения Чаткальского хребта. Докл. АН СССР, т. 133, № 1, 1960.
6. Королев В. Г. Возраст «свиты Арчалы» в хр. Джетым-Тоо (Тянь-Шань) и стратиграфия нижнего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны. Тр. Ин-та геол. АН Киргиз. ССР, вып. IX, 1957.
7. Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. Изв. Киргиз. фил. Всесоюзн. геогр. о-ва, вып. 3, 1961.
8. Огнев В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист К—43—В, северо-западная четверть (Кетмень-Тюбе), 1940.
9. Сагындыков К. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений хребта Кок-Ийрим-Тоо. Мат-лы по геологии Тянь-Шаня, вып. 1, Фрунзе, 1961.
10. Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. ЛГУ, 1960.
11. Шабалин В. В., Сагындыков К. О ванадиеносных углисто-кремнистых отложениях хребтов Джетым-Тоо и Кок-Ийрим-Тоо (Тянь-Шань). Изв. АН Киргиз. ССР, сер. естеств. и техн. наук, т. II, вып. 6, 1960.

Резюме

Макалада Кок-Ийрим-Тоо кыркасынын түлкүбаш свитасынын төмөнкү чегин толуктай турган маалыматтар келтирилет. Түлкүбаш свитасынын мурдакы көлөмүнөн жогоркуордовик, а мүмкүн, жогоркуордовик-төмөнкү силур жашындагы жаны каначуу аттуу свитаны бөлүү сунуш кылынат.

Р. Е. Риненберг

**К СТРАТИГРАФИИ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИЛУРА
КЫЗЫЛ-БУЛАКСКОЙ ПОЛОСЫ (ЮЖНАЯ ФЕРГАНА)**

В связи с проведением крупномасштабных геолого-съемочных и поисковых работ в пределах Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса большое значение имеет разработка детальной схемы стратиграфии среднепалеозойских образований и, в частности, терригенных отложений силура.

Высказанные ранее предположения о зональном развитии силурийских терригенных отложений (Синицын, 1955; Резвой, 1959) подтверждаются исследованиями автора.

Наиболее полно изученной является кызыл-булакская полоса, вытянутая в широтном направлении и ограниченная карбонатными массивами девонской и каменноугольной систем. На западном окончании она расположена между хребтами Ак-Таш-Катран и Катран-Баши, в долине р. Охна, между хребтом Катран-Тоо и горами Тамчи. Восточнее, в районе долины р. Шахимардан, Кызыл-Булакская полоса расширяется, на севере она ограничивается горами Ялгыз-Арча, а на юге — хребтом Бель-Мазар. Далее на восток полоса сужается и окаймляется хребтами Яурун-Туз на севере и Катта-Караганды на юге.

Терригенные отложения силура кызыл-булакской полосы смяты в складки и залегание их осложнено разрывными нарушениями. Кроме того, они заматы и задернованы, что значительно затрудняет расшифровку структур и выяснение последовательности отложений.

Д. П. Резвым (1953, 1959 гг.) эта полоса была включена в матчайскую подзону северной фациальной зоны. В междуречье Сох-Шахимардан-Исфайрам им к силуру отнесены различные сланцы, песчаники, окремненные известняки, порфириты и мандельштейны. Возраст пород определен как силурийский по наличию граптолитов всех трех ярусов. Детального расчленения отложений произведено не было. Мощность терригенных фаций этого возраста, по его определениям, достигает 1300 м.

По данным же Н. М. Синицына (1955 г.), наиболее характерной чертой силура Охнинского урочища является его малая мощность.

Работами автора в 1959—1961 гг. подтверждается точка зрения Н. М. Синицына о малой мощности силурийских отложений кызыл-булакской полосы, в общем не превышающей 250 м. При этом по фауне граптолитов выделяются все три яруса силура.

Нижняя граница в этом районе нигде не вскрыта, так как наиболее древними породами являются отложения верхнего лландовери. Положение верхней границы описываемых отложений в разных частях площади не одинаково, и на различных ярусах силура залегают породы карбона, мела или четвертичного периода.

Ниже приводится описание терригенных отложений силура кызыл-булакской полосы по ярусам.

Лландоверийский ярус. Отложения этого яруса отмечены в трех пунктах: на правом борту р. Шахимардан, у пос. Ак-Кия, выше устья р. Охна, на левобережье р. Шахимардан (полевые материалы Ю. В. Рыцка, 1958) и западнее сая Калькаман (урочище Кашка). Они представлены углисто-глинистыми сланцами и алевролитами коричнево-черного и темно-серого, почти черного цвета, содержащими фауну граптолитов *Hedrograptus* cf. *janischewskyi* Obut, *Climacograptus* sp. indet., *Diplograptus* sp., indet., *Rastrites* sp.

Видимая мощность лландоверийских отложений насчитывает первые десятки метров.

Венлокский ярус. Эти отложения наблюдаются с перерывами на всем протяжении кызыл-булакской полосы, причем наиболее широко развиты породы нижнего подъяруса. Полнее всего они изучены в средней части полосы, вблизи устья р. Охна.

В основании венлокского яруса залегают пачка сланцев и алевролитов темно-серых, слабо загипсованных, заохренных, сходных с породами лландоверийского яруса. Граница между ярусами проведена условно (по смене граптолитовой фауны) — по появлению *Oktavites* cf. *spiralis* (Geinitz), *Monoclimacis* cf. *alaica* (Obut), *Retiolites* sp. indet., характерных для нижневенлокского подъяруса (мощность 5 м). Выше с несогласием залегают пачка переслаивания песчаников, кремней, сланцев, окремненных песчаников с линзами конгломератов и черных битуминозных известняков. Эта пачка условно отнесена к среднему венлоку, так как в прослое черных алевролитов наблюдались редкие слабые отпечатки *Monoclimacis* cf. *asiatica* Obut *Pristiograptus* sp. indet. Мощ-

ность пачки 60 м. Заканчиваются венлокские отложения пачкой сланцев зеленовато-серых и темно-серых с прослоями песчаников такого же цвета, мелкозернистых. В прослое темно-серых сланцев Ю. В. Рыцком найдены *Monograptus testis* (Barrande) и *Cyrtograptus* sp. верхневенлокского возраста. Мощность этой пачки 12 м.

На западном окончании кызыл-булакской полосы в верховьях р. Янги-Арык-Сай венлокские отложения представлены сланцами черного цвета, углисто-кремнистыми, сменяющимися темно-серыми алевролитами с прослоями буровато-серых песчаников, в которых собраны граптолиты плохой сохранности венлокского облика.

На восточном окончании полосы в саяе Ничке-Булак нижневенлокские отложения представлены темно-серыми, почти черными алевролитами и сланцами с редкими прослоями буровато-серых тонкозернистых песчаников. В алевро-

литах собраны *Pomatograptus probosciformis* (Bouček), *P. cf. marri* Perner, *Monoclimacis* sp., *Pristiograptus* sp. indet., *Oktavites* cf. *spiralis* (Geinitz). Еще восточнее, на правобережье р. Исфайрам венлокский ярус также представлен лишь нижним подъярусом, сложенным темно-серыми алевролитами с прослоями буроватых песчаников. В алевролитах наблюдались *Stomatograptus grandis* (Suess), *Plegmatograptus* sp., *Pomatograptus* sp. indet., *Pristiograptus* sp. indet. Максимальная мощность венлокских отложений составляет около 80 м.

Лудловский ярус. В пределах кызыл-булакской полосы отложения лудловского яруса развиты наиболее широко. По литологическому составу они еще более разнообразны, чем венлокские, но среди них довольно четко можно выделить терригенные фации нижнего подъяруса и карбонатные — верхнего. В данной работе описываются лишь терригенные породы нижнего лудлова. Характер как нижнего, так и верхнего контактов нижнелудловского подъяруса различен по всей площади его развития. На западном окончании кызыл-булакской полосы терригенные отложения, охарактеризованные фауной граптолитов лудловского возраста, не наблюдались. В средней части этой полосы верхневенлокские отложения без видимого перерыва переходят в нижнелудловские, и граница между ними проходит внутри пачки черных алевролитов.

На восточном окончании полосы на фаунистически охарактеризованных породах нижнего венлока залегают отложения нижнего лудлова, причем контакт осложнен наличием

зеленоцветных эффузивов, возраст которых, по-видимому, не древнее девонского.

В западной половине кызыл-булакской полосы (вблизи западного конца пос. Охна) нижнелудловские отложения начинаются пачкой переслаивания черных сланцев и серых тонкозернистых песчаников с тонкими прослоями зеленых и черных кремней, а также темно-серых известняков (мощность около 40 м). Их перекрывают черные битуминозные известняки с отдельными окремненными участками (12 м).

Выше залегает пачка переслаивания черных алевролитов, сланцев и мелкозернистых песчаников (42 м), заканчиваются отложения нижнего лудлова пачкой переслаивания зеленовато-серых «шелковистых» сланцев и песчаников (24 м). В черных алевролитах и сланцах собраны *Colonograptus cf. colonus* (Barr.), *Saëtograptus cf. chimaera* (Barr.), *Pristiograptus cf. bohemicus* (Barr.).

