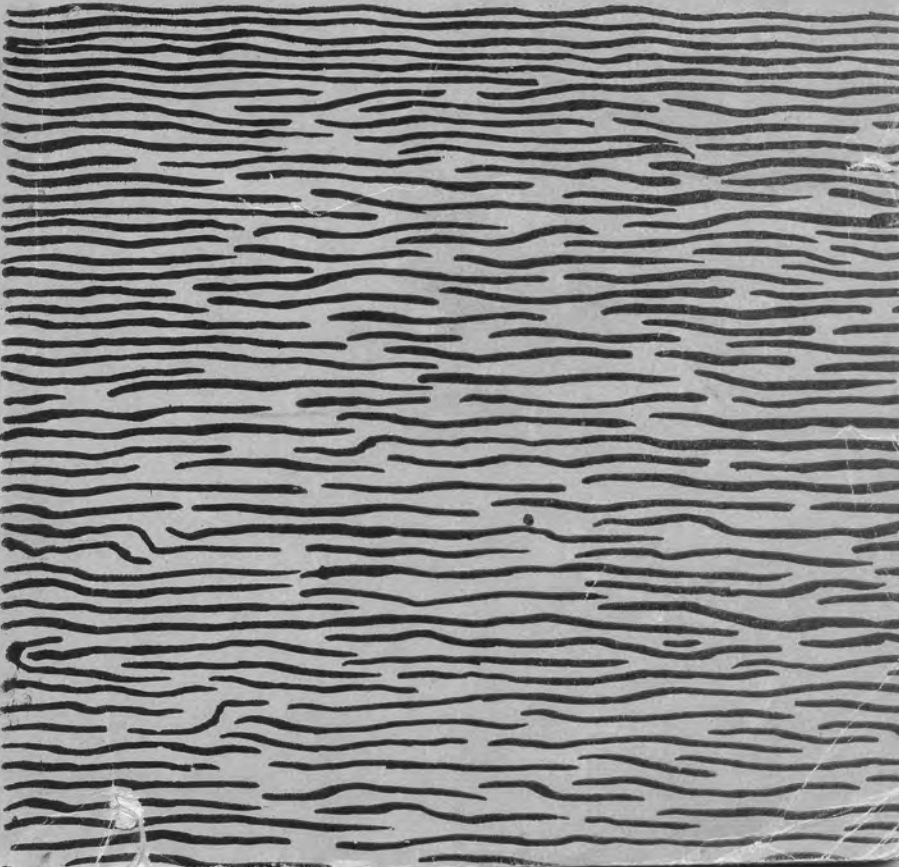


**ФОРМАЦИИ
ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ
И РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ
СЕВЕРНОЙ КИРГИЗИИ**



АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ФОРМАЦИИ ПОЗДНЕГО
ДОКЕМБРИЯ
И РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ
СЕВЕРНОЙ КИРГИЗИИ

В. В. Визин
2/68.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ИЛИМ»
Фрунзе 1967

Работа посвящена сложным и пока еще слабо освещенным в литературе вопросам формационной принадлежности позднекембрийских и нижнепалеозойских толщ Тянь-Шаня. Выделение формаций произведено на уровне новейших представлений о стратиграфии и тектонике докембрия, полученных в самое последнее время.

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

Ответственный редактор В. Г. Королев

*"Плод грезивших поспешно
небериловых разума, который рад изда-
ваться об явлении, замечая их поведением,
а часо даже прогов - словами" (из Пётре)*

В. В. КИСЕЛЕВ, В. Г. КОРОЛЕВ

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ТЯНЬ-ШАНЯ

Успехи, достигнутые в последние годы в изучении древних органических остатков и в абсолютной геохронологии докембрия СССР в комплексе с широко развернувшимися детальными геологосъемочными и специальными тематическими исследованиями древних толщ Тянь-Шаня, позволили во многом пересмотреть существовавшие представления. В настоящее время оказалось возможным не только обособить в докембрии СССР рифейскую группу¹, но и произвести ее расчленение на три «подгруппы», выделив самостоятельный вендский комплекс (эокембрий), занимающий промежуточное положение между рифеем и кембрием, а также осуществить межрегиональную корреляцию.

Структурно-геологический и формационный анализ докембрия Тянь-Шаня выявил отчетливую структурно-фациальную зональность. На севере выделяется Северо-Тянь-Шаньская зона с мощным миогеосинклинальным разрезом нижнего—среднего рифея и наложенным эвгеосинклинальным разрезом среднего (?) — верхнего рифея. Южнее, отграничиваясь Ичкелетооским разломом, располагается Таласо—Кара-Тауская структурно-фациальная зона с миогеосинклинальным разрезом всего рифея и полным развитием моласс венда, а южнее Таласо—Кара-Тауского разлома — Чаткало-Нарынская зона своеобразным разрезом рифея и вендского комплекса, напоминающим разрезы этого подразделения на древних щитах, в их краевых, прилегающих к геосинклинальной системе частях. Признание структурно-фациальной зональности Тянь-Шаня в докембрии в настоящее время не привело, однако, к единству взглядов на характер развития зон. Господствовавшая до самого последнего времени точка зрения о том, что в Северном

¹ Строго говоря, рифей не представляет собой группу, а является надгруппой, тогда как каждое из его трех подразделений соответствует объему группы.

Тянь-Шане внутри древних образований развита лишь одна андезито-базальтовая толща, большинством исследователей относимая к кембрию, заставила поставить вопрос о правильности отнесения Северо-Тянь-Шаньской зоны к эвгеосинклинальной области. Это отчетливо прозвучало в выступлениях ряда геологов на совещании по позднему докембрию в сентябре 1964 г. в городе Фрунзе, и также указано в диссертационной работе Т. А. Додоновой [3]. Очень ясно выразил эту мысль Л. И. Салоп [20], который считал, что эвгеосинклиналь верхнего докембрия Тянь-Шаня по площади ограничивалась районами Заилийского хребта и Кунгей Ала-Тоо, тогда как районы Киргизского хребта, Таласского и Терской Ала-Тоо в позднем докембрии входили в область накопления миогеосинклинальных терригенных или терригенно-карбонатных толщ большой мощности.

Ныне доказано наличие вулканитов рифея в большинстве районов развития докембрийских толщ Северного Тянь-Шаня [4, 5, 6, 11]. Мощными толщами андезито- и спилито-диабазов терской серии они представлены в типовых разрезах западной части Киргизского хребта, Терской Ала-Тоо; справедливо предполагается их развитие в Джумгалском хребте. В Чаткало-Нарынской зоне, на дорифейских срединных массивах собственно Северного Тянь-Шаня и в Таласо-Кара-Тауской зоне широко распространены рифейские порфиоровые формации, отражающие субсеквентный магматизм в эвгеосинклинальной системе. Вулканогенные формации докембрия закономерно входят в байкальский и готский структурные комплексы. Раннерифейский, готский цикл¹ тектогенеза в рассматриваемой области отличался миогеосинклинальным типом развития. Мощные довольно однообразные сланцево-карбонатные и кварцито-сланцевые формации были деформированы весьма своеобразно в разно ориентированные складки — от типично брахиформных в восточной части Киргизского хребта, в области, прилегавшей к Муюн-Кумскому срединному массиву, до крупных резко удлиненных складок переходного типа с резкими ундуляциями шарниров — в Терской Ала-Тоо. Несомненно, на форму складок раннерифейского (готского) структурного комплекса большое, решающее влияние оказал дорифейский фундамент с его крупными протоантеклизмами. Готская складчатость сопровождалась развитием терригенной и карбонатной флишо-

¹ К готскому циклу относятся карбонатные толщи нижнего—среднего рифея, имеющие миогеосинклинальный облик, напоминая соответствующие образования бурзянской и юрматинской серий.

идных формаций, представителем которых могут рассматриваться узун-ахматская свита в Таласском Ала-Тоо, кенкольская серия в Киргизском хребте, улахольская — в Терской Ала-Тоо, дарбазинская свита на Чу-Балхашском водоразделе. Пока что не удалось выделить на большой площади молассовую покровную формацию, которая выражала бы полноту готского цикла. Не исключено, что маломощные толщи кварцитовидных аркозовых и кварцевых песчаников, местами разделяющие готский и байкальский комплексы, являются представителями постготских орогенных формаций. Постготский орогенез могут выражать также красноцветные докембрийские молассы, заполняющие широкие прогибы на дорифейском цоколе Памира.

По окраине Китайской платформы, вовлеченной в постготский орогенез, развивается наложенная порфиоровая формация (свита Большого Нарына, может быть, кайнарская свита Кара-Тау, Улу-Тау).

Байкальский цикл тектогенеза начинается образованием морских геосинклинальных андезито-базальтовой и спилито-диабазовой формаций многокилометровой мощности (терской серии), заполняющих трюги, наложенные на готские и доготские структуры и отличающиеся резко выраженной линейностью. Эти формации, рассмотренные ниже, последуют ниже, являются представителями начального (initial) магматизма. С началом замыкания геосинклинальных прогибов позднего рифея связано развитие типичной флишевой формации в Таласо-Кара-Тауском прогибе (карагаинская серия, большекаройская свита) и флишоидной формации в Джалаир-Найманском прогибе (джамбулская свита, ее нижняя часть). Постбайкальские орогенные формации представлены покровными молассами вендского комплекса, а также андезито-дацитовыми и липаритовыми формациями, наложенными на дорифейский цоколь срединных массивов. Типичным представителем вендских моласс является малокаройская серия в Малом Кара-Тау, постунбулакская свита в Таласском хребте; наземных вулканогенных формаций — вулканиты Чоль-Адыра в Кендыктасе, курганская свита Таласского Ала-Тоо.

Таким образом, в байкальском складчатом комплексе объединяются как инициальные, так и субсеквентные вулканические формации. А общий тип развития многими общими особенностями живо напоминает развитие каледонид Северного Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, где группа зеленокаменных формаций кембрия начинает каледонский цикл развития, а девонские липаритовые, базальтовые и андезито-

дацитовые формации или предшествуют, или сопутствуют молассовой формации девона — нижнего карбона. Такое общее сравнение неизбежно приводит нас к заключению о том, что байкальский тектонический цикл в Северном Тянь-Шане и прилегающих районах Центрального Казахстана характеризовался эвгеосинклинальным типом развития, во многом напоминающая каледонский тектонический цикл (см. рисунок).

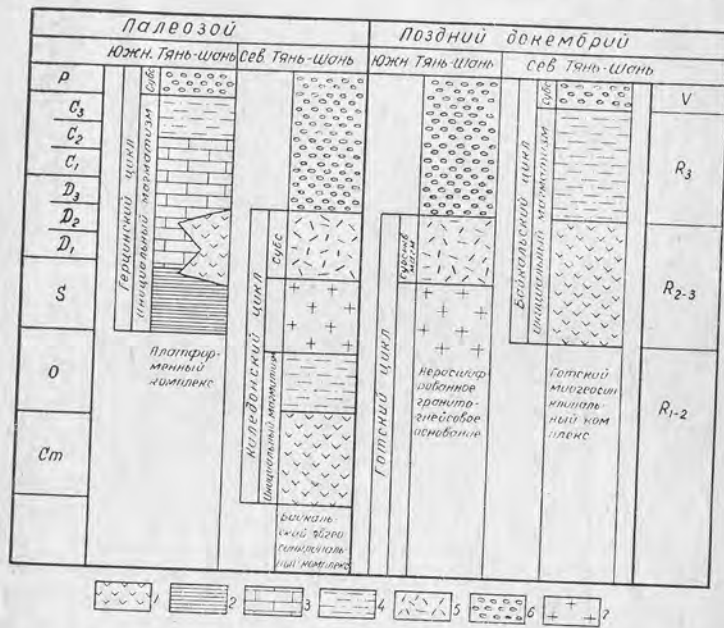


Рис. 1. Схема геологического развития Тянь-Шаня в позднем докембрии и палеозое.
 Формации: 1) спилито-кератофировой группы; 2) типа аспидноид; 3) карбонатные; 4) флишево-молассовые; 5) порфирутофовой группы; 6) моласса; 7) гранитоиды.

Таким образом, в позднем докембрии Тянь-Шаня выделяется начальная вулканогенная формация байкальского и субсеквентные вулканогенные формации готского и байкальского комплексов. Начальный магматизм готского тектонического цикла в Северном Тянь-Шане, развивавшемся в раннем рифее по миогэосинклинальному пути, отсутствует или сильно редуцирован (вулканиты бельгийской свиты), так же, как на Южном Урале (айская свита). Эвгеосинклинальная область этого времени располагалась, по-видимому, севернее,

на территории Центрального Казахстана. Впрочем, это сейчас не доказано.

Вот и все!

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ПОЗДНЕРИФЕЙСКОГО ИНИЦИАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА

Рассматриваемые формации лучше всего изучены в западной части Киргизского хребта и в восточной части Терской Ала-Тоо.

В Киргизском хребте развита зеленокаменная спилито-диабазовая формация (терекская свита). Латерально она замещается андезито-базальтовой, наиболее полно представленной в Терской Ала-Тоо (ашутурукская свита). Строение формаций довольно сложное, изменяющееся от места к месту, но с достаточно четкими типовыми чертами, позволяющими отличать их от вулканогенных образований иного структурного и возрастного положения.

Спилито-диабазовая формация

Более половины всего объема формации составляют эффузивные породы. Среди них как наиболее распространенные разновидности могут быть названы диабазовые порфириды, спилиты, порфиритоиды и вариолиты. Менее распространены лаво-брекчии и миндалекаменные порфириды.

Диабазовые порфириды встречаются в разных горизонтах формации, но больше всего характерны для нижней половины толщи. Текстура пород обычно массивная, нередко миндалекаменная. Они обладают афировой, реже порфировой структурой. Порфиновые вкрапленники присутствуют в виде идиоморфных кристаллов моноклинного пироксена (авгита), иногда оливина, которые очень сильно вторично изменены. По ним развивается зеленый пеннин с аномальными цветами интерференции и светло-зеленый плеохромурующий эпидот. Замещение происходит с периферии и в ядре, в результате чего проявляется концентрическая зональность. Основная масса породы состоит главным образом из хлорита, эпидота, кальцита, пренита, лейкоксена, которые вторично замещают вулканическое стекло (около 80—90%). В массе вторичных минералов различаются отдельные мелкие лейсты плагноклаза (альбита) и ксеноморфные зерна авгита. Количество зерен эпидота, цоизита, пренита примерно равно количеству присутствующих карбонатов кальция. Последние развиваются неправильными пятнами, а также выполняют округлые миндалины и трещинки. В миндалекаменных

разностях многочисленные миндалины выполнены мономинеральными агрегатами хлорита, карбоната, халцедона и пренита или имеют ясное зональное строение. Структура основной массы реликтовая апоинтерсертальная. Породы сильно трещиноваты. Трещинками разбиты абсолютно все минералы, включая лейсты плагиоклаза. Вдоль трещин наблюдаются новообразования кальцита, хлорита, кварца, серицита.

Порфиритоиды можно разделить на две группы, одна из которых встречается в верхней, другая — в нижней половине толщи. Нижние порфиритоиды представляют собой породы амфибол-хлоритового состава с отчетливой сланцеватой текстурой, лепидо-, лепидогранобластовой, фибробластовой и брекчиевой структурами. Породы сложены мелкоигловатыми зернами амфибола, тонкими чешуями хлорита, цоизитом, карбонатами. В хлорито-амфиболовой основной массе нередко мелкие лейсточка альбита, свидетельствующие о первичном эффузивном характере породы. Иногда можно наблюдать образование участков менее рассланцованной амфибол-полевошпатового состава породы, напоминающих микробудины. Узловатость, по-видимому, связана с первичной неоднородностью состава породы. Минеральный состав порфиритоидов говорит о значительной основности первичных эффузивных пород, отвечающих группе базальтоидов. Порфиритоиды верхней половины разреза отличаются большей лейкократовостью.

Спилиты широко распространены в верхних частях формации, встречаясь в тонком переслаивании с кремнистыми породами и литокластическими туфами. Текстура пород часто миндалекаменная, структура интерсертальная или сферолитово-сноповидная. В первом случае порода хорошо раскристаллизована и сложена относительно крупными длинными лейстами альбита (№ 5—10) с отчетливым двойниковым строением. Интерстиции выполнены тонкочешуйчатым, иногда листоватым хлоритом, нацело заместившим стекловатый базис, и буроватым, окрашенным окислами железа карбонатом. В массе равномерно рассеяны рудные зерна. Сферолитовые разности состоят из сферически и сноповидно собранных тонких длинных лейст плагиоклаза, в промежутках между которыми располагаются хлорит, кальцит, рудное вещество. Миндалины различных размеров, обычно округло-овальной формы. Они выполнены хлоритом или халцедоном с образованием по периферическим краям каемок радиально ориентированных кристаллов кварца. Породы сильно смяты,

содержат множество трещинок, заполненных серпентином, хлоритом, кальцитом.

Вариолиты встречены только в верхних частях формации. Структура пород витрофировая, сферолитовая. Основная масса состоит из разложенного, замещенного хлоритом и кальцитом стекла с реликтами флюидаальной текстуры. В ней располагаются вариоли, обособливающиеся от общей массы системой мелких трещин, выполненных вторичными минералами — хлоритом, серпентином и кальцитом. Размеры и количество вариолей меняются, наибольшие из них достигают в поперечнике 2 см. Вариоли состоят из радиально располагающихся волокон и микролитов плагиоклаза. В породе присутствуют мелкие правильные округлые миндалины, выполненные кальцитом и хлоритом.

Миндалекаменные порфириты пространственно тесно связаны с вариолитами. Они обладают реликтовой метельчатой или сферолитовой структурой, представляя собой нечто среднее между вариолитами и порфиритами. Намечающиеся вариоли не обособливаются, переходя в замещенную серпентином, хлоритом и карбонатами основную массу. Миндалины довольно крупные (до 5 мм в диаметре), выполнены хлоритом.

Лавобрекчии в общем объеме излившихся пород формации имеют подчиненное значение, встречаясь лишь в ее верхней части.

Порода представляет собой порфиритовую лаву с гиалопидитовой структурой основной массы, в которую заключены обломки спилитов с прекрасно сохранившейся апоинтерсертальной структурой. Основная масса лавы сложена девитрифицированным стеклом с размещающимися в нем редкими призмочками плагиоклаза. Порода сильно трещиновата. Особенно много трещинок по границам соприкосновения резко выделяющихся обломков с включающей их массой. По трещинкам развиты карбонаты, серпентин. Имеются кварцевые прожилки.