В средней части кызыл-булакской полосы нижнелудловские отложения маломощны и представлены пачкой черных сланцев и алевролитов с редкими прослоями тонкозернистых песчаников (12 м). В ней наблюдались: *Colonograptus cf. colonus* (Barr.), *Saëtograptus sp. indet.* Ю. В. Рыцком (1958) в этом же районе в аналогичных темно-серых алевролитах собраны *Plectograptus macilentus* (Törnquist) и *Saëtograptus aff. leintwardinensis* (Barr.). В верхних горизонтах

этой пачки им же найден *Monograptus formosus* Bouček. В двух-трех километрах восточнее мощность нижнелудловских отложений увеличивается. У пос. Лянгар в основании разреза залегают черные сланцы с прослоями песчаников (16 м), содержащие *Colonograptus colonus* (Barr.), *Pristiograptus cf. bohemicus* (Barr.), *Pristiograptus cf. nilssoni* (Lapw.). Их сменяют зеленовато-серые сланцы с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников (15 м). Выше залегает пачка переслаивания зеленых песчаников, черных кремней, глинисто-кремнистых сланцев (35 м). Заканчивается разрез нижнего лудлова темно-серыми алевролитами и сланцами с прослоями зеленовато-серых песчаников, все эти породы участками значительно окремнены (80 м).

В восточном направлении литологический состав нижнелудловских отложений несколько меняется. На правом борту сая Кызыл-Булак вблизи пос. Кудук в основании разреза лежат черные алевролиты, содержащие *Pristiograptus nilssoni* (Lapw.), *P. aff. nilssoni* (Lapw.), *P. bohemicus* (Barr.), *P. gotlandicus* (Perner), *Plectograptus sp.* (11 м). Их сменяют черные кремни, в основании которых залегает прослой мел-

когалечного гравелита; гальки его состоят из полуокатанных обломков черных кремней, темно-серых алевролитов, зеленых песчаников и белого кварца. Кремни сменяются туфопесчаниками (?) зеленого цвета (112 м). Их перекрывают черные алевролиты, на выветрелой поверхности приобретающие зеленоватый оттенок (5 м). Нижнелудловские отложения заканчиваются черными битуминозными известняками, наблюдаемыми в виде мелких разобщенных выходов (предполагаемая мощность до 45 м).

На восточном окончании кызыл-булакской полосы, на правом борту р. Исфайрам, против пос. Майдан нижнелудловские отложения прослеживаются по отдельным мелким выходам, и разрез составлен схематично. Контакт между фаунистически обоснованным нижним венлоком и нижним лудловом осложнен внедрением зеленых эффузивов, и нижнелудловские отложения начинаются черными алевролитами и отбеливающимися сланцами с прослоями известняков. В отбеливающихся сланцах собраны *Pristiograptus cf. nilssoni* (Lapw.), *Saëtograptus cf. chimaera* (Barr.) и *Colonograptus (?) sp. indet.* Заканчиваются эти отложения переслаиванием кремней, известняков и сланцев.

Таким образом, для всей площади развития терригенных отложений силура кызыл-булакской полосы характерно следующее:

а) значительная складчатость пород, часто затрудняющая определение последовательности отложений;

б) пестрый литологический состав терригенных фаций;

в) значительная фациальная изменчивость даже на небольших расстояниях;

г) значительное литологическое сходство отложений, принадлежащих разным подъярусам и отсутствие каких-либо макроскопических отличий;

д) отсутствие четких литологических границ между ярусами;

е) колебание мощностей как всей системы в целом, так и ее отделов, ярусов и подъярусов. Тем не менее, общая мощность силура кызыл-булакской полосы не превышает 250 м, что подтверждает точку зрения Н. М. Сеницына о малой мощности этих отложений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львовский гос. ун-т, 1959.
2. Синицын Н. М. Материалы к изучению геологии силура Южной Ферганы. Уч. зап. ЛГУ, № 189, 1955.

Резюме

Макалада Қызы-Булак үзүндүсүндөгү силур катмарларынын түзүлүшү жана алардын фауна менен далилденип үч катмар бөлүнүп чыгарылгандагы айтылат

К. Сагындыков

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ КЕМБРИЙСКИХ КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ СТРУКТУР В ХРЕБТЕ КОК-ИЙРИМ-ТОО

В восточной части Тахталыкско-Кок-Ийримского антиклинория, отличающегося веерообразным (антивергентным) строением, широко развиты брахиантиклинали и брахисинклинали. Они интересны тем, что в плане имеют изометричные очертания и кулисообразное расположение. По р. Байдам-Тал с севера на юг установлены Северо-Байдам-Тальская брахиантиклиналь и сопряженная с нею Центрально-Байдам-Тальская брахисинклинали. Последняя переходит в опрокинутую к югу и сильно осложненную разломами Южно-Байдам-Тальскую брахиантиклиналь [5].

В размытом ядре Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали обнажаются породы джакболотской свиты. Они и перекрывающая их толща тиллитоподобных конгломератов, а также отложения байдам-тальской свиты смяты в едином плане, согласно падают во все стороны от ядра Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали. На уровне стратиграфического контакта джакболотской свиты и вышележащих отложений эта структура имеет куполовидную форму. В сводовой части размытого ядра Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали падение пород джакболотской свиты почти горизонтальное под углом $0 - 15^\circ$, а на крыльях купола — $20 - 40^\circ$, редко — до 60° (рис. 1).

На северном и южном крыльях Центрально-Байдам-Тальской брахисинклинали отложения джакболотской свиты, толща тиллитоподобных конгломератов и отложения байдам-тальской свиты падают в среднем под углом 45° (от 30 до 60°). Мульда ее сложена породами байдам-тальской свиты, при этом последние и перекрывающие их отложения ичке-башской¹ свиты на бортах долины р. Байдам-Тал падают к востоку и западу. В этом отношении Центрально-Байдам-Тальскую брахисинклинали следовало бы рассмат-

¹ Правильнее — ичке-башинская свита.

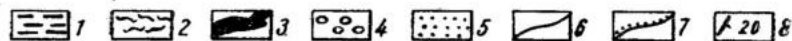
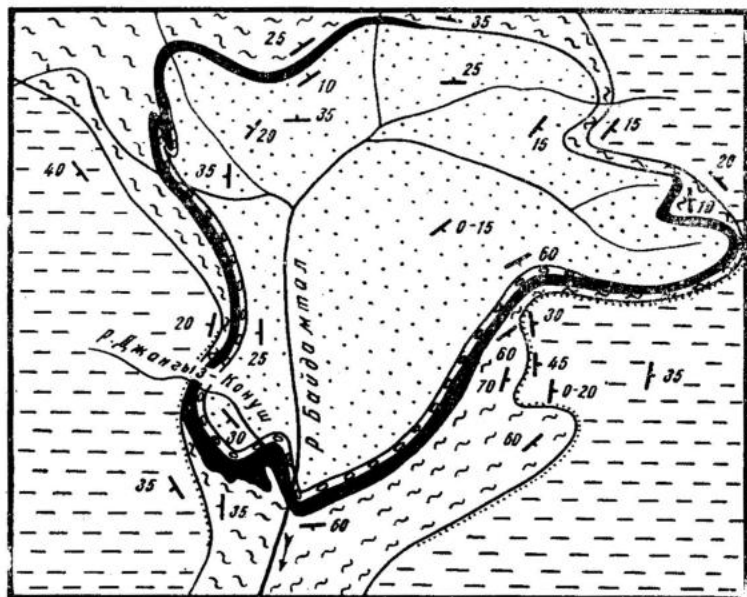


Рис. 1. Схема геологического строения района Северо-Байдам-Тальской брахиантклинали. 1. Средний ордовик. Эчки-башинская свита. Алевролиты, песчаники. 2—3. Кембрий — нижний ордовик нерасчлененные. Байдам-тальская свита. 2. Средний-верхний кембрий — нижний ордовик нерасчлененные. Граптолитовый горизонт и карбонатная толща Угристо-кремнистые, углисто-глинистые сланцы, алевролиты, известняки, доломиты. 3. Нижний (?) кембрий. Горизонт углисто-кремнистых сланцев. 4. Эокембрий. Толща тиллитоподобных конгломератов. 5. Эокембрий. Джакболотская свита. Сланцы, песчаники, прослой известняков. 6. Граница нормального стратиграфического контакта. 7. Граница несогласного залегания отложений. 8. Элементы залегания пород.

ривать как антиклинальное седло, по В. Е. Хаину [9], находящееся между четковидно расположенными Северо-Байдам-Тальской и Южно-Байдам-Тальской брахиантклиналями.

В настоящей статье приводятся данные, позволяющие проследить историю развития Северо-Байдам-Тальской бра-

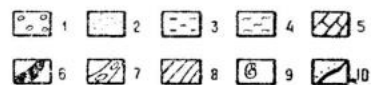
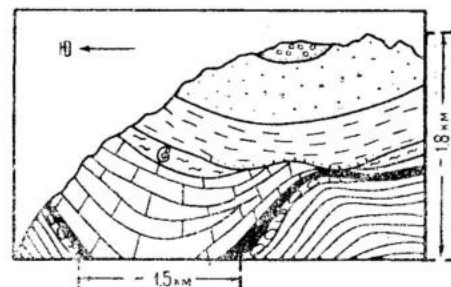
хиантклинали и Центрально-Байдам-Тальской брахиантклинали.

Необходимо отметить, что к выводу, изложенному в настоящей статье, автор пришел не сразу, хотя фактический материал и некоторые заключения им приводились ранее [5]. Большую помощь ему оказали наблюдения Т. А. Додоновой и В. Г. Королева, проведенные в верховьях р. Байдам-Тал. В 1959 г. Т. А. Додоновой отмечалось несогласие (левый борт долины р. Байдам-Тал) между байдам-тальской свитой и вышележащей терригенной толщей (эчки-башинской свитой.— К. С.), отнесенной ею к тюлькубашской свите. В 1960 г. в совместных маршрутах с В. Г. Королевым автор окончательно убедился, что в ядерной части Северо-Байдам-Тальской брахиантклинали действительно имеются локальное несогласие и размыв на границе байдам-тальской и эчки-башинской свит.

На южном крыле Центрально-Байдам-Тальской брахисинклинали (правый борт долины р. Байдам-Тал) наблюдается наиболее полная стратиграфическая последовательность додевонских толщ [5] (рис. 2, 3).

Рис. 2. Схема строения правого борта долины р. Байдам-Тал.

1. Средний-верхний девон. Тюлькубашская свита. Песчаники, конгломераты. 2. Верхний ордовик (?). Каначуйская свита. Песчаники, гравелиты конгломераты. 3. Средний ордовик. Эчки-башинская свита. Алевролиты, песчаники. 4—5 — 6. Байдам-тальская свита. 4. Аренгский ярус нижнего ордовика. Граптолитовый горизонт. Алевролиты, углисто-глинистые и углисто-кремнистые сланцы. 5. Средний-верхний кембрий — тремадокский ярус нижнего ордовика нерасчлененные. Карбонатная толща. Известняки, доломиты, сланцы. 6. Нижний (?) кембрий. Горизонт углисто-кремнистых сланцев. 7. Эокембрий. Толща тиллитоподобных конгломератов. 8. Эокембрий. Джакболотская свита. Сланцы, песчаники, прослой известняков. 9. Фауна. 10. Граница несогласного залегания.



От приведенного пересечения мощности толщи тиллитоподобных конгломератов и отложений байдам-тальской свиты увеличиваются в сторону мульды Центрально-Байдам-Тальской брахисинклинали, а юго-восточнее приведенного разреза, вблизи присводовой части Южно-Байдам-Тальской брахиантклинали, мощности толщи тиллитоподобных конгло-

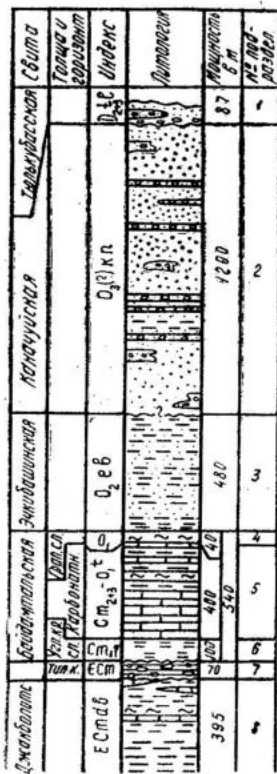


Рис. 3. Стратиграфическая колонка отложений южного крыла Центрально-Байдам-Тальской брахисинклинали. 1. Средний-верхний девон. Тюлькубашская свита. Светлые, розоватые и зеленоватые кварцевые песчаники и конгломераты. 2. Верхний ордовик (?). Каначуйская свита. Зеленовато-серые полевошпато-кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты. 3. Средний ордовик. Эчки-башинская свита. Темно-серые алевролиты, полевошпатово-кварцевые песчаники. 4—6. Кембрий — нижний ордовик нерасчлененные. Байдам-тальская свита. 4. Аренигский ярус. Граптолитовый горизонт. Угliesto-кремнистые, угliesto-глинистые сланцы с фауной граптолитов. 5. Средний-верхний кембрий и тремадокский ярус. Карбонатная толща. Известняки, доломиты алевролитистые и угliesto-глинистые сланцы. 6. Нижний (?) кембрий. Горизонт угliesto-кремнистых сланцев. Угliesto-кремнистые, угliesto-глинистые сланцы. 7. Эокембрий¹. Толща тиллитоподобных конгломератов. Песчаники, сланцы, тиллитоподобные конгломераты. 8. Эокембрий. Джакболотская свита. Сланцы, песчаники.

мератов, горизонта угliesto-кремнистых сланцев и карбонатной толщи испытывают почти десятикратные уменьшения. Исключение составляет граптолитовый горизонт, мощность которого уменьшается лишь в два раза.

На южном крыле Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали, по правому борту долины, р. Байдам-Тал, с юга на север мощность толщи тиллитоподобных конгломератов и отложений байдам-тальской свиты постепенно уменьшается. Так, на правом склоне долины р. Джангыз-Конуш (правый приток р. Байдам-Тал) сохранилась самая нижняя часть карбонатной толщи. Верхняя ее часть и граптолитовый горизонт отсутствуют. На различные слои доломитов, известняков бай-

¹ Под эокембрием в узком смысле нами, так же как и современными скандинавскими геологами, понимается самый молодой член позднекембрийских отложений, соответствующий верхнему сларагмиту Норвегии и вендскому комплексу Русской платформы.

дам-тальской свиты трансгрессивно налегают алевролиты и песчаники эчки-башинской свиты. Далее на севере, непосредственно у русла р. Джангыз-Конуш алевролиты и песчаники эчки-башинской свиты трансгрессивно перекрывают горизонт угliesto-кремнистых сланцев. Мощность отложений минимальная: толщи тиллитоподобных конгломератов — 2—5 м, а горизонта угliesto-кремнистых сланцев — 5—7 м (рис. 1).

На левом склоне долины р. Джангыз-Конуш, выше горизонта угliesto-кремнистых сланцев, появляются карбонатная толща и граптолитовый горизонт, т. е. все подразделения байдам-тальской свиты. Севернее на расстоянии 600 м мощности стратиграфических подразделений заметно увеличиваются: мощность горизонта угliesto-кремнистых сланцев до 40 м, карбонатной толщи до 135, а граптолитового горизонта до 90 м, т. е. в два раза больше, чем в пределах Центрально-Байдам-Тальской брахисинклинали.

На юго-восточном крыле Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали (левый борт долины р. Байдам-Тал) верхняя часть байдам-тальской свиты также размыта. На различных слоях известняков и доломитов карбонатной толщи с угловым (20—30°) несогласием полого залегают песчаники и алевролиты эчки-башинской свиты (рис. 1). Над поверхностью несогласия прослеживаются брекчиевидные серицито-угliesto-кремнистые сланцы мощностью до 0,7 м. Возможно, что они являются базальными слоями эчки-башинской свиты. Отметим, что здесь мощность эчки-башинской свиты также сокращенная — 280 м (рис. 4).

Далее к северо-востоку выклиниваются: сначала толща тиллитоподобных конгломератов, а затем горизонт угliesto-кремнистых сланцев. Маломощная карбонатная толща только прослеживается. Еще севернее, на северном крыле Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали, вновь появляется граптолитовый горизонт, но отсутствуют толща тиллитоподобных конгломератов и горизонт угliesto-кремнистых сланцев. На сланцах джакболотской свиты непосредственно залегают известняки и доломиты байдам-тальской свиты.

Таким образом, устанавливается следующее:

1. В осевой части Центрально-Байдам-Тальской брахисинклинали толща тиллитоподобных конгломератов и отложения байдам-тальской свиты имеют наибольшие мощности, при этом переход от байдам-тальской свиты к эчки-башинской согласный. Следовательно, кембрий и ордовик связаны постепенным взаимопереходом.

2. В присводовой части Северо-Байдам-Талаской брахиантиклинали мощности толщи тиллитоподобных конгломератов

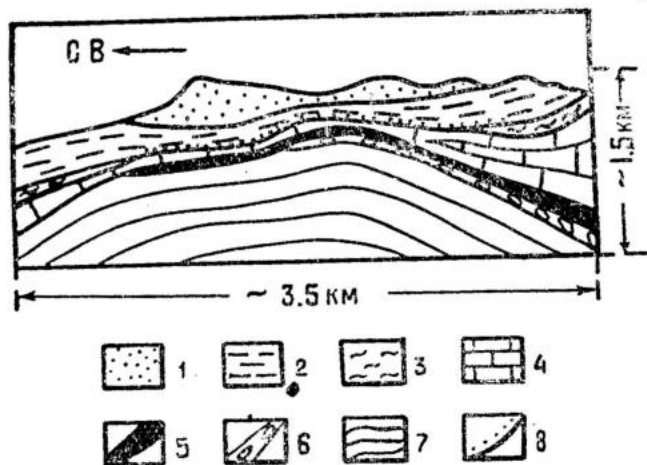


Рис. 4. Схема строения левого борта долины р. Байдам-Тал. 1. Верхний ордовик (?). Каначуйская свита. Песчаники, гравелиты, конгломераты. 2. Средний ордовик. Эчки-башинская свита. Алевролиты, песчаники. 3—4—5. Байдам-тальская свита. 3. Аренигский ярус нижнего ордовика. Граптолитовый горизонт. Алевролиты, углисто-глинистые и углисто-кремнистые сланцы. 4. Средний-верхний кембрий — тремадокский ярус нижнего ордовика. Карбонатная толща. Известняки, доломиты, прослон сланцев. 5. Нижний (?) кембрий. Горизонт углисто-кремнистых сланцев. 6. Эокембрий. Толща тиллитоподобных конгломератов. Песчаники и тиллитоподобные конгломераты. 7. Эокембрий. Джайболотская свита. Сланцы, песчаники, прослон известняков. 8. Граница несогласного залегания отложений.