Субвулканические образования представлены крупными согласными линзовидными телами микрогаббро 30—50-метровой мощности, протягивающимися на 400—600 м. По положению в толще и степени раскристаллизации они отличаются от излившихся пород, вместе с тем проявляя с ними тесную парагенетическую связь. Тела микрогаббро встречены в разных частях разреза. Под микроскопом выявленные разновидности обнаруживают порфиритовую пойкилофитовую полнокристаллическую структуру, сложены призмами разрушенного, сосюритизированного плагиоклаза, отвечающего по

составу лабрадору-битовниту, и редкими крупными зернами пироксена и оливина. Вторичные изменения аналогичны отмеченным для эффузивов. Породы сильно разрушены, темноцветные минералы замещаются эпидотом, цоизитом, хлоритом, рудными.

Пирокласты в составе формации имеют резко подчиненное значение, достигая всего лишь 6—7% ее объема. Они встречаются в самых нижних и верхних горизонтах разрезов в переслаивании со спилитами и кремнистыми породами. Среди них выделены всего лишь две разновидности пород: литокластические и литокристаллокластические туфы.

Литокластические туфы обычно переслаиваются со спилитами. Макроскопически они выглядят зелеными и малиновыми интенсивно хлоритизированными рассланцованными породами. Под микроскопом обнаруживают брекчиевую, первично литокластическую псефитовую структуру. Среди обломков, несмотря на сильные вторичные изменения, можно распознать гналопорфириты со стеклом, целиком замещенным хлоритом и карбонатами, а также порфириты с микролитовой структурой основной массы, обогащенные рудными минералами. Вторичные изменения выразились полным замещением стекла обломков хлоритом, рудными минералами и карбонатом. Породы сильно трещиноваты. По трещинкам развиваются карбонаты, серпентин и рудные.

Литокристаллокластические туфы имеют как алевритовую, так и псаммитовую размерность. В составе породы различается сильно хлоритизированная кремнистая с мельчайшей рудной вкрапленностью связующая масса, в которую помещены разнообразные угловатые обломки пород и минералов: серицитизированные разрушенные зерна плагиоклазов, редкие зерна кварца, округлые зерна афирового порфирита с пилотакситовой структурой, сильно измененные обломки вариолитов.

Из вторичных минералов, кроме хлорита, отдельными изолированными пятнами развит кальцит.

Помимо описанных разновидностей пирокластов в составе формации есть породы, принадлежность которых к пирокластическим вследствие интенсивности вторичных изменений трудно установима. Мы описали их ниже под названием туфогенных.

Туфосланцы встречаются совместно с литокластическими туфами, спилитами и кремнистыми породами. Туфосланцы обладают лепидобластовой, брекчиевидной и лепидогранобластовой структурами. Состоят из зерен эпидота, спутанно-волокнистого агрегата хлорито-серицито-полевошпато-

вой массы. Первичная структура пород не устанавливается, туфогенная ее природа может лишь предполагаться по парагенетической связи с излившимися породами.

Очень большую роль в составе формации играют осадочные породы, на которые приходится больше трети ее объема. Наряду с заведомо осадочными образованиями в эту группу включены и эпикластические вулканические породы, имеющие небольшое значение и вследствие сильной изменчивости пород не отличимые от вулканомиктовых.

Известняки занимают около 40% объема осадочных пород, располагаясь в средней и верхней частях формации. Известняки массивные, жилковатые с мелко- и микрокристаллической структурой, содержащие включения светлых и черных кремней. Прожилки выполнены кальцитом и кварцем. Кремневые включения имеют разнообразную форму и размеры, неровные коррозионного типа контуры ограничений.

Полевошпатово-хлоритовые сланцы встречаются в нижних частях толщи. Макроскопически они отличаются тонколистоватым сложением, шелковистым блеском. Под микроскопом обнаруживают псевдопорфириобластовую и лепидобластовую структуру. Сложены хлорито-кремнистой массой, в которой располагаются редкие разрушенные обломки полевого шпата и тонкодисперсная рудная вкрапленность.

Серицито-хлорито-кремнистые и хлорито-кремнистые сланцы образуют наиболее мощные пакки в нижней половине формации, встречаясь совместно с подчиненными горизонтами рассланцованных гравелитов и конгломератов. Текстура пород отчетливо сланцеватая, слоистая, структура микролепидобластовая. Микроскопическая слоистость подчеркивается наличием среди общей хлорито-кремнистой массы тончайших прослоек карбонатов и локализацией по отдельным горизонтикам мелких чешуек серицита.

Кремнистые породы очень характерны для формации, хотя в общем объеме осадочных пород составляют не более 8%. Они встречаются в разных частях разрезов, но как обязательный компонент присутствуют в пачках переслаивания спилитов с туфами. В обнажениях они выделяются яркими пестрыми цветами: вишневым, розовым, желтовато-белым, черным, чисто белым. Текстура пород грубо- и среднеплитчатая полосчатая. В чередующихся слоях различаются гранобластовая, микрогранобластовая, микролепидобластовая и криптокристаллическая структура. Прослой очень тонкие, миллиметровые. В слоях с микролепидобластовой структурой, кроме микроскопических бластических зерен хал-

цедона, имеются ориентированные микроскопические чешуйки неопределимого цветного минерала. В криптокристаллических кремневых слоях можно наблюдать неправильные, изометричной формы пятна, окрашенные в зеленоватый цвет. Причина окраски не распознается, по составу пятна не отличаются от смежных неокрашенных участков. Почти во всех типах слоев содержится рудная вкрапленность. В ярко-красных кремнистых сланцах окраску породе придает неравномерно рассеянное тонкодисперсное рудное вещество, располагающееся в виде пятен неправильной формы. В белых кремнистых породах рудная вкрапленность отсутствует. Порода секутся множеством беспорядочно расположенных кварц-полевошпатовых жилков, несущих рудные минералы.

Вулканомиктовые конгломераты встречаются в основании и в средней части формации. Конгломераты характеризуются массивной, местами сланцеватой брекчиевой текстурой, псефитовой структурой. Порода состоит из угловатых и хорошо окатанных обломков различных пород, помещенных в базальный хлорито-кремнисто-карбонатный цемент. В обломочном материале отмечаются:

А. Хорошо окатанные гальки криптокристаллических известняков, содержащих мелкие окатанные зерна кварца (до 0,1 мм в поперечнике), линзовидные прослойки кварцевых алевролитов и тонкозернистых кварцевых песчаников.

Б. Окатанные гальки кремнистых пород, состоящие из кремнистого криптокристаллического материала, в котором располагаются кремнистые обломки, отличающиеся от основной массы и друг от друга различной степенью раскристаллизации. В породе видны округлые относительно крупно раскристаллизованные образования, напоминающие остатки радиоларий.

В. Гальки миндалекаменных лавобрекчий. Роль базисной лавы играют афировые порфиры со сферолитовой структурой основной массы. Стекловатый мезостагис полностью замещен рудно-хлоритовым материалом. Лава включает обломки миндалекаменного стекла, обогащенного дисперсно-распыленным рудным минералом. Стекло, несмотря на прошедший процесс зеленокаменного перерождения, обнаруживает неоднородность строения. В замещенной хлоритом и рудными минералами массе местами наблюдаются округлые, сферически построенные обособления, подчеркиваемые расположением рудного вещества и хлорита. Миндалины правильной округлой формы выполнены хлоритом и халцедоном.

Г. Угловатые обломки полосчатых кварцитов с анизодиаметричной гранобластовой структурой.

Д. Мелкие обломки кремнистых пород.

Е. Зернышки кварца.

Как можно было увидеть, в строении спилито-диабазовой формации принимает участие разнообразный набор осадочных, эффузивных и пирокластических пород, которые образуют два крупных закономерно построенных седиментационных ритма. В общем виде каждый ритм начинается грубообломочными породами, которые выше сменяются вулканогенными с примесью мелко- и тонкозернистых терригенных и венчается карбонатными. Они отражают два крупных этапа в развитии вулканогенно-осадочного процесса. Особенности самого процесса раскрываются в характерных чертах более мелких составляющих формации: типах горных пород и их естественных парагенетических сочетаниях, называемых И. В. Хворовой элементарными породными ассоциациями. Вследствие интенсивного зеленокаменного перерождения пород в формации, к сожалению, удастся выделить немного элементарных породных ассоциаций. Среди них наиболее характерными являются кремнисто-спилитовая, спилитово-туфовая, кремнисто-вариолитовая и кремнисто-вулканомиктовая.

Кремнисто-спилитовая ассоциация распространена не особенно широко, но довольно типична для формации. Она встречается обычно в верхней половине разреза. Ее роль в различных участках развития формации меняется. Среди изученных нами разрезов наибольшее значение ассоциация имеет в районе западного замыкания Макбальской структуры. В составе ассоциации особенно характерны массивные зеленовато-темно-серые спилиты с хорошо выраженной шаровой отдельностью, которые переслаиваются с яркими черными, белыми, разовыми и пятнистыми пестрыми породами. Чередование не ритмичное, мощность и спилитовых, и кремнистых прослоев меняется в довольно широких пределах. Горизонты кремнистых пород обычно маломощные — 2—10 м, в редких случаях — 30 м. Прослой спилитов достигают 100 м.

Спилитово-туфовая ассоциация выделена также в толщах верхней формации. Она образует многослойную значительной мощности, достигающие 200—300 м. В ее составе различаются рассланцованные псефитовые литокластические туфы, спилиты и подчиненные горизонты плитчатых серых жилковатых кремнистых пород. В обнажениях ассоциация выглядит монотонным ритмичным переслаиванием массивных зеленовато-серых спилитов с малиновыми и зелеными

интенсивно давленными туфами. Мощность переслаивающихся горизонтов колеблется от нескольких сантиметров до 1,5—2,5 м. В крупных прослоях спилитов нередко наблюдается шаровая отдельность. Горизонты кремнистых пород распределяются в ассоциации неравномерно, образуя редкие резко выделяющиеся прослои 5—10-метровой мощности.

Кремнисто-вариолитовая ассоциация является одной из характернейших в формации. Она складывается из вариолитов, миндалекаменных порфиритов и кремнистых пород. Основную роль играют вариолиты и порфириты. Макроскопически разница порфиритовых и вариолитовых прослоев не видна. Ассоциация, однако, легко распознается по характерному темно-серому голубоватому цвету пород и текстурным особенностям. Вариолы хорошо видны невооруженным глазом. В участках тертости и рассланцевания горизонты с крупными вариолями обычно рассланцовываются интенсивней и бобовинки легко вываливаются из породы. Слойки с крупными вариолями имеют небольшую мощность, до 10—20 см. В разрезе они чередуются со сменяющими их более тонкими вариолитами и порфиритами. Прослои кремнистых пород присутствуют, всегда образуя редкие маломощные не выдержанные по простиранию горизонты.

Кремнисто-вулканомиктовая ассоциация представляет собой многослой неправильного тонкого чередования вулканомиктовых конгломератов с зеленовато-серыми плитчатыми кремнистыми породами и диабазовыми порфиритами. Мощность отдельных слоев колеблется от нескольких сантиметров до 3 м. В разрезе формации ассоциация тяготеет к средним частям. Мощность ассоциации колеблется, оставаясь относительно большой (100—180 м).

В числе характернейших черт формации можно назвать следующие:

- а) вулканогенно-осадочный состав,
- б) среди вулканогенных осадков более 80% приходится на излившиеся породы, вулканокластические же играют подчиненную роль, составляя всего 6—7% общего объема формации,
- в) большая половина собственно осадочных пород — это хемогенные образования, тогда как меньшая — терригенные,
- г) все излияния носят характерные черты подводных с возникновением следующих типичных парагенетических породных ассоциаций: кремнисто-спилитовой, спилитово-туфовой, кремнисто-вариолитовой и кремнисто-вулканомиктовой,
- д) излияния по составу отвечают группе базальтоидов.

Прямых аналогов среди типовых морских вулканогенно-осадочных формаций, освещенных в литературе, мы не на-

шли. И. В. Хворова [23], типизируя такие формации, предлагает выделять две основные их группы: 1) с преобладанием вулканогенных механических осадков и 2) с преобладанием органогенно-хемогенных пород. Если принять за определяющий признак соотношение вулканогенных и органогенно-хемогенных осадков, мы должны отнести рассматриваемую формацию к первой группе, поскольку сумма вулканогенных и терригенных осадочных пород превышает 70% ее объема. Однако сумма остальных признаков склоняет нас отнести формацию ко второй группе. Самыми существенными из них следует считать резко подчиненную роль пирокластов и среди осадочных членов формации значительный процент хемогенных пород с очень характерными представителями — кремнистыми породами. Суммарная мощность формации около 2500 м с небольшими отклонениями в зависимости от величины предпалеозойского (вендского) размыва и положения в геосинклинальном прогибе. В областях, живших в средне-верхнерифейское время как относительные поднятия, спилито-диабазовая формация замещается андезито-базальтовой.

Андезито-базальтовая формация

Излившимся породам принадлежит около половины объема формации. Наибольшим распространением пользуются андезитовые порфириты, среди которых различаются следующие разности.

Плаггиоклазовые порфириты обладают отчетливо выраженной общей порфириковой структурой. Вкрапленники представлены правильными удлиненно-таблитчатыми, порой довольно крупными (до 2,5 мм) зернами альбитизированного плаггиоклаза, зачастую полностью замещенного хлоритом и карбонатами. Основная масса характеризуется гиалопилитовой, гиалиновой, апоинтерсертальной и вторично метаморфическими гранонематобластовой, микрогранолепидобластовой структурами. В основной массе присутствуют замещающие стекло хлорит, рудные минералы, эпидот-цоизит, кальцит, а в рассланцованных разностях — актинолит. Актинолит образует вытянутые зерна, ориентированные вдоль сланцеватости. В породах нередко сохраняется реликтовая миндалекаменная текстура. Миндалины (до 3,5 мм в поперечнике) овальной формы выполнены эпидотом, хлоритом и кальцитом.

Авгитовые порфириты изменены сильнее плаггиоклазовых разностей. Порфириковая структура, однако, отчетлива. В качестве вкрапленников — крупные (до 2 мм) пра-

вильные кристаллы авгита с резко выраженной спайностью. Сохранность фенокристаллов различная. Обычно авгит сильно хлоритизирован и от него остаются лишь небольшие участки, но даже при полном замещении не исчезают правильные кристаллографические очертания. Основная масса имеет гранолепидо- или гранолепидофибробластовую структуру, состоит из спутанного агрегата призмочек бесцветного амфибола актинолитового ряда с характерными расщеплениями на концах, чешуй хлорита, призмочек цоизита и мелких зерен авгита. В основной массе встречаются округлые и неправильной формы миндалины размером 0,2—0,6 мм, выполненные хлоритом, кварцем и эпидотом, зачастую зонально.

Амфибол-плагиоклазовые порфириты в качестве вкрапленников содержат плагиоклазы и амфиболы. Плагиоклазы почти целиком замещены хлоритом и карбонатами, образующими сплошную однородную массу, практически не реагирующую на поляризованный свет, и лишь участками различаются полисинтетические полоски двойников. Ограничения вкрапленников зачастую видны хорошо благодаря четко выделяющимся периферическим каемкам вторичного альбита. Вкрапленники роговой обманки более редки, меньших размеров (0,2—0,4 мм). Они замещаются актинолитом, по которому, в свою очередь, развивается синева-зеленый хлорит. Основная масса имеет реликтовые гиалопилитовую, микролитовую или метаморфическую гранолепидо-, гранолепидонематобластовую структуры. В ее составе различаются зеленоватые чешуй хлорита, удлиненно-призматические зерна актинолита, мелкие зерна эпидот-цоизита. Лейсты плагиоклаза сохраняются в виде отдельных реликтов. Текстура пород массивная, часто миндалекаменная. Миндалины выполнены в основном крупнозернистым эпидотом и кальцитом, в краевых частях некоторых из них встречаются чистые зерна альбита.

Лавобрекчии, по-видимому, довольно широко распространены в толще, но диагностика их вследствие довольно сильной вторичной измененности пород затруднительна. Роль несущей лавы в обнаруженных разновидностях играют плагиоклазовые порфириты с гиалиновой и гиалопилитовой структурами. Чужеродные обломки выделяются во вмещающей лаве темно-бурой окраской. Их обычные размеры 1—5 мм, но встречаются и более крупные, до 1 см в диаметре. По составу они мало отличаются от включающей массы. Обычно это замещенная хлоритом, актинолитом, эпидот-цоизитом и рудными минералами основная масса, в которую заключены идиоморфных очертаний порфириновые вкрапленники плагиоклаза,

зонально замещающиеся карбонатами, хлоритом, альбитом. Включения имеют расплывчатые ограничения, зазубренные контуры, часто окаймлены светлыми поясками зерен эпидот-цоизитового минерала.

Наряду с порфиритами, которые характеризуются андезитовым составом, в формации содержатся в подчиненном количестве ассоциирующие с кремнистыми породами спилиты и пластовые субвулканические тела диабазов.

Спилиты обладают реликтовой апоинтерсертальной структурой, миндалекаменной текстурой. «Стекловатый» базис нацело замещен хлоритом и рудными минералами. Плавающие в нем беспорядочно ориентированные длинные крупные лейсты альбита дроблены, изогнуты. Миндалины овальные, до 3,5 мм в поперечнике, выполнены хлоритом.

Диабазы имеют микродиабазовую структуру. В их составе различаются призматические зерна основного плагиоклаза, интенсивно разрушенного, карбонатизированного и хлоритизированного, зерна авгита, псевдоморфозы хлорита и серпентина по оливину. Породы по многочисленным трещинкам эпидотизированы, часто окварцованы.

Пирокластические породы

Пирокласты составляют не менее трети объема формации. Среди них наиболее распространенными являются лито-, литокристано- и витролитокристаллокластические туфы псаммитовой и псефо-псаммитовой размерности. Реже встречаются пепловые и кристаллокластические туфы.