и отложений байдам-тальской свиты испытывают десятикратные уменьшения, доходя местами до полного выклинивания или срезания. Здесь на различных горизонтах байдам-тальской свиты с размывом и угловым несогласием лежат песчаники и алевролиты эчки-башинской свиты. Наиболее глубокий предэчки-башинский размыв наблюдается в среднем течении р. Джангыз-Конуш, где среднеордовикская эчки-башинская свита, срезая граптолитовый горизонт (O_1) и карбонатную толщу ($St_{2+3} - O_{1t}$), непосредственно с параллельным несогласием перекрывает горизонт углисто-кремнистых сланцев (St_1 ?).

Резкое азимутальное и угловое несогласие между байдам-тальской и эчки-башинской свитами (рис. 1) наблюдается на юго-восточном крыле Северо-Байдам-Тальской брахиантклинали (левый борт долины р. Байдам-Тал). Это несогласие хорошо выражено и в общем структурном плане. Отложения, залегающие ниже поверхности несогласия (джак-

болотская и байдам-тальская свиты), образуют относительно мелкие и крутые Северо-Байдам-Тальскую брахиантклинали и Центрально-Байдам-Тальскую брахисинклинали. Осадки, лежащие выше поверхности локального несогласия (эчки-башинская, каначуйская и тюлькубашская свиты), на этом же пространстве слагают широкую пологую синклинали, именуемую нами Каначуйской (рис. 2).

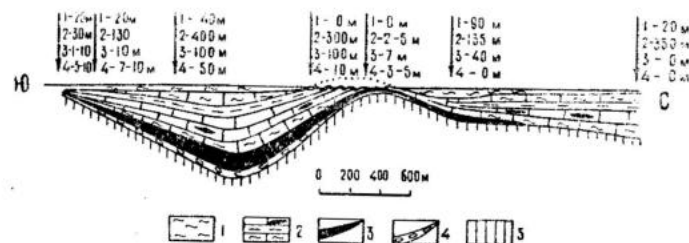


Рис. 5. Схема Центрально-Байдам-Тальской брахисинклинали и Северо-Байдам-Тальской брахиантклинали в предсреднеордовикском (предэчкибашинском) времени. Построена по мощностям отложений по меридиану, параллельному долине р. Байдам-Тал.

1—3. Байдам-тальская свита. 1. Граптолитовый горизонт. 2. Карбонатная толща. 3. Горизонт углисто-кремнистых сланцев. 4. Толща тиллитоподобных конгломератов. 5. Джайболотская свита.

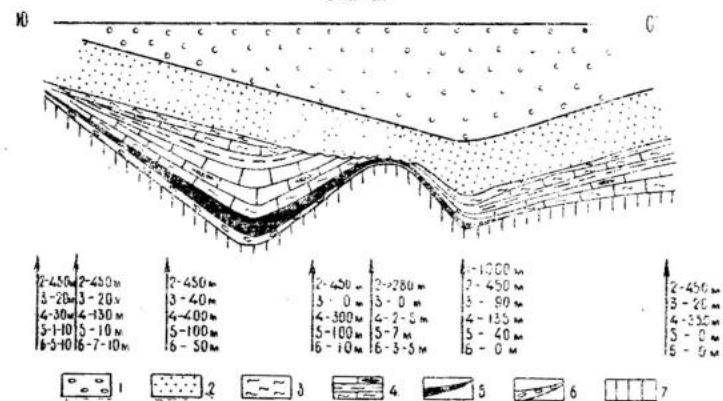


Рис. 6. Та же схема в предсреднедевонском (предтюлькубашском) времени. 1. Каначуйская свита. 2. Эчки-башинская свита. 3—5. Байдам-тальская свита. 3. Граптолитовый горизонт. 4. Карбонатная толща. 5. Горизонт углисто-кремнистых сланцев. 6. Толща тиллитоподобных конгломератов. 7. Джайболотская свита.

3. Уменьшение мощности толщи тиллитоподобных конгломератов и горизонта углисто-кремнистых сланцев — нижних слоев трансгрессивной серии отложений — с юга на север и полное их исчезновение на северном крыле Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали обусловлены, по-видимому, первичным их выклиниванием. А выклинивание карбонатной толщи и граптолитового горизонта — верхних слоев трансгрессивной серии отложений — в присводовой части Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали обусловлено предэчки-башинским размывом. Известняки карбонатной толщи иногда частично замещаются породами горизонта углисто-кремнистых сланцев, но масштаб этого явления незначительный.

4. Пропорциональное уменьшение мощности карбонатной толщи при непрерывном ее прослеживании в сторону сводовой части Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали объясняется, вероятно, первичным замедленным накоплением осадков в пределах подводной возвышенности (брахиантиклинали).

5. Резкое, до десятикратного, уменьшение или увеличение мощностей на коротком (около 5 км) расстоянии показывают складчатое строение толщи тиллитоподобных конгломератов и отложений байдам-тальской свиты с наклонным залеганием пород от 15 до 35° еще вначале эчки-башинского (среднеордовикского) времени (рис. 5). На предтюлькубашском (средне-верхнедевонском) эрозионном срезе Центрально-Байдам-Тальская брахисинклиналь, Северо-Байдам-Тальская брахиантиклиналь и Канаचуйская синклиналь имеют вид, приближающийся к современному (рис. 6).

Таким образом, постепенное уменьшение мощностей в присводовой части Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали, последующий разрыв ее свода и трансгрессивное с угловым несогласием перекрытие байдам-тальской свиты отложениями эчки-башинской свиты, наиболее полная мощность отложений и согласные взаимопереходы между свитами в мульде Центрально-Байдам-Тальской брахисинклинали говорят о длительном одновременном с осадконакоплением росте кембрийских брахискладок [6]. Иными словами, это конседиментационная, по С. С. Шульцу [8], или конседигенная, по В. Е. Хаину [9], складчатость, которая происходила на фоне общего погружения морского бассейна в течение всего кембрийского периода.

Мощности могли изменяться также и в результате оползания, хотя типичные явления его почти не встречались.

Более мелкие дисгармоничные складки в породах горизонта углисто-кремнистых сланцев и карбонатной толщи обуславливают значительное увеличение мощностей на крыльях Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали. Оно, возможно, также связано, по В. В. Белоусову [2], со следующими механическими преобразованиями. На своде Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали под влиянием двух встречно направленных вертикальных усилий — восходящих движений роста поднятия и сопротивления вышележащих отложений — более пластичные породы (горизонт углисто-кремнистых сланцев и карбонатная толща) могли подвергаться выжиманию в направлении из области большого давления в область меньшего, т. е. от свода Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали к ее периклиналям и здесь, встречая сопротивление своего ненарушенного продолжения, сминались в мелкие складки.

Однако как этим процессом, так и оползнями нельзя объяснить первичное выклинивание толщи тиллитоподобных конгломератов и горизонта углисто-кремнистых сланцев, а также трансгрессивного с угловым несогласием залегания эчки-башинской свиты на байдам-тальской. Эти явления доказываются только конседиментационной складчатостью [1, 2, 7, 8].

Нами же сделана попытка проследить изменения состава выделяемых толщ и свит в зависимости от положения их в различных частях структур. Необходимо при этом оговориться, что на своде Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали благодаря антиклинальной долине р. Байдам-Тал отложения байдам-тальской свиты полностью размыты. Однако материалы, имеющиеся по присводовым частям и периклиналям Северо-Байдам-Тальской и Южно-Байдам-Тальской брахиантиклиналей позволяют говорить, что состав толщи тиллитоподобных конгломератов и отложений всех трех составных частей байдам-тальской свиты остается практически постоянным, за исключением незначительных изменений литологических особенностей некоторых разновидностей пород. Так, на крыльях Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали в основании горизонта углисто-кремнистых сланцев развиты полосчатые кремнистые породы. Светло-серые полосы, перемежающиеся с темно-серыми, состоят из зубчатых зерен кварца с примесью углистого вещества или без него. В темно-серых полосах наряду с кварцем заметную роль играет углистое вещество. В осевой части Центрально-

Байдам-Тальской брахисинклинали эти полосчатые породы нами не встречены.

На левом борту долины р. Джангыз-Конуш, в присводовой части Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали, среди пород карбонатной толщи отмечаются известняки с линзочками и прослоями углисто-серицитовых сланцев. Здесь же среди карбонатных пород существенную роль играют алевритистые сланцы. Приведенные примеры изменения литологических особенностей пород, вероятнее всего, обусловлены влиянием Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали.

Толща тиллитоподобных конгломератов выклинивается на северном крыле Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали. Кислые эффузивы в обломочной фракции толщи тиллитоподобных конгломератов увеличиваются в южном направлении — вниз по течению р. Байдам-Тал. В этом же направлении наблюдается общее увеличение мощности толщи тиллитоподобных конгломератов и горизонта углисто-кремнистых сланцев (при наличии локального уменьшения их мощностей на сводах брахиантиклиналей). Эти явления скорее всего обусловлены расположением структур первого порядка (поднятия и прогиба). На северо-восточном крыле Таласо-Ферганского разлома, где толща тиллитоподобных конгломератов ложится прямо на свиту кварцевых порфиров Большого Нарына, а байдам-тальская свита имеет незначительную (0—25 м) мощность, в нижнем палеозое существовало устойчивое поднятие, служившее «поставщиком» терригенного материала в область соседнего с севера прогиба, расположенной в районе современной осевой части хребта Кок-Ийрим-Тоо.