Литокластические туфы обнаружены только псефитовой размерности. Они состоят из угловатых обломков, слабо отсортированных по размерности. Среди них присутствуют: 1. Плагиоклазовые порфириты с гиалопилитовой, замещенной хлоритом и рудными основной массой, общей порфириной структурой. Фенокристы представлены удлиненными призматическими и таблитчатыми зернами плагиоклаза. 2. Миндалекаменные плагиоклазовые порфириты, основная масса которых, обладавшая гиалопилитовой структурой, почти нацело замещена хлоритом и карбонатами, а плагиоклазовые вкрапленники, сохранившие правильные кристаллографические очертания, — хлоритом и серицитом. Миндалины мелкие (0,04—0,08 мм), заполнены хлоритом и эпидотом. 3. Обломки темно-бурой сильно карбонатизированной хлоритовой массы с различными микровкрапленниками и микролитами плагиоклаза. Породы брекчированы, обломки разобше-

ны между собой, а цементирующая масса полностью замещена карбонатами, хлоритом и эпидотом.

Кристаллолитокластические туфы в большинстве своем характеризуются псефитовой и крупно-псаммитовой размерностью. Они обладают кристаллолитокластической структурой, обычно с блаетезом в результате рассланцевания. Среди обломков минералов различаются 1) катаклазированные зерна плагиоклаза, в центральных частях которых и по трещинкам развиты серицит, хлорит, эпидот-цоизит, 2) темноцветный минерал, замещенный хлоритом и амфиболом.

Обломки пород резко преобладают. Среди них — 1) амфиболитизированные порфириты, состоящие из войлока беспорядочно расположенных игольчатых зерен актинолита и микровкрапленников плагиоклаза, 2) роговообманково-плагиоклазовые порфириты, состоящие из вкрапленников плагиоклаза и хлоритизированного амфибола в беспорядочно волокнистой замещенной хлоритом и рудными минералами «стекловатой» массе, 3) рассланцованные эпидот-актинолитовые породы с разлинцованными вкрапленниками, 4) миндалекаменные плагиоклазовые порфириты, также сильно измененные, с реликтовой гналопилитовой структурой основной массы.

Связующая масса базального типа. Обычно — это лепидогранобластовый агрегат хлорита, актинолита, эпидота-цоизита.

Кристалло-витро-литокластические туфы сравнительно редки. Они обладают псаммитовой кристалло-витро-литокластической структурой. Туфы состоят главным образом из угловатых рогульчатых обломков буроватого, полностью хлоритизированного стекла, порой с отчетливой перлитовой текстурой. Кроме того, присутствуют обломки полевых шпатов, роговой обманки, миндалекаменных плагиоклазовых порфиритов. Цементирующая масса представляет собой агрегат из игл актинолита и мелких чешуек хлорита со скоплениями зерен цоизита и карбоната.

Пепловые туфы слагаются тонкими обломками раскристаллизованного стекла, имеющими рогульчатую и дугообразную форму. Центральные части обломков (размер их 0,2—0,3 мм) более светлые, края обрамляются грязно-бурыми каемками. Насыщенность обломками высокая. Связующая масса замещена тонковолокнистым агрегатом актинолита.

Осадочные породы представлены известняками, кварцево-серицито-хлоритовыми, альбито-хлоритовыми, известковыми (хлорито-известковыми, эпидото-актинолитовыми, известковыми,

альбито-известковыми) сланцами и кремнистыми породами.

Самой распространенной элементарной породной ассоциацией андезито-базальтовой формации является туфово-порфиритовая. Более редка, но не менее характерна кремнисто-спилитовая. Мощность андезито-базальтовой формации достигает примерно 2000—3000 м.

Обе рассмотренные вулканогенные формации претерпели зеленокаменное перерождение с образованием минералов, свойственных хлоритовой субфации зеленых сланцев. Наряду с породами, хорошо сохранившими реликты первичных текстур и структур, широко распространены разности, в которых первичная эффузивная природа угадывается лишь по характерным наборам вторичных минералов. Наиболее интенсивные изменения происходят в тектонических зонах. Принадлежа одной группе морских вулканогенно-осадочных формаций, рассмотренные спилито-диабазовая и андезито-базальтовая формации отличаются спецификой элементарных породных ассоциаций и химизмом вулканических продуктов, свидетельствующих о несколько различных условиях накопления. Первая свойственна внутренним, а вторая — андезито-базальтовая — внешним, или более геоантиклинальным, частям прогибов. В целом же они образованы на одном уровне интенсивных дифференцированных прогибаний в геосинклинальных трогах, на временном уровне образования инициальной спилито-кератофировой группы формаций Ю. А. Кузнецова [15].

СУБСЕКВЕНТНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ПОЗДНЕГО РИФЕЯ И ВЕНДА

Вулканогенные формации рассматриваемого типа занимают в позднерифейских образованиях Тянь-Шаня два стратиграфических уровня. Две из них — липаритовая и туфо-кремнистая — располагаются выше терсейской серии, отделяясь от нее поверхностью крупного несогласия и этапом формирования байкальских батолитоподобных интрузий, третья (липаритовая) — на одном уровне или ниже терсейской серии, перекрывая допозднерифейские батолиты и представляя орогенный этап, следующий за формированием готид (?), но одновременной с геосинклинальным этапом байкалид.

Позднерифейская липаритовая формация

Формацию представляет серия Большого Нарына, развитая в пределах Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны. Строение ее довольно сложное, в настоящее время частично расшифрованное лишь в единичных районах. Особенно

подробно она изучена М. В. Ташининой в хребте Боролдай, а также авторами в хребте Джетым-Тоо.

В составе формации развиты практически только кислые эффузивы и пирокласты.

Эффузивные породы. Среди излившихся пород наиболее распространены кварцевые фельзит-порфиры. Обычно они обладают blastопорфировой структурой, плейчато-сланцеватой, с линзовидно-сланцеватой, изредка флюидальной текстурой. Фенокристаллы представлены кварцем, микроклином, шахматным альбитом. Вкрапленники распределены в породе неравномерно, часто образуя гломеропорфировые скопления. Несмотря на общее довольно сильное рассланцевание пород, переориентировку зерен, развившуюся трещиноватость, вкрапленники сохраняют правильные кристаллографические очертания, сравнительно легко диагностируются. Основная масса сланцеватая серицито-полевошпато-кварцевая, лишь участками сохраняющая реликты первичной микрофельзитовой структуры. Вторичные процессы приводят к развитию по ней лапчатых и роговиковых агрегатов вторичного кварца, ориентированных чешуй серицита, обильной сплошной пелитизации фельзитовой массы, придающей породам буроватые тона. Этому же способствует обычно содержащаяся тонко распыленная рудная вкрапленность. При рассланцевании многие вкрапленники были развернуты, основная масса, обтекающая их, образовывала своеобразные «теневые» зоны и линзовидные вытянутые по сланцеватости «хвосты», выполненные агрегатами серицита, кварца, хлорита, железистого карбоната. Вкрапленники нередко облекаются крустификационными шиповидными каемками кварца, серицита, альбита. Не менее распространенными являются полевошпатовые порфиры. От кварцевых фельзит-порфиров они отличаются составом вкрапленников, представленных исключительно калишпатами и сравнительно часто встречающейся гиалиновой основной массой с характерной концентрически-скорлуповатой перлитовой текстурой. Большое место занимают кварцевые порфиры с микрогранофировой, микропиклитовой, микропегматитовой и сферолитовой структурами основной массы, общей афировой или микропорфировой структурами. Вкрапленники представлены кварцем и микроклипертитом.

В зонах рассланцевания нередки порфиройды. Они имеют blastопорфировые микролепидогранобластовые структуры. Неправильные ксенобласты, очевидно, реликты порфировых вкрапленников, заключены в серицито-кварц-полевошпатовую массу, содержащую множество мелких рудных

вкраплений. Зерна основной массы приобрели анизодиаметричные, вытянутые по сланцеватости формы. Раздавленные, колотые порфиробласты из-за крустификационных серицито-кварцевых каемок имеют неправильные зубчатые шиповатые контуры.

Пирокластические породы. В мощных разрезах Джетым-Тоо пирокластам принадлежит ведущая роль. Они составляют более 50% объема формации. Наибольшим распространением пользуются псефитовые лито- и кристаллолитокластические туфы кварцевых порфиров. Среди обломков обычно присутствуют лишь литокласты с незначительной примесью осколков минералов. В массе обломков преобладают микрофельзиты и микрогранофиры, кварцевые фельзит-порфиры, реже встречаются осколки основной массы порфиров со сферолитовой структурой, единичные обломки андезитовых порфиров. Кристаллокласты представлены остроугольными осколками кварца, ортоклаза, плагиоклаза, рудных минералов. Породы нередко рассланцованы, обломки в этих случаях развернуты, либо даже растянуты по сланцеватости до превращения в резко удлиненные линзообразные слойки, постепенно выклинивающиеся в сланцеватую цементную массу. При сильном рассланцевании исчезают границы зерен, и обломочная структура может угадываться лишь по желваковистому облику, пятнистой окраске, разнородной структуре. Связующая масса базального типа, кремнисто-серицито-кварцевая, обычно сланцеватая, обтекающая обломки, иногда микроплейчатая.

Псаммитовые и алевритовые туфы, как правило, кристаллокластические, очень редко кристаллолитокластические. Остроугольные обломки кварца, ортоклаза и олигоклаза размещаются в сланцеватой серицито-полевошпатово-кварцевой или хлорито-серицитовой связующей массе. Изредка присутствующие обломки кислых эффузивов представлены микрофельзитами и микрогранофирами.

Среди пирокластов встречаются и пепловые туфы. Они характеризуются тонкой витро-лито-кристаллокластической структурой, состоят из мелких рогульчатых обломков разрушенного кислого стекла. В скрещенных николях пепловая структура неразличима, видны лишь новообразования хлорита, серицита и кварца. При параллельных николях и особенно при больших увеличениях осколки видны очень хорошо благодаря розовой окраске различной интенсивности.

В формации отмечены подчиненные прослои осадочных метаморфизованных пород: серицитовых и кварцево-серицито-хлоритовых микросланцев с реликтовой псаммитовой

и алевритовой структурами, микрокварцитов, кварцитовых сланцев. Кроме того, большую неоднородность формации создают многочисленные изометричные субвулканические тела гранофигов и лейкократовых микрогранитов. Мощность формации колеблется в довольно больших пределах — от 100—200 до 3500 м, а местами вовсе отсутствует.

Рассмотренная формация очень близка к типовым представителям порфир-туфовой группы формаций с характерными признаками накопления в послескладчатых геоантиклинальных условиях в наземной обстановке. В разбираемом случае она предшествует молассе. Очень близкие по типу вендские представители этой же группы формаций ассоциируют с молассами.

После проявления основных фаз позднерифейского (байкальского) тектогенеза, сопровождавшихся внедрением интрузий батолитового типа, завершая байкальский тектонический цикл, в послескладчатых геоантиклинальных условиях в структурах типа наложенных мульд были сформированы вендские пестроцветная кремнисто-туфовая и липаритовая формации.

Вендская пестроцветная кремнисто-туфовая формация

Эта формация венда сформирована в пределах Таласо-Кара-Тауской структурно-фациальной зоны, соответствуя по объему курганской свите. В ней присутствует сравнительно небольшой набор осадочных и вулканогенных пород. Наиболее яркими представителями формации являются тонкослоистые хорошо сортированные тонкообломочные пирокласты кварцевых порфиров, кремнистые породы, а также грубые аркозовые и полевошпатовые песчаники. Роль отдельных составляющих на протяжении зоны меняется, но практически всюду ведущее значение имеют пирокласты (не менее трети объема).

Пирокластические породы. Среди пирокластов обычны пепловые, пеплово-кристалло-кластические, витрокристалло- и витро-лито-кристаллокластические туфы большей частью псаммо-алевролитовой размерности.

Витрокристаллокластические пепловые туфы определяют весь облик формации. Структура чаще всего алевропелитовая с вариациями к алевритовой и пелитовой разностям. В первых обычно хорошо видна витро-лито-кристаллокластическая структура. Обломки представлены редко рассеянными остроугольными зёрнами олигоклаза,

кварца, ортоклаза и серповидными, порой с перлитовой трещиноватостью, осколками кремневого стекла. Около осколков стекла концентрируются узкие каемки лимонитизированного рудного минерала, придающего обломкам буроватую окраску. На связующую массу обычно приходится более 70% объема породы. Она состоит из мелких, неполяризующих свет осколков стекла, которые бывают отчетливо видны при одном никеле благодаря буроватой окраске. В тонких разностях, плохо отличимых от обычных кремнистых пород, обломочный характер обнаруживается лишь при больших увеличениях. Тогда в общей, очень слабо поляризующей массе различается множество мелких остроугольных осколков кварца и кислого плагиоклаза. Большая часть связующей массы состоит из скопления мелких разложенных осколков стекла. Насыщенность туфов осколками стекла меняется, причем разности, содержащие его в больших количествах, отличаются более густой розовой окраской. Вторичные изменения выражаются локальной выкристаллизацией из связующей массы халцедона.

Витролитокристаллокластические туфы имеют псаммо-алевритовую размерность кластического материала. Среди обломков различаются зёрна кварца, кислого плагиоклаза (олигоклаза), ортоклаза, кварцевых альбитофигов с призматически-зернистой структурой, причудливой формы осколки кислого стекла. Насыщенность обломочным материалом слабая. Связующая масса обычно базального типа, очень тонкозернистая, слабо поляризующая. В большей части кремнистых пород тоже угадывается туфогенная природа, но порой встречаются криптокристаллические тонкополосчатые разности без каких-либо признаков обломочного строения. Кремнистые породы этого типа имеют резко подчиненное значение.

Эффузивные породы. Излившиеся породы появляются в разрезах эпизодично и неравномерно. Среди них встречены маломощные потоки кварцевых ортофигов со сферолитовой структурой основной массы, фельзиты, меланократовые гранит-порфиры. Последние обладают порфировой структурой с псевдосферолитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены кварцем и разложенным, замещенным кальцитом полевым шпатом. Основная масса состоит из псевдосферолитов — метельчатых, порой радиально-лучистых образований, сложенных сростками волокон кварца и полевого шпата. В основной массе, кроме того, содержатся мелкие иглы роговой обманки, замещающий ее хлорит.

Осадочные породы. В ряде районов Кара-Тау довольно

большую роль в составе формации играют полимиктовые песчаники. Структура этих пород меняется от мелко- до крупнопсаммитовой.

Цемент почти всегда порового типа, хлорито-кремнистый. Состав обломочного материала меняется довольно сильно. Чаще всего среди обломков различной окатанности (от идеально окатанных, до резко угловатых) — зерна кварца, калишпатов, плагиоклазов, кварцевых порфиров, рудных. Некоторые разновидности существенно вулканические. Кроме обычно присутствующих обломков плагиоклаза, калишпата и кварца, большое место занимают оскольчатые угловатые зерна кислого и основного стекла, обломки кремнистых сланцев. Основные стекла характеризуются хорошо выраженной пузырчатой текстурой, вторичные изменения в них прошли интенсивнее, чем в других породах, они почти нацело замещены хлоритом и рудными минералами.

Мощность формации достигает 550—600 м.

Рассмотренная формация по тектонической позиции времени проявления пространственно и генетически тесно связана с липаритовой формацией, естественно входя в единую группу вендских порфир-туфовых формаций, сформированных в послескладчатый, орогенический (по А. А. Богданову) этап байкальского цикла тектогенеза.

Вендская липаритовая формация

К липаритовой формации этого возраста предположительно относятся верхи чоль-адырской свиты Кендыктаса. Возможно, фрагменты этой же формации содержатся в самых верхних порфировых толщах кок-суйской серии Улу-Тау. В составе формации развиты туфы кислых эффузивов, кварцевые, кварц-полевошпатовые и полевошпатовые порфиры.

Кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры обладают хорошо выраженной порфировой структурой. Вкрапленники — крупные (до 2 мм в диаметре) правильные кристаллы кварца и олигоклаза. Соотношение плагиоклазовых и кварцевых фенокристаллов меняется. Структура основной массы микроаплитовая. Вторичные изменения выражаются в довольно интенсивной серицитизации.

Полевошпатовые порфиры содержат во вкрапленниках только кристаллы олигоклаза. Структура основной массы чаще всего микроаплитовая, реже микропегматитовая. Вторичные изменения выражены серицитизацией и в меньшей мере — эпидотизацией. Кварц-полевошпатовые зерна основ-

ной массы участками регенерированы, приобрели ориентировку.

Литокластические туфы, как правило, псаммитовой размерности. Обломки представлены плагиоклазовыми порфирами с микроаплитовой основной массой, кварцевыми порфирами с микрофельзитовой и микропегматитовой структурой, кварц-плагиоклазовыми порфирами. Цемент обычно кремнистый, порового типа, в некоторых разностях он совсем отсутствует, обломки спаяны.

В формации содержатся и подчиненные маломощные покровы дацитовых порфиров. Они характеризуются порфировой структурой. Фенокристы представлены правильными зернами олигоклаз-андезина. Основная масса микропойкилитовая. Темноцветные минералы полностью замещены эпидотом, цоизитом.

Липаритовая формация Кендыктаса подстилается андезито-дацитовый, также входящей в группу порфир-туфовых формаций, но менее характерной для рассматриваемого периода. Она сложена кварцевыми андезитами, дацитами, лаво-брекчиями кварцевых андезитовых порфиритов, туфами дацитового и более кислого состава.

Общим для рассматриваемых формаций порфир-туфовой группы является структурное положение, характеризующее заключительные послескладчатые, послебатолитовые этапы развития геосинклиналей на стадии образования эпискладчатых наложенных мульд, преимущественно в наземной обстановке. Своеобразен химизм вулканических продуктов, общий для всей рассматриваемой группы и резко отличный от химизма вулканитов ранних этапов эволюции геосинклиналей. Вулканиты ранних этапов представляют базальтовый ряд с отчетливо выраженной натровой щелочностью, формации порфир-туфовой группы — это дифференциаты гранитоидной магмы с не менее яркой калиевой щелочностью. Выделяющиеся в позднем докембрии две резко различные группы вулканических формаций, освещающие два характерных тектонических этапа любого полного эвгеосинклинального ряда, находят себе аналогов в рядах палеозойских эвгеосинклинальных формаций. В каждом из рассматриваемых рядов формаций мы наблюдаем такую общую последовательность главнейших формационных групп: вулканогенно-осадочная → флишево-молассовая и сформированные после батолитового этапа наземная порфир-туфовая → покровная моласса. Большое сходство имеется не только в вертикальной позиции и внутреннем содержании формаций, но и в их пространственном (геотектоническом) положении. Сравнение рядов неизбежно

приводит к выводу о том, что Северный Тянь-Шань не только в нижнем палеозое, но и в рифее представлял собой часть эвгеосинклинальной области.

К такому же выводу мы приходим и при сравнении последовательности вулканогенных формаций позднего докембрия Тянь-Шаня с разрезами рифея других районов Советского Союза, относимых к рифейской эвгеосинклинальной области. Многими исследователями как стратиграфический и формационный эквивалент рифейской зеленокаменной формации Тянь-Шаня рассматривается еремен-тауская серия Казахстана. Судя по имеющимся литературным описаниям [1, 22] и нашим наблюдениям, в настоящее время в ней может быть выделено четыре характерных близкосинхронных формаций: спилито-диабазовая, кварц-кератофировая, андезито-базальтовая, и «яшмокварцитовая», развитые в единой геосинклинальной области, но в различных по структурной позиции районах. Наибольшее распространение имеет андезито-базальтовая формация. В числе ее характерных особенностей необходимо отметить вулканогенно-осадочный состав со значительной, но подчиненной ролью осадочных пород, большим количеством пирокластов, в основном андезитового состава, средний андезитовый состав лав и широкое развитие лаво-брекчий. Наиболее показательны излившиеся породы. Из них как типовые могут быть названы пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые андезитовые порфириты, базальтовые порфириты, порфиритоиды. Нередко встречаются дацитовые разности. Афировые базальтовые порфириты и спилиты эпизодичны. Осадочные породы чаще всего представлены известняками, кварцитами и различными туфогенными сланцами.

Спилито-диабазовая формация характеризуется в рассматриваемой области преобладанием осадочных пород. Пирокласты резко подчинены. Из излившихся пород присутствуют в основном диабазовые порфириты и спилиты. Осадочные породы представлены разнообразными яшмами, яшмокварцитами и кварцитами. Участками покровы исчезают, и формация приобретает черты «яшмокварцитовой».

Кварц-кератофировая формация проявлена в единичных районах, надстраивая разрезы рассмотренных формаций, и изолированно, в областях длительно развивавшихся поднятий. К ней, возможно, относится кайнарская свита М. Кара-Тау. В большинстве районов наиболее распространенными и характерными породами формации являются порфириоиды. Несмотря на сильное рассланцевание и интенсивные вторич-

ные изменения, по реликтам первичных структур устанавливаются порфириоиды, возникшие за счет кварцевых кератофиров и кварц-плагиоклазовых порфиров. Первые обнаруживают реликтовую порфириковую структуру с вкрапленниками, представленными кварцем и альбитом, и микроаплитовую структуру основной массы. Кварц-плагиоклазовые порфиры также интенсивно рассланцованы. Вкрапленники кварца и олигоклаза расколоты, растянуты, некоторые из них полностью замещены карбонатами и серицитом. Основная масса, первично микрофельзитовая и микроаплитовая, превращена в гранобластовую с отчетливо выраженной ориентировкой зерен. Кроме того, нередки сильно измененные альбитофиры с призматически-зернистой структурой базиса и кварцевые порфиры.

Формация содержит и основные разности пород, среди которых наиболее часты диабазы с реликтовой офитовой структурой, лаво-брекчии плагиоклазовых порфиритов, порфиритоиды с сохраняющимися реликтами миндалин, пироксеновые порфириты.

Пирокласты играют первостепенную роль, иногда достигая трех четвертей объема формации. Из них довлеющее значение имеют туфы кислых эффузивов, причем в основном их литокристаллокластические псаммитовые и псаммито-алевритовые разности. Встречаются и кристаллокластические туфы андезито-дацитовых порфиритов. Осадочные породы представлены главным образом кварцитами и кремнистыми породами.

Формации нижней вулканогенной группы рифея Казахстана, таким образом, принципиально не отличаются от аналогичных формаций Тянь-Шаня, составляя единую спилито-кератофировую группу формаций Ю. А. Кузнецова. Близки они и по мощности (обычно в пределах 1000—3000 м).

Вторую, порфиро-туфовую группу позднего докембрийских формаций Казахстана, по-видимому, могут характеризовать порфириковые толщи Улу-Тау.

В петрографическом отношении лучше всего изучена коксуйская серия [21]. Она представляет липаритовую формацию в типовом виде. Основа формации — липаритовые порфиры и их туфы. В резко подчиненном количестве встречаются базальтовые и андезитовые порфириты. Субвулканическая фация характеризуется гранофирами. Нормально осадочные породы практически отсутствуют. Имеющиеся в формации полимиктовые вулканомиктовые конгломераты и песчаники играют ничтожную роль.

Очень сходны по составу, строению и стратиграфическому положению докембрийские вулканогенные толщи Горно-

го Алтая и Восточного Саяна [15]. В Горном Алтае рифейский этап развития спилито-кератофировой группы представлен диабазовой формацией (манжерокская свита) конца позднего докембрия. Состав формации довольно однообразен: базальтового состава лавы, иногда переслаивающиеся пирокластами или перемытыми эффузивами. С формациями связаны субвулканические тела — дайки и силлы диабаз-порфиров, диабазов, габбро-диабазов.

В Восточном Саяне эквивалентом морских зеленокаменных формаций рифея Тянь-Шаня можно рассматривать рифейскую кувайскую зеленосланцевую серию [15].

Таким образом, выявляется много общих черт в докембрийской истории развития Северного Тянь-Шаня с историей развития Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области. Это позволяет сделать вывод о том, что Северный Тянь-Шань составляет часть обширной позднедокембрийской эвгеосинклинальной области, включающей Урал, Тянь-Шань, Саяны, Енисейский кряж, границы которой может фиксировать гигантский пояс покровной молассы («тиллиты») венда, развитый в периферической зоне поднятий.

Выводы

В позднем докембрии Тянь-Шаня проявлены две характерные вулканогенные группы формаций: зеленокаменная вулканогенно-осадочная (спилито-кератофировая) и наземная порфир-туфовая.

Спилито-кератофировая группа формаций, свойственная ранним стадиям эвгеосинклинального прогибания, фиксирует в докембрии два важных временных уровня крупнейших преобразований, происшедших в начале рифея и, по-видимому, на рубеже среднего — верхнего рифея.

Как завершающие аккорды магматизма по отношению к готскому и байкальскому тектогенезу субсеквентно с интрузивным магматизмом проявляется группа наземных порфир-туфовых формаций. Порфировая формация, субсеквентная готскому тектогенезу и гранитоидам, является синхронной с зеленокаменной формацией, отражающей инициальный магматизм байкальского цикла.

Рифейские зеленокаменная и наземная порфир-туфовые формации и интрузии в пространстве и во времени подчиняются тем же закономерностям, которые установлены для аналогичных групп формаций и интрузивного магматизма в палеозое Тянь-Шаня. В связи с этим формационная принадлежность вулканогенных толщ приобретает ключевое значение

при анализе еще слабо расшифрованных особенностей тектонического режима в докембрии.

Комплексы формаций рифея Северного Тянь-Шаня тождественны формациям рифея Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области.

Все эти районы в целом формируют обширную эвгеосинклинальную область, простиравшуюся от Урала до Сибири и от Таймыра до Тянь-Шаня.

В обрамлении эвгеосинклинальной области и крупных стабильных массивов выделяются пояса покровных моласс венда (сменяют во времени порфир-туфовую группу формаций), маркирующие границы с жесткими платформенными ограничениями или миогеосинклиналями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). Госгеолтехиздат, 1955.
2. Горюккая Е. Н. Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур. В сб.: «Вопросы вулканизма», Тр. I Всесоюз. вулканол. совещания. Изд-во АН СССР, 1962.
3. Додонова Т. А. К стратиграфии нижнепалеозойских и докембрийских отложений Таласского Ала-Тоо. Тр. Ин-та Геологии АН Киргиз. ССР, вып. IX, 1957.
4. Киселев В. В. О составе в возрасте спилито-кератофировой формации западной части Киргизского хребта. В сб.: «Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии», Фрунзе, 1964.
5. Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского хребта. В сб.: «Мат-лы по геологии Тянь-Шаня», вып. 4, 1964.
6. Киселев В. В., Королев В. Г., Нурманбетов К. К стратиграфии докембрия в верховьях реки Малый Нарын (Терской Ала-Тоо). В сб.: «Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «ИЛИМ», 1965.
7. Кнауф В. И. Среднепалеозойский эффузивно-осадочный комплекс Северного Тянь-Шаня. Тр. Упр. геологии и охраны недр при Совете Министров Киргиз. ССР. Сб. I. Стратиграфия и магматизм Тянь-Шаня. Госгеолтехиздат, 1960.
8. Кокарев Г. Н. К петрографии спилитовой свиты бассейна реки Кара-Арча, Изв. АН Киргиз. ССР, серия естеств. и техн. наук, т. II, вып. 7 (геология, 1960).
9. Королев В. Г. Древние толщи Терской Ала-Тоо и прилегающих с юга хребтов. Автореферат, Фрунзе, 1957.
10. Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, т. 3, 1960.
11. Королев В. Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. В кн.: «Мат-лы по геологии Тянь-Шаня», вып. 3, (стратиграфия). Изд-во АН Киргиз. ССР, 1962.
12. Королев В. Г. Кембрий Тянь-Шаня. В кн.: «Мат-лы по геологии

- Тянь-Шаня», вып. 3 (стратиграфия). Изд-во АН Киргиз. ССР, 1962.
13. Королев В. Г., Крылов И. Н. К стратиграфии верхнего докембрия Северного Тянь-Шаня. Докл. АН СССР, т. 144, № 6, 1962.
 14. Криволюцкая В. Н., Королев В. Г. Кембрийская вулканогенно-осадочная толща в хребте Терской Ала-Тоо. Изв. АН Киргиз. ССР, серия естеств. и техн. наук, т. 2, вып. 6, 1960.
 15. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Наука», 1964.
 16. Лялин Ю. И., Миллер Е. Е., Никитина А. Г. Вулканогенные формации Чингизского геантиклинория. Алма-Ата, 1964.
 17. Миллер Е. Е. Эффузивный комплекс нижнего кембрия в районе Бошекульского месторождения в Казахстане. Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 12, 1949.
 18. Миллер Е. Е. О вулканизме верхнего протерозоя северо-востока Центрального Казахстана и Чингиза. Бюлл. МОИП, № 5, 1958.
 19. Моссаковский А. А. Тектоническое развитие минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат, 1963.
 20. Салоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. В сб.: «Стратиграфия и корреляция докембрия». Тр. МГК, XXI сессия, 1960.
 21. Филатова Л. И. Докембрий Улу-Тау. М., Изд. МГУ, 1962.
 22. Недовизин А. А. Докембрий и нижний палеозой Чу-Балхашского водораздела и юго-восточной Бетпак-Далы. Автореф. дисс., Алма-Ата, 1964.
 23. Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. В сб.: «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». М., Изд-во АН СССР, 1963.



Р. А. МАКСУМОВА

ФОРМАЦИИ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ТАЛАССКОГО ХРЕБТА

В Таласском хребте развит мощный комплекс терригенно-карбонатных пород позднего докембрия, известный под названием Таласского комплекса [13]. Он объединяет толщи, залегающие выше кара-кульджинской свиты раннего докембрия. Верхняя граница проводится по основанию чулак-тауской фосфоритносной толщи нижнего кембрия [7] и ее аналогов в Таласском хребте. Таласский комплекс крупными несогласиями делится на пять серий: ичкеле-тооскую, узун-ахматскую, кара-гаинскую, малокаройскую и джетымскую.

Ичкеле-тооская серия объединяет две свиты: бакаирскую и кара-буринскую. Она сложена мраморами, доломитами, известняками и зелеными филлитовыми сланцами. Редко встречаются прослой кварцевых и полевошпато-кварцевых песчаников. Бакаирская свита представлена преимущественно карбонатными породами. Терригенные породы составляют значительную часть разреза кара-буринской свиты. Мощность серии 1000—1500 м. Предполагаемый возраст — нижнерифейский.

Узун-Ахматская серия представлена одной узун-ахматской свитой, залегающей с размывом на ичкеле-тооской серии. Свита состоит из чередования пачек зеленовато-серых рассланцованных песчаников, пачек ритмичного чередования песчаников и филлитовидных сланцев. Верхняя часть разреза по р. Бакаир сложена плитчатыми песчанистыми известняками, чередующимися с известково-сланцевыми пачками. Мощность серии колеблется в пределах 850—1100 м. Возраст принимается условно среднерифейским.

Кара-гаинская серия состоит из трех свит: тагыр-тооской, сары-джонской и чат-карагайской. Эта серия представляет собой единый комплекс, разделенный по преобладанию тех или иных литологических разностей пород. Тагыр-тооская свита сложена зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, тонко чередующимися с филлитовидными сланцами.

Мощность свиты 1200 м. Сары-джонская свита, кроме песчаников и сланцев, содержит и карбонатные породы, составляющие до 50% ее объема. Известняки плитчатые пелитоморфные с обильной терригенной примесью. Мощность свиты 500—650 м. Чат-карагайская свита сложена преимущественно карбонатными породами. Обычно это плитчатые, часто обломочные известняки, находящиеся в тонком флишеподобном переслаивании с глинисто-карбонатными сланцами. Мощность ее колеблется в пределах 100—900 м.

Выделяется два типа разрезов серии: курганский, отличающийся сокращенной мощностью всех подразделений и положением на относительно поднятии, и кумыш-тагский, характеризующийся значительно большими мощностями, приуроченный к зоне интенсивных прогибаний Таласо—Кара-Тавуской геосинклинали. Мощность серии колеблется от 600—900 до 2700 м. Комплекс строматолитов, содержащийся в известняках чат-карагайской свиты, позволяет, по заключению И. Н. Крылова, уверенно датировать возраст серии как верхнерифейский.

Малокаройская серия залегает с разрывом на разных горизонтах кара-гаинской серии. Она состоит из трех свит: кызыл-бельской, чичканской и курганской. Кызыл-бельская свита представлена двумя типами разреза. Красноцветный алевролитовый комплекс — это северо-восточная градация свиты, зеленоцветный песчано-алевролитовый — юго-западная. Мощность свиты изменяется от 50 до 350 м. Чичканская свита, несмотря на относительно небольшую мощность (75—160 м), прослеживается на значительно удаленных площадях. В составе ее отмечены глинистые, углисто-кремнистые сланцы и сильно окремненные известняки со строматолитами. Курганская свита слагается пестрыми тонкослоистыми кремнистыми туффитами, пепловыми туфами, кремнями с прослоями аркозовых и туфогенных песчаников. Мощность свиты 100—400 м. Мощность серии колеблется от 450 до 800 м. Поскольку серия с разрывом залегает на верхнем рифее, но является более древней, нежели раннекембрийская чулак-тавуская фосфоритоносная толща, то естественно отнесение ее к венду.

Вендской является также и джетымская серия, отделенная несогласием от малокаройской. В Таласском хребте к джетымской серии относятся терек-сайская свита, сложенная грубообломочными породами: конгломератами, содержащими в изобилии гальку из подстилающих пород курганской свиты. Конгломераты отличаются плохой сортировкой обломочного материала. Мощность их от 50—70 (по р. Кумыш-Таг) до

Можно ли датировать (с в.з.р. и др.) известняки серии Вендской (Малокаройской): в этой и др. свитах нет признаков обледенения? (с в.з.р. и др.)

? Все это от на Беш-Таше.

300—400 м (по р. Беш-Таш). Выше по резкому контакту залегают темные фосфатизированные глинистые сланцы и известняки беш-ташской свиты, относящиеся уже к кембро-ордовикам.

История геологического развития Таласо — Кара-Тавуского прогиба делится на ряд этапов, характеризующихся определенными формациями, общая последовательность которых отражает полный набор классического геосинклинали и орогенического формационного рядов. Он выражен такими формациями: карбонатно-филлитовой, флишеидной карбонатно-терригенной, флишевой и группой молассовых формаций. Среди последних выделены пестроцветная молассоидная и пестроцветная кремнисто-сланцевая (трахито-липаритовая) формации, а также континентальная фангломератовая моласса.

В основу выделения формаций были положены принципы парагенетических связей, разработанные Н. С. Шатским [27, 28] при изучении конкретных формаций. Каждая формация характеризуется своим специфическим вещественным составом, «седиментационным фондом или петрофондом» по И. В. Хворовой [23]. Кроме того, учитывался не только состав формации, но и способ сочетания (строение) пород в ней. Значение изучения строения пород при выделении формаций подчеркивалось Н. П. Херасковым [24].

Формации подразделяются на ряд комплексов или породных ассоциаций, тесно связанных между собой. Набор последних характеризует формацию как единое объемное тело, пространственные границы которого отвечают контуру прогиба.

Карбонатно-филлитовая формация объединяет известняково-доломитовый и известняково-сланцевый комплексы, последовательно сменяющие друг друга в вертикальном разрезе. Первый характеризует нижнюю, большую часть бакаирской свиты, второй — верхнюю часть бакаирской и полностью кара-буринскую свиту. В строении известняково-доломитового комплекса участвуют мраморы, доломиты, средние и мелкокристаллические известняки, обычно с терригенной примесью. Мраморы светлые, полосчатые, образуют массивные сплошные выходы. В верхней части мраморы плитчатые.

Особенностью пород формации является их значительная рассеянная углефикация, а также повышенная железистость. В мраморах и известняках отмечены многочисленные мелкие включения пирита, гематита, сидерита. Доломиты образуют отдельные линзы, гнезда, редко — вытянутые линзообразные прослои. Известняки слагают верхнюю часть

комплекса. Незначительную часть разреза составляют кварцевые и полевошпато-кварцевые песчаники с карбонатным базальным цементом (ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников). Обломки кварца в них несут на себе следы длительного выветривания. Они представлены округленными зернами с корродированной поверхностью, покрытой пленкой рудной пыли.

Основной фон известняково-сланцевого комплекса создается монотонным чередованием серицито-хлорито-кварцевых сланцев и известняков, мраморов и доломитистых мраморов. Полевошпато-кварцевые песчаники образуют редкие разобщенные слои, мощность которых колеблется в пределах 20—30, иногда 50—80 см.