На основании изложенного выше материала мы представляем историю развития брахискладок долины р. Байдам-Тал в следующем виде.

Осевая часть Центрально-Байдам-Тальской брахисинклинали в течение кембрийского периода подвергалась устойчивому погружению, что обусловило максимальную мощность отложений и полноту стратиграфического разреза, а осевая часть Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали в это время опускалась менее интенсивно. В результате накопление осадков здесь происходило медленнее, с меньшей мощностью, иногда осадконакопление прекращалось совсем.

На рубеже кембрия и ордовика, видимо, в связи с активизацией тектонических движений в соседнем Северном Тянь-Шане и общим поднятием территории Чаткало-Нарынской зоны, обуславливающим смену трансгрессивной серии отло-

жений (толща тиллитоподобных конгломератов и байдам-тальская свита) регрессивной серией осадков (эчки-башинская и каначуйская свиты), рост Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали происходит интенсивнее общего опускания бассейна. Ее свод, вероятно, представляющий собою подводную возвышенность, подвергался воздействию сильных водных течений и размывался. Размыв растущего свода Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали в основном был, по-видимому, подводный, что согласуется с отсутствием обломков пород байдам-тальской свиты в переходных от байдам-тальской ($Ст_1—O_1bd$) к эчки-башинской (O_2eb) свите слоях в Центрально-Байдам-Тальской брахисинклинали, где шло непрерывное осадконакопление.

В начале эчки-башинского времени общее опускание района хребта Кок-Ийрим-Тоо усиливается, при этом отложения эчки-башинской свиты перекрывают байдам-тальскую свиту или согласно (Центрально-Байдам-Тальская брахисинклинали), или несогласно и трансгрессивно (Северо-Байдам-Тальская брахиантиклиналь). Складки байдам-тальской свиты имеют меньшие размеры и относительно крутые крылья. Тогда как породы эчки-башинской и вышележащих свит деформировались в пологую и широкую синклиналиную структуру. На Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали и Центрально-Байдам-Тальской брахисинклинали залегает одна широкая Каначуйская синклинали. Ее ось проходит над сводом Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали. Итак, от Центрально-Байдам-Тальской брахисинклинали в Каначуйскую синклинали наблюдается унаследованное развитие. Когда на месте локального поднятия (Северо-Байдам-Тальская брахиантиклиналь) развивается новый противоположный по знаку синклиналиный прогиб, мы сталкиваемся с новообразованной структурой — явлением инверсии (обращения). Следовательно, Каначуйская синклинали является наложенной структурой.

Таким образом, в предэчки-башинское время происходит некоторый качественный скачок в складкообразовании, выражающийся в разном плане расположения складок в отложенных байдам-тальской свиты, с одной стороны, и эчки-башинской и вышележащих свит — с другой. В конце каначуйского времени весь район снова подвергается общему поднятию, но более продолжительному, охватывающему, вероятно, силур и нижний и часть среднего девона. Примерно с середины среднего девона наступает следующий этап седиментации,

при этом новый тюлькубашский прогиб унаследует синклинальную структуру, заложившуюся в эчки-башинское время.

ВЫВОДЫ

1. Тахталыкско-Кок-Ийримский антиклинорий возник на месте нижнепалеозойского Кок-Ийримского прогиба. Южнее последнего, на северо-восточном крыле Таласо-Ферганского разлома, в это время существовало устойчивое Кенин-Бельское поднятие, которое иногда служило, «поставщиком» обломочного материала для соседнего с севера Кок-Ийримского прогиба.

2. Формирование складчатой структуры Тахталыкско-Кок-Ийримского антиклинория представляет собой длительный и сложный процесс, происходивший в течение почти всего палеозоя. В предэчки-башинское, предканаучуйское, предтюлькубашское времена происходят определенные скачки в складкообразовании, хотя окончательное формирование Тахталыкско-Кок-Ийримского антиклинория завершается почти в конце палеозойской эры в результате герцинских движений. В предэчки-башинское время отмечается некоторое изменение структурного плана, связанное со складчатыми движениями в Северном Тянь-Шане. К этому периоду Северо-Байдам-Тальская брахиантиклиналь и Центрально-Байдам-Тальская брахисинклиналь в основном завершают свое развитие. Возникает наложенная Канаучуйская синклиналь.

3. Брахиструктуры долины р. Байдам-Тал, являясь конседиментационными складками, длительное время влияли на распределение мощностей и в некоторой степени на состав кембрийских отложений. С конседиментационным же характером роста Северо-Байдам-Тальской брахиантиклинали связаны предсреднеордовикские локальные размывы и несогласия между байдам-тальской и эчки-башинской свитами.

4. Кембрийская конседиментационная складчатость хребта Кок-Ийрим-Тоо позволяет, во-первых, выяснить причины изменения мощностей, в частности горизонта углисто-кремнистых сланцев, перспективного в отношении ванадия и других элементов, во-вторых, понять характер изменения стратиграфического разреза и взаимоотношения свит. В связи с этим возникает необходимость более детального изучения изменения мощностей и фаций нижнего палеозоя в зависимости от складчатой структуры в других, сходных по строению, районах Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня.

5. Куполовидная конседиментационная складчатость и ее кулисообразное расположение свойственно платформенным областям и некоторым передовым прогибам [1, 2, 4]. Исходя из этого, можно предположить, что куполовидная конседиментационная складчатость хребта Кок-Ийрим-Тоо с кулисообразным расположением отдельных брахиантиклиналей и брахисинклиналей является подтверждением идеи В. Г. Королева [3], согласно которой Чаткало-Нарынская зона в докембрии и нижнем палеозое представляла собою часть Китайской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1956.
2. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1954.
3. Королев В. Г. Возраст «свиты Арчалы» в хр. Джетим-Тоо (Тянь-Шань) и стратиграфия нижнего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны. Тр. ИГ АН Киргиз. ССР, вып. IX, 1957.
4. Кропоткин П. Н. Элементарные структуры, их классификация и терминология. Методы изучения тектонических структур. Изд. АН СССР, вып. II, М., 1961.
5. Сагындыков К. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений хребта Кок-Ийрим-Тоо. Мат-лы по геологии Тянь-Шаня, вып. I. Изд. АН Киргиз. ССР, Фрунзе, 1961.
6. Егояев С. С. О конседиментационном развитии брахискладок по р. Байдам-Тал хребта Кок-Ийрим-Тоо. Комитет Высш. и сред. спец. образования Сов. Мин. Киргиз. ССР. Фрунзенский политехнический институт. Седьмая научно-техническая конференция. (Тезисы докладов). Фрунзе, 1962.
7. Шатский Н. С. О длительности складкообразования и фазах складчатости. Изв. АН СССР, серия геол., 1951, №1.
8. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географгиз, М., 1948.
9. Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, Баку, 1954.

Резюме

Макалада Тундук-Байдам-Тал жана Борбордук-Байдам-Тал брахискладкаларынын кембрийдин чөмкөлөрүнүн калыңдыгына жана фациясына көрсөткөн таасирлери каралат.

Жогоруда аталган брахискладкалар кембрийдин конседиментациялык структуралары болуп эсептелет деген корутунду чыгарылат.

А. Бакиров

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАМОРФИЗМА ТОЛЩ
АТ-БАШИНСКОГО ХРЕБТА

Метаморфические толщи Ат-Башинского хребта впервые были описаны еще К. И. Аргентовым (1911). Позднее О. И. Сергунькова (1937) здесь выделила отложения допалеозоя (ат-башинская свита), нижнего палеозоя (карагоинская свита), верхнего силура и верхнего карбона. С 1957 по 1959 г. район изучался В. Г. Буровым, В. А. Колесниковым и др., которые все отложения допалеозоя и нижнего палеозоя, выделенные О. И. Сергуньковой, отнесли к силурийским. В 1960 г. при изучении метаморфических толщ восточной части Ат-Башинского хребта нами получены некоторые новые данные.

Ат-башинская свита выходит на северном склоне одноименного хребта. В плане она образует сравнительно узкую полосу, протяженностью до 285 км при ширине 5—8 км. С севера и юга она ограничена тектоническими контактами. Свита сложена мусковит-альбитовыми, гранат-мусковит-альбитовыми, роговообманково-мусковит-альбитовыми гнейсами, метаморфическими сланцами такого же состава, глаукофановыми, известково-альбитовыми сланцами, мраморами.

Отложения исфаринских слоев лудловского яруса обнажаются южнее выходов ат-башинской свиты, а в восточной части района — и к северу от нее. Они состоят в основном из мраморизованных известняков, хлорит-серицитовых сланцев, которые в нижней части включают прослойки основных эффузивов-диабазов (?) и кремнистых сланцев. К базальным слоям этой толщи, по-видимому, относятся конгломераты, которые выходят на водоразделе между р. Уюрме и правой составляющей р. Кенджильга. Их галька представлена кристаллическими сланцами и гнейсами ат-башинской свиты.

Толща нерасчлененного верхнего карбона нижней перми (арпинская свита) лежит севернее полосы выходов ат-башинской свиты. Это в основном плитчатые ритмично-слоистые буровато-серые полимиктовые песчаники, але-

ролиты, глинистые сланцы и черные углистые известняки. Взаимоотношения всех толщ тектонические.