Первичные текстурно-структурные особенности сохраняются исключительно редко. Из них можно отметить присутствие на поверхностях напластований слабо выраженных волноприбойных знаков, симметричных и асимметричных, мелкой кривой мульдобразной слоистости, образующей незначительные по мощности (3—7 см) серии. Характер отложений (мраморы и доломиты), хорошо окатанные обломки терригенной примеси, наличие текстурных знаков мелководья, выдержанность горизонтов по простирацию — все это свидетельствует об образовании данных осадков в мелководной шельфовой части бассейна в условиях нерасчлененного рельефа области сноса. Последняя расположена на юго-западе, в пределах Чаткало-Нарынской зоны.

Основным типом осадочного процесса, определившего облик формации, являлась хемогенная садка карбонатов и оседание взвешенных наносов различного происхождения. Тектонические условия накопления формации — очень медленное погружение, в дальнейшем осложнившееся частыми колебательными движениями. Общее направление колебательных движений имело тенденцию к значительному погружению и смене мелководных фаций более глубоководными.

К северо-востоку, в пределах Киргизской зоны, формация сохраняет свой характерный облик, приобретая в то же время черты ясно выраженного циклического строения (орто-тауская толща). Последняя сложена [8] доломитами, известняками, сланцами и кварцевыми песчаниками, образующими три закономерно сменяющие друг друга мезоритма, каждый из которых в основании имеет кварцевые песчаники, перекрытые карбонатными породами и венчающиеся песчано-сланцевой пачкой.

Карбонатно-филлитовая формация подстилается метаморфическими породами кара-кульджинской свиты складчатого

фундамента. Значительное структурное и стратиграфическое несогласие между этими образованиями дает право на отнесение карбонатно-филлитовой формации к основанию рифейского комплекса в Таласо—Кара-Тауской зоне. Формация является базальной, несмотря на ее преимущественно карбонатный состав.

Подобный характер, но с несколько большим содержанием кварцитовых песчаников, имеет и формация кварцевых песчаников рифея Прибайкалья, описанная И. К. Королюк [14], отмечающей противоречие между ее базальным положением в разрезе трехчленного байкальского комплекса и кварцево-карбонатным составом слагающих ее толщ. В. Д. Мац объясняет это противоречие «отложением пород свиты в условиях трансгрессии на пенепленизированную сушу» [4]. Отличие карбонатно-филлитовой формации Таласа от зигальгинской и зильмердакской свит рифея Урала, слагающих основания трансгрессивных циклов и образующих самостоятельные базальные формации, заключается в более песчаном составе последних.

Интересно сопоставление карбонатно-филлитовой формации с рифейской ритмичной терригенно-карбонатной формацией Ангаро-Канского миогеосинклинального прогиба [20, 26]. К терригенным породам, образующим базальные толщи, входящие в состав единой терригенно-карбонатной формации, приурочены крупные месторождения гематитовых и гематит-сидеритовых руд Ангаро-Питского железорудного бассейна. Иногда обособляются марганцеворудные слои. Ангаро-Питские месторождения близки к рифейским железорудным месторождениям Уральской миогеосинклинали [6]. Обычно рудоносность связывают с вулканической деятельностью в пределах эвгеосинклиналей [18, 26].

Флишоидная терригенно-карбонатная формация. Породы ее представлены полевошпато-кварцевыми песчаниками и гравелитами (ассоциация граувакко-кварцевых песчаников), серицито-хлоритовыми и серицито-хлорито-кварцевыми с карбонатным материалом сланцами и песчаностыми, мраморизованными известняками узун-ахматской свиты. Породы образуют несколько типов сочетаний, среди которых характерны комплексы: известняково-песчаниково-сланцевый (узун-ахматская свита восточной части района), песчано-сланцевый (нижняя половина свиты в западной части района и целиком свита в северных предгорьях Таласского хребта и в хребте Ичке-Тоо) и песчано-сланцево-известняковый (верхняя подсвита в районе р. Сулу-Бакаир).

Известняково-песчанико-сланцевый комплекс отличается ритмичным строением. Мощность ритмопачек колеблется в пределах 80—200 м. Нижнюю их часть составляют песчаники, образующие массивные пласты 5—7-метровой мощности, разделенные сланцевыми прослоями и пачками. Песчаники содержат линзы гравелитов. Зеленовато-серые сланцы слагают верхнюю часть ритмопачек, завершающихся появлением известняков. Песчано-сланцевый комплекс составлен преимущественно сланцами, серицито-хлорито-кварцевыми, серицито-хлоритовыми, серицито-хлорито-кремнистыми. Значительно меньшую часть разреза слагают темно-серые и зеленовато-серые плотные полевошпатово-кварцевые песчаники, часто с характерными включениями сильно растянутых обломков сланцев подстилающего слоя. Песчаники образуют линзообразные слои мощностью от 5—10 см до 3—5 м. В разрезах низовья р. Кумыш-Таг, где дислокация пород относительно слабая, сохранилась первичная текстура сланцев. Обычно это тонкополосчатые разности. Полосчатость обусловлена чередованием слоев черных, зеленых и рыжеватых сланцев. Слоистость горизонтальная, реже полого-волнистая и косая с малой мощностью косых серий (3—5 см). Поперечные срезы пород с косой слоистостью дают очень причудливую «очковую» текстуру наложения. На поверхностях напластований иногда наблюдается ячеистая рябь, слепки язычковых гиероглифов.

Песчано-сланцево-известняковый комплекс отличается широким развитием в нем среднеплитчатых мелкокристаллических и пелитоморфных известняков со значительной примесью терригенного материала. Известняки чередуются с глинисто-карбонатными сланцами, образуя мощные пакеты. В нижней части разреза комплекса появляются песчаники, зеленовато-серые, среднезернистые, полимиктовые, слагающие основания ритмов. Мощность их от 0,5—до 1 м. Средняя часть ритмов представлена зеленоватыми сланцами, образующими пакеты мощностью до 10 м. Наконец, верхняя часть этих ритмопачек сложена серыми, сиреневатыми мелкокристаллическими известняками, тонко чередующимися с глинисто-карбонатными сланцами. Из текстурных особенностей пород комплекса, свидетельствующих о фациальных условиях формирования, сохранились только мелкие серии (до 10 см) косых слоев в карбонатных породах.

Для формации характерна многоступенчатая ритмичность. Мощность серий 80—200 м. В это время уже отмечалась некоторая пространственная фациальная зональность в распределении осадков, что явилось результатом различной удален-

ности от берега и, следовательно, различной динамики формирования осадков. В своей южной градации осадки имеют признаки образования в условиях мелководного бассейна. На эти осадки периодически накладываются фации более глубоководных отложений. Резкое погружение и компенсация их обломочным материалом (песчаники с градационной слоистостью и различными флишевыми гиероглифами на поверхности) быстро сменялись медленным устойчивым прогибанием с накоплением карбонатных осадков. Осадки северной градации носят признаки более глубоководных удаленных от берега образований.

Тектонические условия аккумуляции осадков формации — это пульсационные колебательные движения на фоне увеличивающейся скорости погружения, которое сопровождалось резкими импульсами. В местах, где они четко проявились, характерна циклическая седиментация.

Основными седиментационными процессами, определившими состав формации, явились 1) разнос терригенного материала, поступавшего с юго-запада и 2) хемогенная садка карбонатов, — закономерно сменяющие друг друга. Юго-западной границей района отложения пород рассматриваемой формации было поднятие складчатого фундамента стабильной зоны Южного Тянь-Шаня, игравшего первостепенную роль в питании прогиба.

К северо-востоку, в пределах Киргизской подзоны, сходным строением обладает кенкольская серия среднего рифея, разделенная на две формации: кварцито-сланцевую и сланцево-известняковую [9]. Нижней границей формации является стратиграфическое несогласие с карбонатно-филлитовой формацией. Сверху она ограничена флишевой формацией. С нижней терригенной частью формации можно сопоставить кварцевые песчаники, алевролиты и сланцы зигальгинской и зигзино-комаровской свит среднего рифея, отличающихся более песчаным составом. Строение авзянской свиты напоминает строение верхней известняковой части узун-ахматской свиты.

Флишевая формация объединяет осадки тагыр-тооской, сары-джонской и чат-карагайской свит верхнего рифея. По составу она делится на две крупные субформации, закономерно сменяющие друг друга во времени: терригенную флишевую и карбонатную флишевую. В ее строении участвуют следующие породы: 1. Песчаники от грубо- до тонкозернистых, преобладают средне- и мелкозернистые. Они относятся к грауваккам (ассоциация олигоклаз-андезиновых граувакковых песчаников). 2. Песчаники полимиктовые зеленовато-серые, по

процентному соотношению составляющих компонентов принадлежащие к ассоциации граувакково-аркозовых песчаников. Распространение ассоциации олигоклаз-андезитовых граувакковых песчаников оконтуривает область относительного прогибания геосинклинали. Граувакко-аркозовая ассоциация песчаников характеризует область относительного поднятия. 3. Глинистые породы, от степени вторичных изменений преобразованные в хлорито-глинистые, серицито-хлорито-кремнистые, серицито-хлорито-кварцевые сланцы. 4. Большим разнообразием представленных видов отличается группа карбонатных пород. Среди них характерны глинистые пелитоморфные известняки с обильной примесью песчаного и алевритового материала, известняковые песчаники (калькарениты), мелкокристаллические доломитистые известняки. Почти полное отсутствие конгломератов и брекчий обвалов определяют специфичность формации.

Выделяются четыре градации [22, 23] формации, характеризующиеся различными типами разреза верхнего рифея. Северо-восточная градация пространственно приурочена к району выходов в хребте Ичкеле-Тоо. Градация характеризуется развитием конгломерато-гравелито-песчаникового и сланцево-известнякового комплексов. Тагыр-тооская свита представляет первый комплекс. Конгломераты приурочены к основанию комплекса и обязаны своим происхождением речным стокам, образовывавшим довольно широкий шлейф выносов. Гравелиты и песчаники ритмично чередуются со сланцами. Наслоенность отложений грубая в основании комплекса и более тонкая в верхней его половине.

Карбонатные породы второго комплекса характеризуются обилием сингенетичных известняковых брекчий. На поверхностях напластования пород — волноприбойная рябь.

Сходное строение имеет и градация, приуроченная к Курган-Кара-Гаинскому поднятию. Она представлена сланцево-песчаниковым (флишевым) и известняковым комплексами. Чередование пород сланцево-песчаникового комплекса носит следы типичной флишевой стратификации. Породы отличаются грубой наслоенностью. Песчаники образуют пласты мощностью от 0,3 до 1 м, сланцы — от 3—5 до 30—40 см. Интересны взаимоотношения песчаниковых и сланцевых прослоев. Нижняя поверхность песчаников ровная или полого-волнистая, часто песчаник образует текстуры вдавливания в еще не отвердевший ил с очень причудливыми формами контакта.

Известняковый комплекс представлен тонким чередованием доломитистых известняков, доломитов и малиновых

сланцев. На фоне этого тонкого чередования выделяются тела окремнелых массивных известняков мощностью до 20—30 м. В них обычно встречаются постройки строматолитов. В верхней части разреза, в плитчатых известняках, наблюдаются линзы сингенетичной известняковой брекчий. Поверхность напластования пород бугристая, со следами вывода ее над поверхностью воды. Промойны выполнены малиновым алевритовым материалом. Многочисленны отпечатки волноприбойной ряби, наряду с ней части трещины усыхания, нередко образующие многоугольники.

Центральная часть Таласской зоны, характеризующаяся интенсивным прогибанием в верхнем рифее, сложена флишевыми осадками, разделенными на следующие комплексы: сланцево-песчаниковый (песчаный флиш), известняково-песчано-аргиллитовый (известковый флиш), известняково-аргиллитовый (карбонатный флиш), известняковый и песчано-аргиллитовый.

Сланцево-песчаниковый комплекс образован ритмично чередующимися мелко- и среднезернистыми песчаниками и сланцами. Мощность чередующихся прослоев колеблется в пределах 2—20 см. На поверхностях напластования хорошо выражена параллельная асимметричная рябь. Азимут падения крутых склонов 330—350°. Бифуркация валиков происходит в том же направлении. Многочисленны флишевые гироглифы. Для пород обычна асимметричная стратификация, изредка встречается маятниковая. На фоне тонкого чередования пород наблюдаются более мощные пласты песчаников (до 1,5—2 м). Этот явно флишевый тип стратификации наиболее широко развит в средней части тагыр-тооской свиты. Нижняя и верхняя трети разреза свиты сложены породами с более грубой наслоенностью, характерной для комплекса в районе Курган-Кара-Гаинского поднятия. Известняково-песчано-аргиллитовый комплекс отличается от рассмотренного выше присутствием известняков. Известняки серые бугристые пелитоморфные с обильной терригенной примесью. Мощность чередующихся прослоев колеблется от 3—6 до 20—30 см. На поверхностях напластования широко развита ячеистая рябь, язычковые знаки, указывающие направление потоков.

Известняковый и песчаный флиши тесно связаны между собой, замещая друг друга в вертикальном разрезе и в латеральном направлении. Известняково-аргиллитовый комплекс отличается от всех остальных преобладанием известняков. По своей стратификации и составу он является карбонатным флишем. Мощность чередующихся прослоев колеблется в пределах 2—3—40—50 см. В калькаренитах отчетливо видна града-

ционная слоистость. На поперечных срезах хорошо выражена тонкая косая слоистость (волнистая, косая с 3—5-сантиметровой мощностью косых серий). Во многих случаях наблюдаются текстуры подводного оползания. Поверхность известняковых прослоев бугристая.

Известняковый комплекс слагает нижнюю подсвиту чат-карагайской свиты в полном разрезе верхнего рифея. Образован он плитчатыми бугристыми известняками. Толщина плиток от 2—3 до 25—30 см. Внутри — два горизонта известняковых брекчий с глыбами и валунами известняков и сланцев размером до 0,8—1,2 м. В известняках часто встречается мелкая косая слоистость. На поверхностях напластования развита крупная ячеистая волновая рябь.

И, наконец, песчано-аргиллитовый комплекс отличается преобладанием сланцев, в небольшом количестве содержащих прослой или линзы полимиктовых песчаников. Изредка встречаются крупные глыбы песчаника. Для песчаников, образующих пласты мощностью 1—3 м, характерна градиационная слоистость. На поверхностях напластования наблюдаются слепки язычковых знаков, дающие направление потока с азимутом в 240—60°.

Юго-западная градация (Узун-Ахматская подзона), составляющая краевую часть бассейна, окаймленного с юга пологой сушей, сложена полевошпато-кварцевыми песчаниками (ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников). Они образуют массивные пласты (до 10—20 м мощностью), иногда разделенные тонкими прослоями сланцев. Элементы градиационной слоистости полностью отсутствуют.

Таким образом, мы видим, что осадки, слагающие формацию, полифациальны. Осадки северо-восточной и юго-западной градаций носят следы формирования в мелководном бассейне, в участках, непосредственно примыкавших к областям сноса. Среди них почти отсутствуют флишевые образования. Осадки срединной градации имеют некоторые черты глубоководного происхождения. Основными из них являются слабая сортировка обломочного материала, присутствие, а иногда и преобладание глин, латеральная выдержанность тонких песчаниковых слоев и наличие мелкой сингенетической деформации, наиболее часто развитой в алевролитовых прослоях.

На северо-востоке бассейн ограничивала Киргизская суша, являвшаяся основным поставщиком терригенного материала. Редкие прослой крупнозернистых песчаников и гравелитов и почти полное отсутствие конгломератов и брекчий обвалов свидетельствуют о положительном, но относительно слабо

расчлененном ее рельефе. Заметную роль в осадконакоплении играла и находящаяся на юге суша, поставлявшая механически обработанный материал разрушения слагавшего ее метаморфического комплекса.

Тектонические условия образования формации определялись устойчивым довольно равномерным прогибанием области аккумуляции в условиях высокосейсмичной жизни области сноса. Осадконакопление в общем компенсировало прогибание, постепенно смещаясь в сторону преобладания осадконакопления и смены сравнительно глубоководных осадков тагыр-тооской свиты более мелководными осадками сары-джонской и чат-карагайской свит. На фоне общего погружения внутри флишевого прогиба были и участки относительного поднятия (Курган—Кара-Гаинское) с сокращенным типом разреза. Осадки в пределах поднятия характеризуются признаками мелководья.

Основным типом седиментационного процесса являлся разнос терригенных осадков спазматическими мутьевыми потоками, действием которых наиболее полно и логично объясняется ритмичная слоистость толщи сортированных по зернистости осадков [15, 22]. В промежутках между образованием отложений суспензионных потоков осадконакопление происходило за счет оседания взвешенных частиц, давших пачки глинистых пород, имеющих иногда значительную мощность, и химической садки карбоната. Роль карбонатонакопления увеличивается к концу времени образования формации.

Формация четко обособлена в пространстве. Границы ее повторяют контуры верхнерифейского Таласо—Кара-Тауского прогиба. Нижняя граница формации — крупное стратиграфическое и по краевым частям структуры (Ичкеле-Тоо) угловое несогласие, с которым тагыр-тооская свита налегает на узун-ахматскую свиту среднего рифея.

Флишевая формация является одной из наиболее изученных и находит многочисленных аналогов как в докембрии, так в палеозое и мезозое. Среди рифейских аналогов можно отметить ряд свит в разрезе Урала (зигазино-комаровская, часть зильмердакской, катавская). К сожалению, нет специальных работ по описанию формаций рифея Урала, так что сравнение этих толщ с флишевой формацией Таласо—Кара-Тауской зоны весьма условно. Можно только отметить, что первые две толщи имеют более тонкое ритмичное чередование слагающих песчаников, алевролитов и сланцев, чем наша терригенная флишевая субформация. Строение и состав катавской свиты очень напоминают таковые чат-карагайской свиты, относимой нами к карбонатной флишевой субформации. Преобладанием

См.

в разрезе формации аргиллитов и алевролитов отличается качергатская свита рифея Прибайкалья [14]. Несколько своеобразна флишеобразная формация нижнего кембрия Тейско-Канского миегеосинклинального прогиба, подробно описанная В. В. Хоментовским, В. Н. Григорьевым и М. А. Семихатовым [3, 20, 26]. В нижней части она сложена тонким двухкомпонентным терригенным флишем, в верхней — более грубым флишем кубанского типа. Отмечается, особенно для верхней части, общая «мусорность» гранулометрического состава песчаников и алевролитов и присутствие в качестве одной из градаций тиллитоподобных валунно-галечных аргиллитов. Сходное строение имеет средне-верхне-карбоневая флишевая формация Южного Урала [22], в своей восточной градации содержащая прибрежно-морские сильно известковистые конгломератные комплексы, а в западной — грубые известняковые брекчии обвалов. Срединная собственно флишевая градация представлена более грубым терригенным флишем, чем градация Таласской зоны. Флишевые комплексы терригенной субформации имеют строение, почти полностью аналогичное строению эоценового и иноцерамового флиша Восточных Карпат [19]. Своей полифациальностью и стресением карбонатная субформация напоминает верхнеюрскую флишевую толщу таврической серии Крыма [17].

В

Полиметаллические рудопроявления Таласа находятся в очевидной связи с распространением благоприятных рудомещающих терригенно-карбонатных и карбонатных пород флишевой формации. Обычно они контролируются группой разломов северо-западного простирания и считаются гидротермальными [5]. Относительно собственно рудных тел эта точка зрения хорошо обоснована, приуроченность рудопроявлений к литологически однородным толщам и общая «зараженность» пород формации свинцом и цинком (данные спектральных анализов, составленных по разрезам, находящимся вдалеке от месторождений) позволяют предполагать, что концентрация полиметаллических руд, возможно, возникла в результате перераспределения первично осадочного материала.

Группа молассовых формаций

Орогенический этап Таласо-Кара-Тауской зоны охарактеризован формациями, объединяющимися в группу молассовых: пестроцветной молассоидной, пестроцветной кремнисто-сланцевой (трахито-липаритовая) и континентальной фангломератовой молассой. Первые две по составу, принадлежности к морским, в верхней части континентальным образованиям и положению выше геосинклинального ряда соответствуют

описанным Н. П. Херасковым [25] формациям, относимым к подклассу эпигеосинклинальных орогенных. Третья по ее положению в основании платформенного чехла и тесной связи с карбонатной платформенной формацией может быть отнесена к катаплатформенным орогенным образованиям той же классификации. Основная складчатость приходится на границу верхнего рифея и венда.

Пестроцветная молассоидная формация объединяет комплекс вендских отложений от подошвы кызыл-бельской свиты (Талас) до кровли ак-тугайской (Малый Кара-Тай). В свое время она была выделена В. Г. Королевым под названием пестроцветной. Среди слагающих формацию пород широко развиты малиновые алевролиты, зеленые и малиновые аргиллиты с примесью алевроитового и песчаного материала; песчаники средне- и крупнозернистые полевошпатово-кварцевые зеленоватые; гравелиты с хорошо окатанной округленной галькой кварца и кремня с малым количеством цемента; конгломераты разногалечные, пестрые, с хорошо окатанной кварцево-кремнистой галькой; гравелиты и песчаники чисто аркозового состава; песчаники зеленовато-серые граувакковые. Все эти породы участвуют в строении трех комплексов, пространственно приуроченных к различным участкам зоны.

Алевролитовый красноцветный комплекс представляет северный тип разрезов (Ичкеле-Тоо, Курган—Кара-Гаин, нижняя половина разреза формации в районе Кара-Буры—Табылгаты). Комплексе сложен малиновыми алевролитами, образующими средне- и тонкоплитчатые породы, иногда полосчатые. Часто на поперечных сечениях видна мелкая косая слоистость, текстуры сползания ила по слабонаклонному дну. На поверхностях напластований наблюдается волноприбойная рябь. В монотонной толще алевролитов встречаются пачки чередования (2—7 см) алевролитов и аргиллитов. Реже аргиллиты образуют самостоятельные маломощные (2—10 м) пачки зеленовато-серых тонкополосчатых пород. Отмечается постепенное увеличение толщи слагающего материала в направлении с юга на север. В хребте Ичкеле-Тоо среди малиновых аргиллитов нередко линзообразные прослои средне- и грубозернистых песчаников преимущественно полевошпатово-кварцевого состава. У своей южной границы распространения (Кара-Бура — Табылгаты) малиновые аргиллиты и алевролиты комплекса содержат известняковые прослои. Обычно к аргиллитовым зеленоцветным породам этого комплекса приурочена медная минерализация.

Южная градация формации характеризуется развитием алевролитопесчанико-гравелитового зеленоцветного комплекса.

Толща образована чередованием полимиктовых (ассоциация граувакковых и граувакко-аркозовых песчаников) зеленовато-серых песчаников, гравелитов и алевролитов. Мощность слоев песчаника колеблется от 3—5 м до 2 м. Мощность алевролитовых прослоев, разделяющих песчаники, — в пределах от 0 до 5—10 см. Уменьшение мощности алевролитовых прослоев, чередующихся с песчаниками, происходит в направлении к югу. В наиболее мощных слоях песчаников отчетливо выражена градационная слоистость, причем наиболее грубая часть осадков занимает больше половины мощности пласта. В целом песчаники образуют выклинивающиеся к северу тела, постепенно в том же направлении замещающиеся алевролитами. В Малом Кара-Тау в строении комплекса (кок-суйская свита) участвуют более грубые разности обломочных пород. Породы комплекса построены в более четкие ритмы, мощность которых достигает 30—40 м. Слагающие нижнюю часть ритмов конгломераты и гравелиты развиты в виде пластов 2—7-метровой мощности с отчетливой асимметричной стратификацией пород.

Характер слагающего песчаники материала и его хорошая механическая обработка и сортировка свидетельствуют о мелководных условиях возникновения этих отложений.

Песчанико-гравелито-конгломератовый комплекс выделяется в хребте Малый Кара-Тау под названием аркозовой толщи. Конгломераты образуют пласты мощностью от 0,6—0,7 до 3—4 м, объединяющиеся в пачки с максимальной мощностью 30—40 м. Внутри конгломератовых пластов наиболее крупные обломки расположены в основании, занимая до одной трети мощности пласта. В наиболее мощных пачках отмечается следующая закономерность: в каждом следующем вышележащем пласте, представляющем один микроритм, размер обломков увеличивается относительно нижележащего. Светлые гравелиты аркозового состава формируют крупные линзообразные тела (10—20 м). Гравелиты построены в серии косых слоев, в основании которых залегают маломощные слои (5—8 см) конгломератов. Кроме того, гравелиты образуют линзы (до 20 м) внутри песчаников. Внутри этих линз гравелиты косослойчатые.

На поверхностях напластований пород этих комплексов видна волноприбойная рябь, размеры которой колеблются в очень широких пределах, различные гнереоглифы (тегоглифы), в песчаниках — крупная бугристость.

Хорошая механическая обработка терригенного материала, его грубость, наличие довольно крупных серий косых

слоев (до 1—1,5 м), крупные волноприбойные знаки, трещины усыхания и пр. свидетельствуют о возникновении этих пород в условиях мелководного бассейна с довольно активным гидродинамическим режимом. Наряду с широким развитием типичных морских фаций в верхней части разреза формации начинают появляться континентальные образования, играющие, правда, незначительную роль.

Нижневендский бассейн был относительно мелководным морем, все более мелевшим с течением времени. На северо-востоке он ограничивался Киргизской сушей — выровненной пенепленизированной страной, на юго-западе — поднявшейся сушей, поставлявшей грубообломочный материал, узкой полосой обрамлявший этот источник сноса. Судя по неравномерному развитию конгломератов в разрезе, поднятие юго-западной зоны происходило резкими импульсами. Соотношение прогибания области аккумуляции и поднятия области сноса было таким, что первая на протяжении нижнего венда представляла собой компенсированный прогиб, охарактеризованный мелководными фациями осадков.

Пространственные контуры формации повторяют очертания прогиба, ограничиваясь на северо-востоке Киргизской сушей, а на юго-западе — активизированной стабильной зоной Южного Тянь-Шаня. И та и другая были эродированными площадями и, по-видимому, в их пределах каких-либо возрастных аналогов отложений нижнего венда не имелось. Снизу молассоидная формация ограничена флишевой. Граница между ними проходит по стратиграфическому несогласию между верхним рифеем и вендом.

Формация в своей южной и юго-западной градации сохранила много общих черт строения с флишевыми образованиями. Таковыми являются присутствующие зеленые полимиктовые песчаники, вместе с зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами, построенные в мелкие типично флишевые ритмы. На поверхностях напластований пород характерны флишевые гнереоглифы. Наряду с отложениями, несущими на себе признаки флишевых осадков, в кызыл-бельской свите развиты осадки с типичными признаками моласс (обилие обломочных пород полимиктового состава, красноцветная окраска, широко распространяемая в породах формации медная минерализация и др.).

Подводя итоги описанию формации, отметим следующие основные её особенности:

формация снизу ограничена плоскостью стратиграфического несогласия,

общая незначительная мощность формации (до 500 м),

общее погрубение материала снизу вверх, наличие наряду с красноцветными осадками серых и зеленовато-серых песчаников и алевролитов, присутствие пачек с флишевой стратификацией составляющих пород,

резкая фациальная изменчивость осадков, повышенная меденосность отложений красноцветной кызыл-бельской свиты.

Отмеченные особенности позволяют легко найти аналоги среди большого числа описанных молассовых формаций. Это молассовая формация Предкавказского мезо-кайнозойского передового прогиба [4] и миоценовые молассовые формации Прикарпатья [16].

Пестроцветная кремнисто-сланцевая (трахито-липаритовая) формация объединяет чичканскую и курганскую свиты венда. Выделена В. Г. Королевым [11]. Сложена известняково-аргиллитовым и песчано-аргиллитовым с силицитами комплексами. Поражает исключительное литологическое единообразие слагающих формацию пород, наблюдающееся по всей Таласо—Кара-Тауской зоне.

Известняково-аргиллитовый комплекс, образующий нижнюю часть формации и выделяемый под названием чичканской свиты, представлен следующими породами: серыми листоватыми полосчатыми аргиллитами, зеленовато-серыми и вишневыми алевролитами, черными, бордовыми, зеленоватыми кремнистыми породами и светло-серыми массивными и тонкослоистыми окремнелыми доломитистыми известняками. Нижняя половина комплекса характеризуется довольно тонким чередованием (2—3, иногда 5—10 см) аргиллитов, алевролитов и кремнистых пород, построенных в закономерные микроритмы. Завершающим элементом последних неизменно являются кремнистые породы, которые в хребтах Ичкелетоо и Малый Кара-Тау включают в себя очень своеобразные крупные строматолитовые постройки. Они рельефно выделяются в обнажениях в виде плотно прилегающих друг к другу крупных сигарообразных тел, под небольшим углом наклоненных к подошве пласта. Аргиллиты и тонкозернистые алевролиты тонкополосчатые. Полосчатость горизонтальная. Светло-серый очень плотный доломитистый известняк, редко встречающийся среди аргиллитов в виде тонких прослоев или конcretionных стяжений, в верхней части разреза комплекса образует толстоплитчатые массивные разности с участками окремнения. За редким исключением, в этих известняках имеются строматолитовые постройки, обычно замещенные кремнеземом. В разрезе эти известняки представляют собой круп-

ные вытяженные линзы, мощность которых сильно увеличивается на поднятиях (Кара-Гаин).

Песчано-аргиллитовый с силицитами комплекс сложен следующими породами: аргиллитами серыми, черными, углистыми, вишневыми, зеленовато-серыми, алевролитистыми; серыми, голубоватыми, сиреневатыми туфами кварцевых порфиров и туффитами; кремнистыми сланцами; туфогенными аркозовыми песчаниками и гравелитами; пестроцветными яшмами. Толща построена в крупные ритмопачки. Основания представлены гравелитами или песчаниками, образующими пласты мощностью до 2—3 м. Пласты состоят из нескольких микроритмов (10—20 см), внутри каждого из них наблюдается асимметричная стратификация. Каждый новый слой грубозернистых пород ложится на предыдущий с разрывом, образуя карманообразную поверхность контактов. Средняя часть ритмов представлена пачками довольно тонкого чередования (5—10 см в таласских разрезах и 0,1—1 м — в кара-тауских) пестроцветных аргиллитов, алевролитов и редко песчаников. Мощность таких пачек 20—30, иногда доходит до 50 м. Туфы и кремнистые туффиты образуют маломощные (10—30 см) и редкие пласты среди аргиллитов-алевролитовых пачек. Кроме того, они встречаются в виде мощных самостоятельных пачек (до 50 м), занимающих самое верхнее положение в указанных ритмах. Они образованы средне-, иногда толстоплитчатыми разностями обычно бледно-зеленой или вишневой окраски. Пачки туфов и туффитов, как правило, разделены пачками (5—7 м) тонко чередующихся аргиллитов-кремнистых пород. Мощности описанных крупных ритмов в Малом Кара-Тау колеблются в пределах 150—200 м.

Осадки носят на себе признаки накопления в мелководных условиях (строматолиты, косая слоистость мелководья и т. д.). Обычно в осадках наблюдаются горизонтально-слоистые, реже косослоистые разности. Встречается волноприбойная рябь. Наличие тонкой горизонтальной одновременно с проявляющейся местами косой русловой слоистости (в песчаниках и гравелитах Малого Кара-Тау) свидетельствует об аккумуляции осадков в заливе типа лимана, в краевой лагуне или озере, временами связанных с устьями рек, приносивших хорошо обработанный терригенный материал. Эти образования конусов речных выносов дают несколько горизонтов среди кремнисто-сланцевых осадков в хребте Малый Кара-Тау. К востоку и северо-востоку они выклиниваются, в Таласском хребте практически исчезают.

Осадконакопление происходило на фоне медленного об-

щего поднятия геосинклинали. Об этом говорит появление лагунно-континентальных и мелкозаливных морских ландшафтов.

Пространственные контуры формации определяются границами Таласо-Кара-Тауского прогиба. Киргизская и Чаткало-Нарынская зоны являлись областями эрозии и сноса материала. Существенно меняется характер северо-восточной (Киргизской) области сноса, являющейся сильно сnivelированной плоской сушей, поставившей в Таласский прогиб незначительное количество материала, состоящего преимущественно из продуктов химического выветривания. Более гористую страну представляла собой юго-западная область сноса, периодически приносившая терригенный материал.

Нижняя граница формации — скрытое несогласие с пестроцветной молассоидной формацией, верхняя — резкое несогласие с континентальным и морскими образованиями фангломератовой молассы.

Подобные формации выделены Н. С. Шатским [28] под названием кремнисто-сланцевой формации «успенского типа». Состав одной из этих формаций подробно описан А. А. Богдановым [1] и С. Е. Колотухиной [10] в Центральном Казахстане. Там она представлена успенской свитой нижнего карбона. Свита сложена кремнистыми сланцами, туффитами, туфами с прослоями песчаников, известняков (редко) и «железистых кварцитов», содержит горизонты железо-марганцевого оруденения. Отличие нашей формации и успенской заключается в том, что вторая подстилается вулканогенной (альбитофировой), являющейся начальным членом ряда вулканогенно-кремнистых формаций по вертикали. Однако не исключена корреляция курганской свиты с серией Большого Нарына Чаткало-Нарынской зоны [12]. Серия сложена светло-окрашенными кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, фельзитами, кварцевыми альбитофирами и их туфами. Вулканогенные породы слагают нижнюю толщу серии, по своим особенностям принадлежащей к группе наземных порфир-туфовых формаций, свойственных начальным стадиям геоантиклинального развития. Средняя толща состоит из серицито-хлорито-кварцевых и карбонатных сланцев, микрокварцитов, кварцитовидных аркозовых песчаников с редкими прослоями мраморов и конгломератов. В строении верхней толщи участвуют светлые плитчатые мраморизованные известняки с прослоями и пачками серицито-хлоритовых филлитов. В этом случае пестроцветная кремнисто-сланцевая формация Таласо-Кара-Тауской зоны будет стоять в одном горизонтальном ряду с наземной порфир-туфовой формацией Чаткало-Нарынской зоны,

являясь одним из членов ряда вулканогенно-кремнистых формаций.

С кремнисто-сланцевыми формациями этого ряда обычно связаны месторождения марганцевых и фосфоритовых руд. Таким образом, не исключается потенциальная марганценосность и фосфоритеносность отложений курганской свиты.

Континентальная фангломератовая моласса. В строении формации принимают участие песчанико-конгломератовые комплексы, подразделенные по месту основного распространения на три типа: кумыш-тагский, учимчекский, терек-сайский. Сюда же относится и доломитовый комплекс Малого Кара-Тау. В образовании песчанико-конгломератового комплекса кумыш-тагского типа принимали участие следующие породы: 1. Крупногалечниковые и валунные конгломераты, хорошо отсортированные (цемента до 20%) с известково-песчано-глинистым цементом. Валуны достигают размера 0,5—0,7 м. Крупные обломки хорошо окатаны. В их составе песчаники кварцевые, аркозовые, граувакковые, сланцы филлитовидные и кремнистые, яшмовая порода с известковистым материалом, различные известняки, эффузивы среднего и кислого состава, их туфы, среди интрузивных пород широко развиты мелкозернистый биотит-рогообманковый гранодиорит и биотитовый гранит. 2. Рыжеватые полимиктовые песчаники, среднезернистые, тонкоплитчатые. Нижняя часть комплекса сложена преимущественно конгломератами, образующими толстослоенные тела мощностью до 3—4 м. Переход в песчаники осуществляется за счет быстрого уменьшения количества крупных обломков в песчаниковом цементе. Песчаники тонкоплитчатые (3—5 см). Отмечается полное отсутствие каких-либо текстурных знаков, свидетельствующих о генетической принадлежности этих образований. Грубый, хорошо окатанный и сортированный обломочный материал, вероятнее всего, был принесен в бассейн речными потоками.

Песчанико-конгломератовый комплекс учимчекского типа также отличается своей двухкомпонентностью: 1) алевролиты грязно-бурые и табачные с песчаным материалом, 2) та же порода с включением хорошо окатанной гальки разнообразного состава и размера. Нижняя треть комплекса сложена первой разновидностью пород. Последние отличаются неяснослоистой текстурой, образуют одну монотонную пачку. В верхней части комплекса в этих породах содержится до 10—15% хорошо окатанной гальки. Состав тот же, что и в конгломератах кумыш-тагского типа. Эти породы напоминают тиллитоподобные образования.