Касаясь тектонических отношений, следует отметить, что в район наших работ входит восточная часть Ат-Башинского антиклинория, ядро которого сложено породами ат-башинской свиты. Южное крыло и восточная часть северного крыла слагаются отложениями силурийского возраста. В западной части северного крыла антиклинория развиты отложения арпинской свиты. Несмотря на общность направления основных структурных форм, каждый комплекс пород характеризуется различной интенсивностью пликативных дислокаций. Ат-башинская свита отличается сильной сжатостью складок, в которых часто развиты виргации, запрокидывания. Здесь выделяются три вытянутые изоклинальные антиклинали и четыре узкие синклинальные структуры. Последние, в свою очередь, осложняются более мелкими антиклиналями. В породах ат-башинской свиты широко развита мелкая складчатость и гофрировка. Встречаются как складки волочения, так и складки течения. Силурийские же отложения по степени смятия сильно уступают ат-башинской свите. Складки здесь прямые, сравнительно крупные. Мелкая складчатость характеризуется наличием лишь складок волочения. Отложения арпинской свиты сильных смятий не испытывают, хотя местами залегают круто (до 70°). Породы этой свиты лишены мелкой складчатости. В толщах Ат-Башинского хребта устанавливаются следующие виды метаморфических изменений: полиметаморфизм, региональный метаморфизм, дислокационный метаморфизм и явление анатексиса. Разновозрастным толщам присуща различная интенсивность метаморфизма. Породы ат-башинской свиты претерпели полиметаморфизм (два этапа регионального метаморфизма), а силурийского возраста — одноэтапный региональный метаморфизм, породы же арпинской свиты находятся в стадии эпигенеза.

Полиметаморфизму подвержена вся ат-башинская свита. Здесь устанавливаются два этапа метаморфизма. Первый — высокотемпературный — имел прогрессивный характер. Второй — низкотемпературный — характеризуется регрессивным направлением.

В первом этапе метаморфизма пород ат-башинской свиты выделяются фации глаукофановых сланцев [10] и эпидотовых амфиболитов (рис. 1).

Фация глаукофановых сланцев в этом районе выделяется в двух местах в виде небольших участков. Пространственно оба участка тяготеют к краевым частям выхода ат-башинской

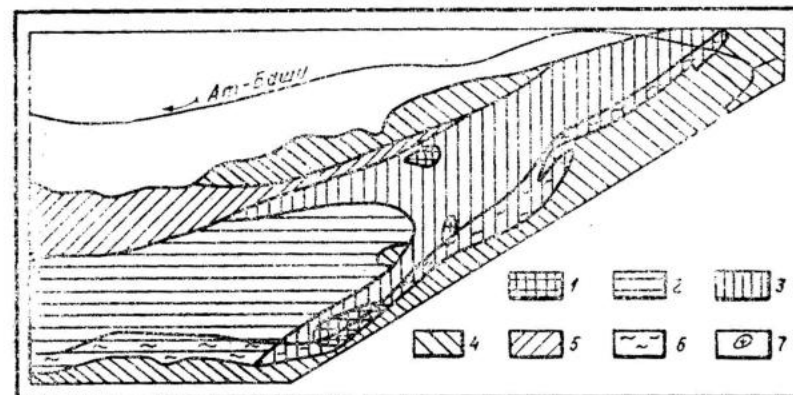


Рис. 1. Схема распределения фаций и зон метаморфизма в толщах восточной части Ат-Башинского хребта.

1—фация глаукофановых сланцев; эпидот-амфиболитовая фация; 2—гранатовая зона; 3—биотитовая зона; 4—фация зеленых сланцев; 5—стадия эпигенеза; 6—катакlastический метаморфизм; 7—участок развития явления анатексиса.

свиты. Породы этой фации характеризуются наличием в их составе щелочного амфибола — глаукофана, количество которого доходит до 50%, граната, клиноцоизита и альбита.

Обычно такая парагенетическая ассоциация минералов типична для ретроградного метаморфизма пород эклогитовой фации [5 и 6]. Возможно, что глаукофановые сланцы являются продуктом диафореза каких-то эклогитов.

Эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма занимает основную площадь развития ат-башинской свиты. В ее пределах выделяются две зоны: гранатовая и биотитовая.

В гранатовой зоне развиты следующие минералы: гранат, бурый биотит, мусковит, альбит и кварц. Из вторичных минералов присутствуют густо-зеленый хлорит (тюрингит), клиноцоизит, эпидот, сфен, рутил и карбонаты. Гранат и особенно биотит подвергаются интенсивному замещению указанными вторичными минералами. В этой зоне образовались гранат-мусковит-альбитовые гнейсы и сланцы. В районе наших работ гранатовая зона занимает восточную половину выхода ат-башинской свиты.

Биотитовая зона занимает западную часть выхода ат-башинской свиты и характеризуется наличием в породе таких

минералов, как бурый биотит (в большей части замещенный хлоритом), мусковит, кварц, альбит. Редко встречается зеленая роговая обманка. Вторичные минералы те же, что и в гранатовой зоне.

Изучение химического состава пород показывает, что породы, обладающие различным минералогическим составом, больших различий в валовом содержании основных химических компонентов не имеют. Особенно выдержано содержание щелочей во всех частях ат-башинской свиты. Таким образом, все минералогические фации и зоны метаморфизма, выделяемые в ат-башинской свите, обусловлены не различным химическим составом пород, а различными термо-динамическими условиями; постоянство содержания щелочей во всех частях ат-башинской свиты свидетельствует о том, что все фации метаморфизма, в том числе и фация глаукофановых сланцев, обязаны своим происхождением региональному метаморфизму; образование же глаукофановых сланцев за счет местного привноса щелочей из глубин [5] в данном случае исключается.

Второй этап метаморфизма ат-башинской свиты выражается в замещении всех минералогических образований

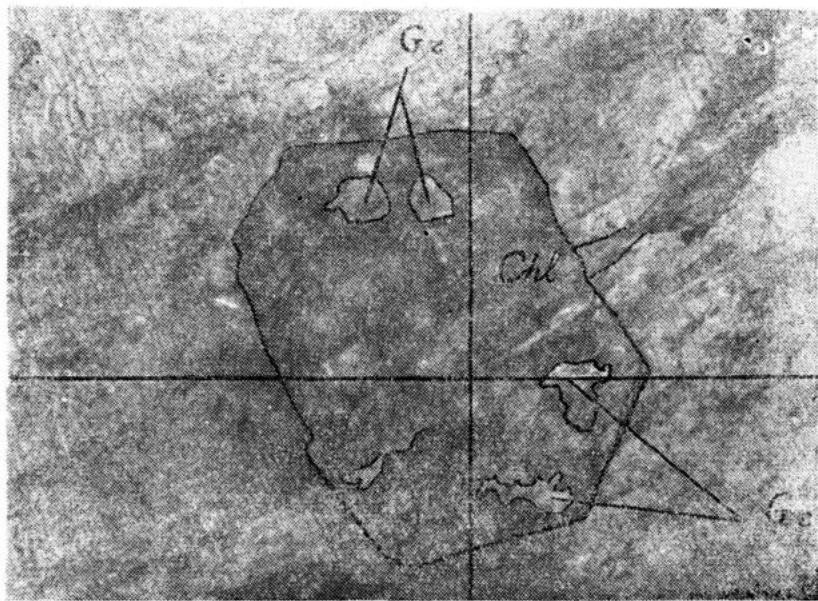


Рис. 2. Псевдоморфоза хлорита по гранату. Без анализатора, $\times 160$, Gr — реликты граната, Chl — хлорит.

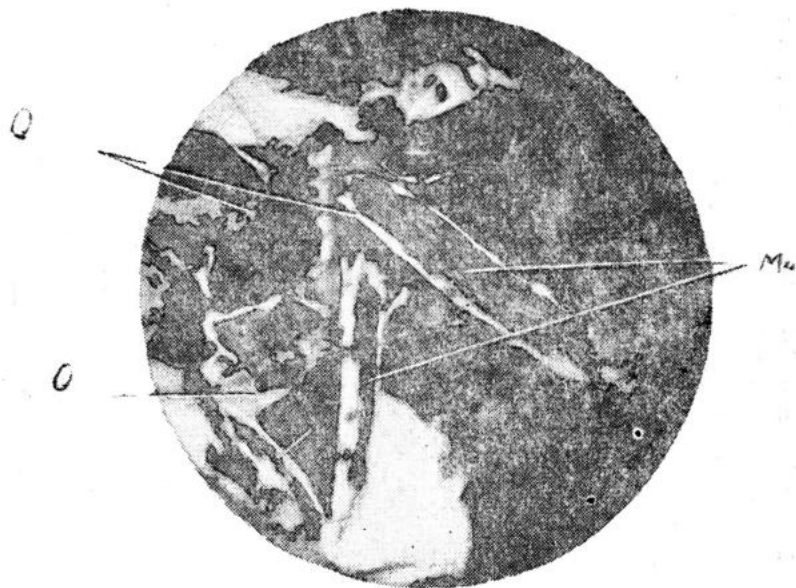


Рис. 3. Замещение мусковита кварцем. Ник.+, $\times 20$. Mu — мусковит, Q — кварц.