Песчанико-конгломератовый комплекс терек-сайского типа сложен конгломератами средне- и мелкогалечными с облом-

ками сланцев, известняков и черных кремней, гравелитами, средне- и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Конгломераты чаще представляют собой мусорную гравийную породу с включениями крупных обломков, содержание которых иногда достигает 70%. Песчаники тонкополосчатые. Полосчатость горизонтальная и волнистая. Породы образуют пласты в 0,7—1,5 м мощности. Чередование грубообломочных пород с алевролитами и аргиллитами носит элементы грубой флишевой стратификации. Каждый ритм состоит обычно из двух резко отделяющихся пластов, элементов ритма. Нижний представлен мусорной породой, в основании более грубозернистой, в кровле — более тонкозернистой. Переходы между гранулометрическими разностями постепенные. Второй пласт — это обычно лучше сортированная песчаниковая порода. Часто в ней хорошо выражена горизонтальная, волнистая и косая микрослоистость. Каждый слой грубой породы с размывом ложится на предыдущий, образуя характерные карманообразные линии контактов. Наряду с чаще развитой асимметричной стратификацией встречаются и пласты с ясно выраженной маятниковой. В верхней половине разреза комплекса появляются алевролиты грязно-серого и черного цветов. Мощность слоев их возрастает от 5—7 см до 3—5-метровых пачек.

Доломитовый комплекс хребта Малый Кара-Тау представлен доломитами, светлыми массивными с проблематическими вендскими остатками, серыми плитчатыми доломитами с марганцовыми налетами, доломитовыми сингенетическими брекчиями, розоватыми плитчатыми известняками, пестрой кремнистой брекчией.

Эти породы характеризуют наиболее полный разрез комплекса. Светлые массивные доломиты слагают неслоистые однородные тела, мощность которых колеблется от 2 до 15 м. Другая разновидность — это плитчатые (8—15 см) серые доломиты. Очень характерно присутствие в нижней части разреза комплекса пласта массивной сингенетической доломитовой брекчии. В одном из разрезов комплекса (р. Бугунь) ниже доломитовых брекчий имеется горизонт (25 м) пестрых кремнистых брекчий, по-видимому, элювиального происхождения. Они представляют собой массивную неслоистую породу.

Как видим, осадки формации полифациальны. Материал осадков в основном автохтонный, образованный за счет разрушения растущих горных сооружений внутри складчатой области, появившейся на месте Таласо—Кара-Тауской геосинклинали. Бассейны осадконакопления были, по всей вероят-

ности, изолированными, разделенными внутренними поднятиями. В Малом Кара-Тау формация представлена осадками континентальной озерно-болотной фации, для которой характерны карбонатные (мергельные, известняковые и доломитовые) неяснослойчатые осадки. Последние имеют обычно светлую или красновато-охристую окраску.

Формация сверху и снизу органичена плоскостями крупных стратиграфических несогласий. Наиболее полное развитие формация получила в пределах Чаткало-Нарынской зоны, где она была выделена В. Г. Королевым в 1960 г. [11]. Фангломератовая моласса несогласно перекрывает кристаллический фундамент. Она состоит из совершенно несортированных валунно-галечных фангломератов, гравийно-галечных песчаников и алевролитов, песчаных сланцев. Цементирующая масса — алевроито-глинистая и песчано-глинистая смесь с примесью углистого вещества. Обломочный материал окатан в различной степени, преобладают угловатые неокатанные разности. С фангломератами ассоциируют тонкослоистые песчаные и алевролитовые углистые сланцы, гематитомагнетитовые руды. Мощность формации достигает 3000 м. Эти осадки В. Г. Королевым отнесены к пролювиальным и реже аллювиальным образованиям.

Широкое развитие подобных образований в позднем докембрии и раннем кембрии Земного шара отмечалось многими исследователями. Повсеместно позднедокембрийская фангломератовая моласса представлена континентальными и прибрежно-морскими образованиями. Формирование фангломератовой молассы обусловлено существованием горного рельефа, возникшего в результате тектонической дифференциации после верхнепротерозойской складчатости.

Набор формаций характеризует Таласо—Кара-Таускую зону как периферическую геосинклинали, время существования которой определяется интервалом от нижнего рифея до венда включительно. В геосинклинали отсутствуют вулканические отложения и связанные с ними осадочные формации. В верхнем рифее в Таласе происходило интенсивное флишеобразование.

Развитие Таласо—Кара-Тауской миеосинклинали распадается на ряд стадий.

Первая характеризуется общим погружением. В это время вся геосинклинали область Северного Тянь-Шаня представляла собой обширный морской бассейн, в котором образовывались углефицированные карбонатные и глинисто-карбонатные осадки. Песчаники играют незначительную роль. Дифференциация колебательных движений относительно слаба

а куда же
делась тра
мисо-литы
флюиды?

и проявляется лишь в некотором различии мощности накапливающихся толщ (Таласская подзона — 2500 м, Киргизская — 7500, Терскойская — 3500 м).

Во вторую стадию, характеризующуюся значительной дифференциацией колебательных движений, Таласо—Кара-Тауская подзона представляла собой узкий прогиб, в котором накапливалась флишевая формация. С северо-востока прогиб ограничивался Киргизской подзоной, бывшей в то время внутригеосинклинальным поднятием, где происходили первые фазы складчатости.

Третья стадия характеризуется общим поднятием геосинклинали и формированием орогенных формаций. Смена общего погружения поднятием происходит в нижнем венде. Об этом свидетельствует появление в верхней части разреза пестроцветной молассоидной формации континентальных ландшафтов. В конце стадии формируется пестроцветная кремнисто-сланцевая формация «успенского типа». В ней распространены лавы преимущественно кислого состава.

Четвертая стадия характеризуется прекращением поднятия и быстрым разрушением горных массивов, образованных на месте равнины. Породы формации представлены осадками замкнутых изолированных бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. В кн.: «Тектоника СССР», т. 1, 1948.
2. Григорьев В. Н. О характере нижнекембрийского флиша северо-восточной окраины Енисейского края. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 31, вып. 4, 1958.
3. Григорьев В. Н., Семихатов М. А. Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1961.
4. Гроссгейм В. А. Некоторые черты петрографии и палеогеографии осадков геосинклинальных формаций (на примере Кавказской складчатой области). Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1959.
5. Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, т. 3, 1960.
6. Келлер Б. М., Хоментовский В. В. Рифейская группа и ее подразделение. В кн.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». Докл. сов. геологов на МГК, 21 сессия. Изд-во АН СССР, 1960.
7. Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1965.
8. Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского хребта. В сб.: «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 4, 1964.
9. Киселев В. В. Эвгеосинклинальные комплексы рифея и нижнего палеозоя западной части Киргизского хребта. Автореф. канд. дисс., Фрунзе, 1965.
10. Колотухина С. Е. Стратиграфия, фации и тектоника девона и нижнего карбона Сары-Су — Моинтинского междуречья (Центральный Казахстан). Тр. ИГН АН СССР, вып. 101 (32), 1948.
11. Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», вып. 3, Изд-во АН СССР, 1960.
12. Королев В. Г., Крылов И. Н. К стратиграфии верхнего докембрия Северного Тянь-Шаня. Докл. АН СССР, т. 144, № 6, 1962.
13. Королев В. Г., Максумова Р. А. Поздний докембрий Таласского Ала-Тоо. Тр. Фрунзенского политехн. ин-та, вып. 19, Фрунзе, 1964.
14. Королюк И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1962.
15. Kuennen P. H., Migliorini C. L. Turbidity currents as a cause of graded bedding. «Jour. Geology», v. 58, 1950.
16. Михайлов А. Е. Основные этапы развития Предкарпатского передового прогиба. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26, вып. 3, 1951.
17. Муратов М. В., Архипов И. В., Успенская Е. А. Стратиграфия, фации и формации юрских отложений Крыма. Бюлл. МОИП, т. 35 (1), 1960.
18. Павловский Е. В., Беличенко В. Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1, Изд-во АН СССР, 1958.
19. Пушаровский Ю. М. Некоторые морфологические особенности иноцерамового и иероглифового флиша внешней (скибовой) зоны Восточных Карпат. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1948.
20. Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского края. Тр. ГИН АН СССР, вып. 68, 1962.
21. Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. Изв. АН СССР, вып. 37, 1961.
22. Хворова И. В. О происхождении флиша. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33 (5), 1958.
23. Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. В кн.: «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.
24. Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 5, 1952.
25. Херасков Н. П. Тектоника и формации (доклад по опубликованным работам, представленный на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук). 1965.
26. Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон юго-западной Сибири. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, т. 3, 1960.
27. Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца. Статья 1, Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1954.
28. Шатский Н. С. Фосфоритносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2, 1955.

К. НУРМАНБЕТОВ

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ФОРМАЦИИ ВЕРХОВЬЕВ РЕКИ МАЛЫЙ НАРЫН

В схеме тектонического районирования Тянь-Шаня изучаемая территория входит в состав Терскайской антиклинальной подзоны Улу-Тау — Северо-Тянь-Шаньской структурно-фациальной зоны [9]. В других работах она именуется как Бурханская складчатая подзона раннекаледонской складчатости. Изучением геологии района в разное время занимались С. С. Шульц, В. И. Кнауф, В. Г. Королев, Ю. В. Жуков, В. М. Рожанец и другие, которые внесли определенный вклад в выяснение его стратиграфии и тектоники. В 1963 г. В. В. Киселеву и автору удалось уточнить взаимоотношение основных стратиграфических толщ древних пород в бассейне р. Малый Нарын и выяснить характер нижней границы позднего докембрия [6]. В дальнейшем автором изучалось каждое из выделенных стратиграфических подразделений с прослеживанием его далее на восток.

В настоящей работе делается первая попытка формационной характеристики этих, еще слабо изученных толщ. При выделении формации мы руководствовались определениями Н. С. Шатского [12, 13].

В комплексе рифейских отложений выделены такие формации, последовательно сменяющие друг друга в вертикальном разрезе: диабазовая зеленокаменная, песчано-сланцевая, сланцево-карбонатная, кварцито-сланцевая, карбонатная.

Зеленокаменная диабазовая формация с глубоким размывом и с базальными конгломератами в основании залегает на дорифейских образованиях, сверху по резкому параллельному контакту перекрывается песчано-сланцевой формацией. По объему она соответствует бельгийской свите. Формация неоднородна по составу. Обычно чередование пачек (20—30 м) темно-зеленых диабазов с горизонтами (3—10 м) ярко-зеленых эпидозитов, зеленых интенсивно хлоритизированных, эпидотизированных флюидалых миндалекамен-

ных порфиритов с крупными миндалинами, иногда достигающими 1 см в поперечнике, выполненными эпидотом, реже кварцем. Границы контакта горизонтов ровные. Эпидозиты и порфириты в большинстве случаев рассланцованы. Среди вышеотмеченных разностей эффузивов встречаются пластовые тела хорошо раскристаллизованных роговообманковых габбро. Они также зачастую рассланцованы, интенсивно изменены и по существу превращены в порфиритоиды.

В разрезе зеленокаменной формации в долине р. Сары-Тор, среди зеленых эффузивов присутствует пачка мощностью до 80 м темно-серых полимиктовых песчаников с подчиненными горизонтами от 1 до 5 м зеленых хлорито-серицитов-кварцевых сланцев. Очень сложное строение имеет верхняя часть формации, сложенная пирокластическими и вулканогенно-осадочными породами. Резко изменяющиеся по мощности (0,5—10 м), сплошные и рассланцованные зеленовато-серые туфы переслаиваются с линзовидно выклинивающимися пропластками туфобрекчий, туфопесчаников и зеленых эпидот-хлоритовых сланцев. Среди них же в разной части разреза встречаются согласно залегающие пачки зеленоватых массивных кварц-полевошпатовых песчаников мощностью до 10 м.

Крайние западные выходы пород зеленокаменной формации отмечены В. Г. Королевым [7] в долине р. Кара-Куджур. Там они представлены метаморфизованными порфиритами и их туфами, переходящими в сланцеватые порфиритоиды и порфиритоиды и амфиболиты. Мощность формации до 900 м.

Миндалекаменные диабазы. Интенсивно хлоритизированные, эпидотизированные породы с фибробластовой структурой основной массы. Миндалины различных размеров и формы, выполнены кварцем, промежутки между ними — эпидотом, зеленым амфиболом, замещающимися хлоритом, пироксеном и редкими рудными зернами. Среди темноцветных минералов преобладает амфибол волокнистого строения. Эпидот встречается в виде отдельных ступков, мелко- и крупнозернистых. Иногда миндалины резко выделяются по округлой конфигурации цветных минералов. Редко наблюдается карбонатизация породы. Другие разности интенсивно хлоритизированы и изменены до полного зеленокаменного перерождения. В этом случае видны лишь мелкие призмочки пироксена, амфибола, а плагиоклаз замещается вторичными цветными минералами.

Эпидозиты. Основная масса породы состоит из эпидота, в подчиненном количестве присутствуют амфибол, пирок-

сен, хлорит, кварц. Эпидот, эпидот-цоизит — обычно в виде отдельных миндалин. Шестоватый, спутанно-волокнистый актинолит разбросан среди эпидотовой массы. Иногда он замещается хлоритом. Очень редко встречаются чешуйки хлорита и рудные зерна. Окварцевание и карбонатизация обычно идет по прожилкам.

Литокристаллокластические туфы плагиоклазовых порфиров. Структура псефитовая. В породе преобладают крупные обломки плагиоклазовых порфиров (сильно измененные вкрапленники плагиоклаза погружены в основную массу с интерсертальной структурой). Меньшие по размерам обломочки представлены кварцем, эпидотом, плагиоклазами. Размер обломков 1,8—1,5 мм. Цементированы они агрегатом, состоящим из мельчайших зерен полевых шпатов, эпидота и чешуек хлорита. Большинство плагиоклазовых вкрапленников разрушено, замещаются они эпидотом, серицитом, в последних иногда по прожилкам развивается хлорит.

Туфобрекчия. Структура псефитовая с алевритовой основной массой. В породе присутствуют крупные (0,5—1,4 мм) угловатые обломки карбонатизированных туфов, цементированных алевритовым материалом. В них мелкие угловатые песчинки кварца, туфов, редкие рудные зерна (0,03—0,06 мм) погружены в хлоритовую массу, в которой встречаются чешуйки биотита.

Туфопесчаники. Структура псаммитовая с лепидобластовой основной массой. Полуокатанные, реже угловатые обломки кварца, плагиоклаза, реже туфов, рудных зерен (0,05—0,25 мм) цементированы хлорит-серицитовым материалом. Цемент типа соприкосновения. Карбонат присутствует в виде линзочек или же в составе цемента неравномерно распределяется среди основной массы породы.

Кварц-полевошпатовые песчаники. Структура бластопсаммитовая с микролепидобластовой основной массой. Обломки сложены угловатыми песчаниками кварца, плагиоклаза, реже кварцитовидных пород и рудных зерен. Размер их 0,10—0,25 мм. Цемент базальный, в основном серицит-хлоритового состава, в других разностях песчаников — известково-хлоритовый, где карбонат находится в подчиненном количестве и распределяется неравномерно. Хлорит образует мелкочешуйчатый агрегат лепидобластовой структуры. Сланцеватость породы выражается в субпараллельном расположении чешуек хлорита, серицита и удлиненных обломков. Встречаются единичные чешуйки биотита, эпидот. Местами в поро-

де карбонат развивается по прожилкам, в других случаях замещает полевые шпаты.

Алевритистые эпидот-хлоритовые сланцы. Структура бластоалевритовая с лепидобластовой основной массой, текстура сланцеватая. Для породы характерна полосчатость, которая обусловлена чередованием прослоек хлорита и прожилков, состоящих из обломков кварца и полевых шпатов, редких рудных зерен и чешуек биотита размером 0,03—0,05 мм, сцементированных также хлоритом. В отдельных участках присутствуют линзочки карбоната и выделения кварца с гранобластовой структурой.

Рассланцованные биотит-хлоритовые сланцы. Порода состоит из параллельно расположенных чешуек хлоритизированного биотита, промежутки которых выполняются угловатыми кварц-полевошпатовыми зернами (0,015—0,030 мм), реже встречаются рудные зерна. Обломки разбросаны в виде единичных включений или же концентрируются в виде прерывистых прослоек.

Зеленокаменная диабазовая формация входит в хорошо известную в литературе [11] группу спилито-кератофировых формаций, являясь результатом магматической деятельности на ранних стадиях геосинклинального развития подвижных зон.

Рассматриваемая зеленокаменная диабазовая формация по составу, типу строения и положению в разрезе отвечает нижней части айской свиты бурзянской серии Южного Урала. Своих аналогов по типу она находит в детально изученной В. В. Киселевым [5] зеленокаменной формации рифея западной части Киргизского хребта и в широко известной зеленокаменной (спилито-диабазовой) формации нижнего кембрия Северного Тянь-Шаня [8].

Песчано-сланцевая формация с резким параллельным контактом перекрывает зеленокаменную диабазовую и с постоянным переходом сверху сменяется сланцево-карбонатной формацией. В полевых условиях она представляет собой на первый взгляд монотонную сланцевую толщу. Однако детальное изучение ее разрезов позволило выявить в ее составе три равные по мощности (300—400 м) и выдержанные по простиранию толщи, постепенно сменяющие друг друга в вертикальном разрезе. Каждая из этих толщ отличаются от другой как по окраске, так и особенностью состава и внутреннего строения. В нижней толще происходит непрерывная смена пачек мощностью 10—20 м. В каждой из пачек идет пере-слаивание зеленых, зеленовато-серых хлорито-серицитовых,

кварцево-хлорито-серицитовых сланцев с алевролитами и тонкозернистыми песчаниками. Алевролиты и песчаники в объеме толщи находятся в подчиненном положении. Мощность сланцев 0,5—1,5 м, а алевролитов и песчаников — 10—25 см. Сланцы полосчатые, редко не совпадающие со сланцеватостью. Алевролиты имеют тонкую параллельную слоистость. В целом для этой части формации характерна интенсивная тонкая плитчатость пород.