первого этапа минералами, характеризующими фацию зеленых сланцев. Гранат замещается хлоритом, эпидотом, клиноцоизитом и серицитом (рис. 2), биотит — хлоритом (тюрингит), рутилом, мусковит — кварцем (рис. 3).

Суть прогрессивного метаморфизма состоит в декарбонизации и дегидратации пород, т. е. из систем удаляются вода, углекислота и другие летучие компоненты. Образуются сравнительно «сухие» породы. Регрессивный же метаморфизм, наоборот, происходит путем гидратации и карбонизации, т. е. в систему должна поступать вода. При таком широком региональном развитии регрессивного метаморфизма, как в данном случае, возникает вопрос об источнике воды. Было вычислено [4], что для преобразования одной кубической мили горных пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, в фацию зеленых сланцев необходимо 40 млн т воды. При переходе биотита в хлорит или серицит количество воды в минерале возрастает на 8,4%, а граната в хлорит — еще больше (примерно на 10%). Таким образом, требуется огромное количество воды для того, чтобы метаморфизовать ат-башинскую свиту от фаций глаукофановых сланцев

и эпидотовых амфиболитов (а возможно и от более высоких) в фацию зеленых сланцев.

Решить вопрос об источнике воды можно двумя путями: а) предположить, что гипотетический интрузивный массив находится на глубине 750—1500 м от современной поверхности, и все метаморфические явления связать с ним. Но Г. М. Другова и А. Н. Неелов указывают [4], что регрессивная стадия каждого из этапов метаморфизма сопровождается лишь незначительными минеральными преобразованиями в породах вследствие недостатка необходимых для этого летучих компонентов, т. е. воды. Такому варианту, кроме того, противоречит и то, что в современном рельефе ат-башинская свита имеет эрозионный врез в 500—1000 м. На такой глубине вреза мы должны были бы встретить если не сам интрузивный массив, то другие более высокие зоны контактового метаморфизма; б) регрессивный метаморфизм ат-башинской свиты может быть объяснен наложенным характером низкотемпературного регионального метаморфизма, одновозрастным с метаморфизмом пород вышележащих силурийских толщ. При прогрессивном метаморфизме последних, т. е. при их дегидратации, могло выделиться огромное количество воды, достаточное для гидратации пород ат-башинской свиты. Такое объяснение регрессивного этапа метаморфизма ат-башинской свиты нам кажется наиболее правильным.

Региональному метаморфизму зеленосланцевой фации подвержены образования силурийского возраста, сложенные в основном алевролитами, основными эффузивами, известняками. Метаморфизм в них выражен появлением серицита, хлорита (пеннинового ряда), реже альбита. В основных эффузивах в большом количестве (до 50%) встречается эпидот. Характерным для этого типа метаморфизма является то, что первичная структура пород хорошо сохранена.

Породы стадии эпигенеза представлены полимиктовыми песчаниками, алевролитами, углистыми пелитоморфными известняками, относящимися к арпинской свите.

Таким образом, на территории, обследованной нами, выделяются три резко отличных комплекса пород, обладающих различным характером регионального метаморфизма.

Анатектические явления встречены в верхней части р. Сары-Тал вокруг небольшого тела монцонита, причем явление переплавления наблюдается как в гнейсах ат-башинской свиты, так и в краевой части монцонитового тела.

Монцонит состоит из плагиоклаза, калишпата, пироксена, амфибола, биотита и апатита. Второстепенную роль играют хлорит, серицит, соссюрит, сфен, рудный минерал, пренит. По

мере продвижения от центральной части тела к его краям наблюдается все большее и большее замещение плагиоклаза хлоритом, серицитом, соссюритом и относительно крупными зернами пренита, калишпата — пелитом, пироксена, амфибола и биотита — хлоритом. У самого контакта, в полосе шириной около 1—2 м, порода местами становится мелкозернистой и приобретает гранофировую структуру, т. е. подвергается анатексису. В ней появляются зерна кварца, исчезают пироксен и амфибол, плагиоклаз становится более кислым. В экзоконтакте, в небольшой 2—2,5 м кайме, крупно- и среднезернистые мусковит-альбитовые гнейсы участками приобретают мелкозернистую гранофировую структуру. Гранофиры представлены своеобразными угловатыми вкраплениями кварца, хлорита и реже иголок рудного минерала внутри плагиоклаза. Вследствие того, что анатексис в породах происходил неравномерно, структуры их весьма непостоянны. Местами наблюдается зональность расплавления, выраженная в последовательном увеличении гранофировой структуры от середины зерна плагиоклаза к его краям. В зоне анатектических изменений мусковит-альбитовых гнейсов встречаются небольшие (5×20 см) линзовидные и гнездообразные образования, состоящие главным образом из зерен плагиоклаза, калишпата и кварца. Возможно, что они являются продуктом местного расплавления или результатом выжимания по трещинкам расплавленной массы.

Таким образом, в нашем случае, с одной стороны, местному переплавлению подверглись диафорические породы, испытавшие метаморфизм зеленосланцевой фации, характеризующийся такими низкотемпературными минералами, как хлорит, альбит, клиноцоизит и другие. В процессе переплавления новые высокотемпературные минералы не образовывались.

С другой стороны, переплавляется краевая часть монцонитового тела. Здесь явно высокотемпературные минералы (пироксен, амфибол, биотит, основной плагиоклаз, калишпат) к участку анатексиса замещаются низкотемпературными (хлорит, пренит, кислый плагиоклаз и т. д.). Вместе с тем порода приобретает кислый состав.

Отсюда вытекает, что переплавление пород происходило в низкотемпературных условиях (при температуре устойчивости хлорита, примерно на границе фаций эпидотовых амфиболитов и зеленых сланцев). В краевую часть монцонитового тела приносилась вода, что фиксируется в замещении высокотемпературных минералов низкотемпературными, богатыми водой. Кроме того, приносился кремнезем, щелочи и другие

компоненты (появлялся кварц, окислялся плагиоклаз и т. д.).

Такой вывод кажется несколько парадоксальным, так как считается, что переплавление пород может происходить только в амфиболитовой фации метаморфизма при наличии эвтектики кварц+полевой шпат [3,5]. Однако такому явлению, нам кажется, можно дать объяснение, если учесть роль воды в процессе переплавления горных пород. В нашем случае можно представить следующее: из глубины внедряется основнощелочная магма, бедная летучими компонентами и водой, но имеющая высокую температуру. На некотором расстоянии от поверхности она начинает кристаллизоваться. Под влиянием температуры магмы из вмещающей породы, уже пертерпевшей ретроградный метаморфизм, выделяется вода в виде пара, который обладает высоким давлением. Вода уменьшает температуру плавления пород [7], вмещающая порода начинает плавиться. В данном случае это плавление происходило при температурах устойчивости хлорита, 400—600°, по В. С. Соболеву [10] или при температурах 200—400°, по Н. А. Елисееву [5]. В краевой части закристаллизовавшейся магмы также происходит плавление. Возможно, что оно связано с привнесением воды, понижающей температуру плавления, кремнезема и щелочей, сближающих состав породы к эвтектике кварц+полевой шпат.

Катакластический метаморфизм развивается в зонах разломов и выражается образованием катаклазитов, тектонических брекчий, милонитов и бластомилонитов.

В породах арпинской свиты катакластический метаморфизм выражен интенсивным рассланцеванием глинистых и известковистых пород. Песчаники приобретают светло-серый цвет и сильно уплотнены. Здесь катакластический метаморфизм неоминерализацией не сопровождается (происходит чисто механическое преобразование пород).

В породах силурийского возраста катакластический метаморфизм накладывается на региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. В этих участках наблюдается интенсивная хлоритизация, увеличение размеров чешуек серицита, появляется редкая вкрапленность альбита, выделяется большое количество кварцевых прожилок. Кроме интенсивного рассланцевания и милонитизаций, в таких участках отмечается и интенсивная пльчатость.

В породах ат-башинской свиты удалось установить три этапа катакластического преобразования: до-, пара- и послерегионально-метаморфические (в данном случае под региональным метаморфизмом подразумевается второй этап метаморфизма ат-башинской свиты). Они хорошо устанавливаются

по взаимоотношению роста зерен альбита и деформации пород.

Наибольшее развитие катакластических образований устанавливается по южной окраине выхода ат-башинской свиты, где они образуют непрерывную зону шириной от 0,2—0,3 до 1,0—1,5 км. Степень милонитизации пород в этой зоне растет по мере продвижения с севера на юг и создает впечатление уменьшения зернистости пород ат-башинской свиты в указанном направлении.

Из сказанного следует, что ведущую роль в районе имеет региональный метаморфизм. Полиметаморфизм ат-башинской свиты нужно рассматривать как два этапа регионального метаморфизма. Катакластический метаморфизм и анатексис носят лишь локальный характер.

ВЫВОДЫ

1. Рассматриваемые нами толщи пород восточной части Ат-Башинского хребта резко отличаются друг от друга по степени метаморфизма.

Ат-башинская свита складывается фациями глаукофановых сланцев и эпидотовых амфиболитов (с гранатовой и биотитовой зонами метаморфизма); она вторично подвержена региональному ретроградному метаморфизму зеленосланцевой фации.

Исфаринские слои метаморфизованы в один прогрессивный этап зеленосланцевой фации.

Породы арпинской свиты находятся в стадии эпигенеза.

2. Породы ат-башинской свиты исфаринских слоев и арпинской свиты обладают резко отличной тектонической напряженностью, знаменующей собой различный характер движения.

Все вышеперечисленное, а также факт, что обломочные породы силура содержат продукты разрушения уже метаморфизованной ат-башинской свиты [см. выше и 1, 2], свидетельствуют о наличии длительного перерыва между периодами образования отложенной ат-башинской свиты и силура. Ат-башинская свита от вышележащих толщ, по-видимому, отделена крупным этапом тектогенеза (метаморфизма, складкообразования и размыва). В связи с этим интересны точки зрения Н. М. Синицына [9] и В. Г. Королева [8], которые полагают, что Алай-Кокшаальская зона представляет собой часть Китайской платформы, которая в среднем палеозое испытала раздробление. Возможно, что выходы ат-башинской свиты являются глыбой от этого платформенного основания

в северной краевой части Алай-Кокшаальской структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакиров А., Киселев В. В. и Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии палеозоя восточной части хребтов Уланского и Нарын-Тоо. Сб. Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. 1, 1961.
2. Бакиров А. К строению метаморфических толщ Ат-Башинского хребта (Тянь-Шань). Тезисы доклада седьмой научной конференции ФПТИ, Фрунзе, 1962.
3. Дагелайский В. Б. Об анатексисе глиноземистых гнейсов. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960.
4. Другова Г. М. и Неелов А. Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. Там же.
5. Елисейев Н. А. Метаморфизм. Изд-во ЛГУ, 1959.
6. Иодер Х. С. (младший). Роль воды при метаморфизме. В кн. «Земная кора», Изд-во ИЛ, М., 1957.
7. Кеннеди Дж. О роли воды в магме. Там же.
8. Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. Изв. Киргиз. фил. Всесоюз. геогр. о-ва, вып. 3, 1961.
9. Сеницын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во ЛГУ, 1960.
10. Соболев В. С. О давлении при процессах метаморфизма. В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1, Изд-во АН СССР, 1961.

Резюме

Макалада Атбашы кырка тоосунун чыгыш бөлүгүндөгү катмарлардын метаморфизми каралды. Метаморфизмдин себептери жана түрлөрү жөнүндөгү автордун ой-пикирлери келтирилди. «Атбашы свитасы» Кытай платформасынын бир бөлүгү болгон байыркы платформанын фундаментинин бир сыныгы болуп жүрбөсүн — деген ой айтылды.

Т. А. Додорова

О НАХОДКЕ КЕМБРИЙСКОЙ ФАУНЫ В ХРЕБТЕ ТАЛАССКИЙ АЛА-ТОО (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Отложения кембрийской системы до настоящего времени выделялись в хребте Таласский Ала-Тоо условно на основании сопоставления с разрезами древних толщ хребта Малый Кара-Тоо.

Впервые на тождество толщ указанных хребтов обратил внимание В. А. Николаев [6], который сопоставил известняки Кумыштага с тамдинской свитой.

П. Л. Безруков [1] также находил аналогию между тамдинской свитой и известняками Кумыштага, а конгломераты, залегающие в основании этих известняков, он сопоставил с беркутинским горизонтом среднего кембрия хребта Малый Кара-Тоо.

До проведения наших работ (1953—1955 гг.) сравнение нижнепалеозойских отложений Таласского хребта с толщами хребта Малый Кара-Тоо ограничивалось только районом Кумыштага. Для более восточных районов Таласа по стратиграфической схеме В. И. Смирнова [7] известняки и свита кремнистых сланцев (по нашей схеме «курганская») относились к более высоким горизонтам ордовика [2].

В разработанной нами стратиграфической схеме [3] известняки Кумыштага (свиты «нижних известняков» В. И. Смирнова) и известняки бассейнов рек Беш-Таш, Курган и Чичкан (свиты «верхних известняков» В. И. Смирнова) были выделены в одну свиту, которую мы назвали беш-ташской. Возраст этой свиты нами принимался по аналогии с тамдинской в пределах $Сп_{2+3} - O_1$, хотя кембрийская фауна и не была найдена. Нижнеордовикский возраст средней и верхней частей беш-ташской свиты подтверждался присутствием в ней многочисленной фауны [6, 2, 5, 3, 4].

В 1961 г. по левому склону долины р. Беш-Таш (северный склон Таласского хребта) у устья р. Каинды, в 30 м выше основания беш-ташской свиты, в черных битуминозных мелкокристаллических слегка глинистых известняках автором были

найжены остатки раковин беззамковых брахиопод, среди которых В. Ю. Горянским определены следующие виды: *Lingulella* aff. *spatula* (Walcott), *Acrotreta* ex gr. *parvula* (Wallerius, *Palaeobolus* (?) sp. *Choncelloria* ex gr. *grosdilovi* Zhur. et Kor. Относительно последней формы он указывает, что систематическое положение ее не ясно, так как многие она рассматривается как сникулы губок.

По мнению В. Ю. Горянского, перечисленные выше виды характеризуют среднекембрийский возраст отложений. При этом он сообщает, что беззамковые брахиоподы азиатской части СССР изучены очень плохо и стратиграфическая приуроченность тех или иных видов полностью не определена. Несмотря на эту оговорку, находка беззамковых брахиопод представляет несомненно большой интерес, так как она является указанием на присутствие фауны в нижних горизонтах беш-ташской свиты.

Наиболее благоприятными местами поисков фауны в нижних горизонтах беш-ташской свиты являются известняки бассейна р. Кумыштаг и левобережья р. Беш-Таш, характеризующиеся полнотой разреза и удаленностью от выходов интрузивных пород.

Первая находка фауны среднего кембрия в беш-ташской свите подтвердила правильность сопоставления этой свиты с тамдинской (хребет Малый Кара-Тоо), а также и справедливость наших стратиграфических построений [3, 4]. Теперь можно считать доказанным, что «свита верхних известняков» Беш-Таша и «свита нижних известняков» Кумыштага представляют одну свиту — беш-ташскую, а в долине р. Беш-Таш известняки этой свиты сдвоены по разлому, что и создавало видимость двух свит известняков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л., Гиммельфарб Б. М., Соколов А. С. Новые данные о возрасте фосфоритонесной толщи Каратау. ДАН СССР, № 3, 1940.
2. Геология СССР, т. XXV (Киргиз. ССР). Госгеолтехиздат, 1954.
3. Додонова Т. А. К стратиграфии нижнепалеозойских и докембрийских отложений Таласского Алатау. Тр. Ин-та геол. АН Киргиз. ССР, вып. IX, 1957.
4. Додонова Т. А. Новые данные к стратиграфии нижнепалеозойских отложений Таласского Алатау. Тр. Упр. геол. и охраны недр при Совете Министров Киргиз. ССР, Госгеолтехиздат, сб. 1, 1960.
5. Конюк А. А. Новые находки фауны в известняках Кумыштага. Тр. Ин-та геол. КиргизФАН СССР, вып. VI, 1953.
6. Николаев В. А. Предварительный отчет за 1928 г. Изв. ГГРУ, № 8, 1930.

7. Смирнов В. И. Закономерности распределения оруденения и методы поисков в Таласском Алатау. Тр. МГРИ, т. 16, 1939.

Резюме

Таласс Ала-Тоо кыркасындагы бешташ свитасынын ылдыйкы катмарынан ортонку кембрийдин фаунасы табылган. Ушул табылга бешташ свитасын Кичи Кара-Тоо кыркасындагы тамлы свитасына салыштырууну далилдейт.

СОДЕРЖАНИЕ

	стр.
<i>В. В. Киселев.</i> О составе и возрасте спилито-кератофировой формации западной части Киргизского хребта	3
<i>Б. Джолдошев.</i> Стратиграфическое расчленение свиты Джетым-Тоо в пределах Джетымского железорудного месторождения (Тянь-Шань)	23
<i>К. Сагындыков.</i> Верхнеордовикская (?) Каначуйская свита хребта Кок-Ийрим-Тоо	35
<i>Р. Е. Риненберг.</i> К стратиграфии терригенных отложений силура Кызыл-Булакской полосы (Южная Фергана)	47
<i>К. Сагындыков.</i> История развития кембрийских конседиментационных структур в хребте Кок-Ийрим-Тоо.	53
<i>А. Бакиров.</i> Некоторые вопросы метаморфизма гонц Ат-Башинского хребта	67
<i>Г. А. Додонова.</i> О находке кембрийской фауны в хребте Таласский Ала-Тоо (Северный Тянь-Шань)	77

Редактор издательства *В. В. Ковальчук*
 Технический редактор *М. Г. Попова*
 Корректор *В. И. Распономарева*

Подписано в печать 17/1 1964 г. Формат бумаги 60×90¹/₁₆ Объем 5 п. л.
 +2 вкл. 0,25 п.л. уч.-изд. 5,5 л.
 Д—02016. Заказ 2762/1 Тираж 500 экз. Цена 39 коп.

г. Фрунзе, типография АН Киргизской ССР.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
10	17 снизу	витропорфириты	витропорфириты
11	29 сверху	свидетельствует	свидетельствуют
15	2 снизу	А. Н. Заварицкой	А. Н. Заварицкого
21	9 сверху	локембрийских	докембрийских
31	в таблице	пеллитовые	пелитовые
44	8 сверху	трещины и	трещины усыхания и
44	17 сверху	до 25000 м	до 2500 м
62	20 снизу	0—25 м	0—250 м

К з. 2762/1