В средней толще формации появляются карбонатные породы. Внизу она сложена серовато-зелеными известковистыми филлитами, которые тонко (0,1—1 см) переслаиваются с зеленоватыми глинистыми известняками, замещающимися по простиранию горизонтами, в которых мощность известняков увеличивается до 5—10 см. Среди них прослеживаются согласно залегающие вытянутой линзовидной формы (60×5 м) горизонты рассланцованных черных известковисто-глинистых сланцев, в основной массе которых беспорядочно разбросаны редкие кристаллики пирита. Плоскость сланцеватости их характеризуется шелковистым блеском. Выше идет присущее этой части формации монотонное переслаивание сероватых известковистых и желтовато-серых глинистых известковисто-глинистых сланцев. Известковистые сланцы образуют плитки (10—20 см), поверхность подошвы и кровли которых ровная, параллельная. Известковисто-глинистые сланцы в виде маломощных (2,5—5 см) прослоек находятся среди первых и рассланцовываются на очень тонкие листочки. В отдельных горизонтах в них присутствует кальцит в виде прожилков и мелких линзочек, параллельных напластованию пород. По простиранию известковисто-глинистые сланцы сменяются светлыми известковистыми сланцами с 5—10-сантиметровыми пропластками тонкозернистых известняков такой же окраски. С постепенным переходом известковистые сланцы уступают место черной сланцевой толще. Толща имеет неоднородное строение, однако преобладают графитистые филлитовидные породы. В нижней части—черные блестящие листоватые серицитизированные сланцы. Кверху они становятся плитчатыми и представляют в кровельных частях тонкое переслаивание графитистых сланцев с тонкоплитчатыми черными алевролитами и известняками.

На левобережье р. Арабель встречены наиболее северные выходы формации, в которых преобладает роль терригенных пород (песчаников и алевролитов), правда, очень сильно измененных под воздействием каледонских гранитов, вплоть до появления роговиков. Таким образом, в пространственном разме-

щении формации намечается некоторая зональность. В северной части района в основном преобладают терригенные песчано-алевролитовые отложения, которые к югу сменяются глинисто-карбонатными породами и в южной полосе прослеживаются выходы серицито-хлоритовых сланцев с подчиненными алевролитовыми прослойками, представляющими осадки наиболее отдаленных и глубоких частей прогибающегося бассейна. Мощность формации достигает 1100 м.

Кварцевый песчаник. Структура псаммитовая, текстура массивная. Обломочный материал — это зерна кварца, очень редко полевые шпаты размером 0,5—0,1 мм. Кварц с волнистым угасанием и с неправильными зазубренными ограничениями местами образует линзовидные скопления. Обломки цементируются серицито-хлоритовым материалом. Цемент типа соприкосновения. Некоторая сланцеватость породы обуславливается параллельной ориентировкой обломков по удлинению и чешуек хлорита. В отдельных участках цемент пропитывается бурым железистым материалом. В породе встречаются разрушенные зерна сфена.

Алевролит. Структура бластоалевролитовая, лепидобластовая, текстура сланцеватая. Обломочный материал состоит из плохо окатанных обломков кварца в хлорит-серицитовом цементе. Размер их 0,03—0,05 мм. Сплоенность породы хорошо заметна по ориентировке чешуек хлорита, серицита и обломков кварца. В породе мы видим чередование прослоек, состоящих из кварца с базальным цементом и цементом типа соприкосновения. Присутствует пирит округлой формы с разрушенными зубчатыми ограничениями.

Среднезернистый мраморизованный известняк. Структура гранобластовая. Кальцитовые зерна, слагающие породу, характеризуются изометричной формой и простыми ровными ограничениями с заметными полисинтетическими двойниками. Размер зерен 0,16—0,32 мм.

Тонкозернистый глинистый известняк. Структура бластоалевролитовая, микрозернистая, текстура полосчатая. Полосчатость обусловлена чередованием прослоек, состоящих из микрозернистого карбоната с редкими алевритовыми зернами кварца и полевых шпатов, с темными глинистыми. Границы их слегка волнисты, в отдельных местах к контакту соседних прослоек приурочено тонкораспыленное рудное вещество.

Алевритовый известняк. Структура микрогранобластовая, бластоалевролитовая, текстура полосчатая. Основная масса — тонкокристаллически-зернистый карбонат с редкими

обломочками кварца, полевых шпатов плохой окатанности, рудные зерна. Выделяются участки в виде неправильной формы сгустков карбонатного материала, интенсивно пропитанного окислами железа.

Известковистые сланцы. Структура кристаллически-зернистая, текстура полосчатая. Порода сложена тонкозернистым карбонатом, в котором наблюдаются темные и светлые полосы. Темные полосы вызваны пропитыванием породы темным глинистым веществом.

Хлорит-серицитовые и серицито-хлоритовые сланцы. Структура лепидобластовая, микролепидобластовая, текстура сланцеватая, полосчатая. Основная масса породы представлена хлорит-серицитовым агрегатом. Во всевозможных разновидностях преобладает хлорит, либо серицит, в других случаях идет переслаивание их. Серицит имеет шестоватые, игольчатые формы, а хлорит встречается в виде мелких безформенных чешуек, отличающихся характерной зеленой окраской. Среди основной серицит-хлоритовой массы разбросаны редкие мелкие песчинки кварца, обломки карбоната, рудные зерна. Почти для всех разновидностей сланцев характерны мелкие прерывистые трещинки, выполненные тонкодисперсным темным, темно-бурым железисто-глинистым веществом.

Кварцево-хлоритосерицитовые сланцы. Структура микролепидогранобластовая, текстура сланцеватая, полосчатая. В породе наблюдается отчетливая полосчатость, обусловленная переслаиванием прослоек серицит-хлоритового агрегата и кварца, который образует скопления разных по форме зерен размером 0,02—0,045 мм. Серицит в виде мелких иголочек заполняет промежутки между крупночешуйчатым хлоритом.

По характеру строения песчано-сланцевая формация имеет много общего с аспидной, описанной Б. М. Келлером [2, 3] как зилаирский комплекс Южного Урала. В песчано-сланцевой формации, в разных ее частях, имеют место переслаивания терригенных и глинистых пород. В них также присутствуют сланцы, очень близкие по облику к кровельным. Однако есть и некоторые различия при сравнении песчано-сланцевой формации с типичной аспидной. В песчано-сланцевой обломочный материал сложен главным образом плохо отсортированными песчинками кварца, реже — полевым шпатом. Мы не улавливаем в ней присутствия туфогенного материала, но если он и был, то претерпел полное зеленокаменное перерождение. А для типичной аспидной формации характерными спутниками являются прослой вулканических туфов,

пачки силицитов. Своеобразие песчано-сланцевой формации в ее карбонатности. По составу и особенностям общего строения ей, по-видимому, близка верхняя часть айской свиты Южного Урала [1].

Сланцево-карбонатная формация по времени охватывает верхнюю половину нижнего рифея. К ней относится суекская свита. С нижележащей песчано-сланцевой и с верхней кварцито-сланцевой формациями она связана постепенными переходами. Рассматриваемая сланцево-карбонатная формация имеет отчетливое трехчленное строение, состоит из нижней и верхней известняковой толщ, разделенных толщей графитисто-карбонатных пород. Переходы между ними также постепенные. Мощность известняковых толщ одинаковая — по 400 м, а графитисто-карбонатной достигает 300 м. Обе известняковые толщи имеют однотипное строение, они состоят из доломитистых и мраморизованных известняков. Макроскопически известняки очень сходны между собой. Они темно-серые, серые, светлые с кристаллически-зернистым обликом и представляют чередование мелко- (3—5 см), средне- (10—30 см) и грубоплитчатых (0,5—1 м) известняков, образующих различные по мощности горизонты и пачки. В верхней известняковой толще преобладают грубоплитчатые разности. Горизонты и пачки этих известняков выдержаны по простиранию. Характерным признаком известняков сланцево-карбонатной формации является их полосчатость, обусловленная переслаиванием светлых и темных прослоек от 1 мм до 0,5 см. В известняках преобладает параллельная полосчатость, но в отдельных горизонтах параллельные прослойки чередуются с волнистыми. Обычно полосы четкие, выдержанные. Среди пачек полосчатых мраморизованных известняков присутствуют горизонты белых, розоватых мраморов мощностью от 5—15 м. Белый мрамор яснокристаллически-зернистого облика, среднеплитчатый, а розоватый — плотный скрытозернистый.

В мраморе нижней известняковой толщи содержится флюорит. Флюорит фиолетовый, неравномерно распределяется в породе в виде отдельных скоплений или же приурочивается к неправильно ориентированным мелким трещинкам. В этой же части формации среди полосчатых среднезернистых мраморизованных известняков имеются линзовидные горизонты (20 м × 1,5 м) темно-серых мелкозернистых известняков, издающих запах сероводорода при ударе молотком. В верхней известняковой толще среди обычных полосчатых доломитистых и мраморизованных известняков присутствуют горизонты серых мраморизованных их разновидностей мощностью 1—2 м.

Толща сланцево-карбонатного состава с характерной черной окраской отличается сложным строением. Слагающие толщу черные графитизированные и пиритизированные известняки с подчиненными пропластками графитистых сланцев сильно изменчивы по простиранию. Мощность пластов изменяется от 2—5 до 0,3—0,5 м. Горизонты ритмичного чередования пиритизированных известняков (1,5—3 м) и графитистых сланцев (0,1—0,5 м) по простиранию замещаются светлыми пятнистыми плотными известняками. Пятнистость обусловлена наличием беспорядочно расположенных сгустков черного тонкораспыленного вещества. В других случаях в горизонтах графитистых сланцев имеются мелкие линзы (0,5×0,3 м) светлых жилковатых известняков. Для черной толщи сланцевато-карбонатной формации характерна пиритизация всех разновидностей пород. Пирит присутствует как в виде хорошо выраженных кристаллов, так и в виде тонкодисперсной массы. Отдельные участки рассматриваемой толщи ярко выделяются желтовато-охристой окраской пород, обусловленной разрушением сульфидов железа. Ободренность выражается наличием отдельных линзовидных скоплений и гнездышек. Но иногда это целые зоны желтовато-бурой окраски. Породы сильно разрушены вплоть до порошоквидной массы. Мощность сланцево-карбонатной формации — 1000—1100 м.

Мраморизованные известняки. Структура гранобластовая, текстура массивная, полосчатая. Порода состоит из более или менее изометричных зерен кальцита размером 0,15—0,20 мм. Зерна характеризуются простыми слабоизвилистыми ограничениями и тесно соприкасаются друг с другом. В отдельных участках заметны скопления темного глинистого, возможно, углисто-глинистого вещества. В других местах они приурочиваются к стыку двух соседних зерен.

Полосчатые микрозернистые известняки. Структура кристаллически зернистая, текстура полосчатая. Полосчатость породы обуславливается переслаиванием мелко- и микрозернистых карбонатных прослоек. Границы между отмеченными карбонатными прослойками нерезкие. В мелкозернистых прослойках кальцит представлен изометричными зернами с ровными простыми ограничениями и тесно соприкасающимися друг с другом. Формы зерен полигональные, реже четырехугольные. Размер их 0,14—0,18 мм. Микрозернистые прослойки тоньше по мощности, размер их зерен колеблется в пределах 0,015—0,025 мм. В других разновидностях происходит чередование карбонатных и темных железисто-глинистых прослоек.

Доломитистые известняки. Среди кальцитовых зерен разбросаны в виде порфириобластов кристаллики доломита нечетко выраженной ромбовидной и округлой формы, низким по сравнению с кальцитом рельефом. Размер зерен 0,15—0,30 мм. Основная масса породы—микрозернистый кальцит (0,025—0,05 мм). Встречаются редкие остроугольные рудные зерна.

Пиритизированные известняки. Основная масса—скрытозернистый карбонат, в котором разбросаны зерна пирита в виде неправильных обломков и хорошо выраженных прямоугольных кристалликов. В отдельных участках мелкие обломки пирита сгруппированы в цепочки.

Графитистые известняки. Порода состоит из различных по размеру (0,01—0,02 мм) и форме зерен, тесно соприкасающихся друг с другом. Тонкодисперсное графитистое вещество слабо насыщает карбонатную массу или же приурочивается к трещинкам. Присутствуют очень редкие обломочки кварца, полевых шпатов различной окатанности.

Серицитизированные графитистые, графитисто-глинистые сланцы. Структура микролепидобластовая, бластоалевропелитовая, текстура сланцеватая. Тонкое переслаивание прослоек из темного графитисто-глинистого вещества и серицита. Серицитовые чешуйки имеют субпараллельную ориентировку. В других разновидностях графитистое вещество равномерно распределяется по всей породе. Встречаются единичные мелкие обломочки кварца, полевых шпатов, рудные минералы шестоватой формы. По трещинкам развивается серицит и бурое железистое вещество.

Пиритизированные хлорит-серицитовые сланцы. Структура микролепидобластовая с реликтами бластоалевритовой. Основная масса породы представлена серицитом и хлоритом. Серицит преобладает и присутствует в виде мелкочешуйчатого агрегата, а хлорит образует крупные чешуйки неправильной формы. Пирит встречается главным образом в виде полуокатанных обломков и реже имеет слабовыраженную прямоугольную форму. Крупные кристаллы разрушенные, с изъеденными краями. Удлиненные обломки пирита параллельны слоистости породы. Присутствуют обломочки кварца и полевого шпата размером 0,01—0,02 мм. Одновозрастным аналогом сланцево-карбонатной формации является доломито-сланцевая формация западной части Киргизского хребта. По характеру общего строения ей соответствуют саткинская и бакальская свиты Южного Урала.

Кварцито-сланцевая формация постепенным переходом сменяет сланцево-карбонатную и сверху резким парал-

лельным контактом перекрывается карбонатной формацией. Объединяет толщи джылу-суйской свиты. Непосредственные контакты между сланцево-карбонатной и кварцито-сланцевой формациями нами изучены в верховье р. Бурхан на правом склоне гряды Арал-Дюбе. Переходная пачка всюду имеет однотипное строение и представляет собой довольно тонкое ритмичное переслаивание зеленых и зеленовато-серых тонкоплитчатых кварцитовидных песчаников с зелеными известковистыми сланцами. Мощность пачки около 50 м. В составе формации преобладают терригенные породы — более 70% от общего объема. Это в основном зеленые, розовые кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, образующие плитчатые разности 10—30 см. В песчаниках заметны тонкая косая слоистость, а на плоскостях напластования — знаки ряби. Среди этих песчаников встречаются маломощные (до 0,5 м) горизонты плотных тонкослоистых алевролитов. В розоватых кварц-полевошпатовых песчаниках обломочный материал лучше окатан и отсортирован по размерности. Вверх по разрезу строение формации усложняется. Пачки светло-серых массивных кварцитовидных песчаников мощностью 50—100 м переслаиваются горизонтами зеленых, малиновых хлорит-серицитовых и глинистых сланцев. В малиновых сланцах присутствуют линзовидные пропластки (30×0,5 м) известняковых брекчий.

В верхних частях формации среди кварцитовидных песчаников выделяется сложно построенная пачка обломочных пород. Обычно в ее основании лежат известняковые конгломераты. Цементом служит известняково-сланцевый материал. Насыщенность обломочного материала меняется по простиранию. В участках слабого насыщения обломками нижние слои представлены переслаиванием тонкоплитчатых рыжих известняков светлыми глинисто-карбонатными сланцами, включающими линзы (4×1,5 м) светлых мелкообломочных доломитов. В них встречены водорослевые разности, напоминающие по И. Н. Крылову [4] строматолиты типа Baicalia. Мощность пачки изменчивая по простиранию — 35—50 м. Кварцито-сланцевая формация венчается 100-метровой мощностью светло-серых и зеленых кремней, в нижней части которых прослеживается горизонт, переполненный строматолитоподобными образованиями. Мощность формации 700 м.

Эпидотизированные кварц-полевошпатовые песчаники. Структура псаммитовая, текстура сланцеватая. Обломки представлены угловатыми разрушенными зернами кварца, полевых шпатов, погруженных в глинисто-хлоритный цемент. Кроме того, в нем имеется мелкий агрегат

серицита, эпидота. Цемент базальный. Размер обломков 0,10 — 0,24 мм. Хорошо заметна сланцеватость по параллельной ориентировке удлиненных зерен. Среди основной массы породы в виде линзочек присутствует карбонатизированное кремнистое вещество. Для кварца характерно волнистое угасание, у плагиоклазов различимы двойники. Встречаются крупные зернистые выделения эпидота и редкие рудные зерна.

Хлоритизированные кварц-полевошпатовые песчаники. Структура псаммитовая, текстура массивная, полосчатая. Угловатые, полуокатанные обломки кварца, плагиоклаза погружены в хлорит-серицитовый цемент. Цемент базальный, хотя и встречаются участки, где хлорит в виде каемки приурочен к стыку соседних обломков. Размер зерен колеблется в пределах 0,06—0,15 мм, преобладают крупные. Полосчатость породы обуславливается наличием карбонатных прослоек.

Алевритистые хлорит-карбонатные сланцы. Структура бластоалевритовая, микролепидобластовая, текстура сланцеватая. Мелкие редкие (0,01—0,05 мм) обломочки кварца, полевых шпатов разбросаны в цементе, представляющем переслаивание хлоритового и карбонатного материала. Все обломочки характеризуются разрушенными ограничениями. Редко встречается эпидот.

Кварцито-сланцевой формации по составу и положению в разрезе соответствуют одноименная формация западной части Киргизского хребта, зигальгинская, зигазино-комаровская свиты Южного Урала. К ней же близка голоустенская свита Прибайкалья, выделенная И. К. Королюк [10] как формация кварцевых песчаников.

Карбонатная формация согласно сменяет кварцито-сланцевую и сверху перерывом отделяется от вулканогенной толщи Терской серии. Она характеризуется простотой строения и несложностью состава, представленного исключительно известняками. Последние образуют выдержанные по мощности и одинакового состава по простиранию различные горизонты и пачки. В нижней части карбонатной формации выделяется пачка черных мелкоплитчатых тонкослоистых известняков мощностью до 20 м. В формации преобладают массивные темно-серые известняки. Обычно среднеплитчатые (20—30 см) их разности образуют пачки до 30—40 м, сменяющиеся грубоплитчатыми известняками. Среди темно-серых массивных известняков резко выделяются небольшие по мощности (5—10 м) горизонты светлых зернистых полосчатых известняков. Полосчатость характерная: серые миллиметровые полоски чередуются светлыми прослойками мощностью 4—5 мм. Грани-

цы контакта их ровные, параллельные. Макроскопически эти известняки сходны с верхней известняковой толщей сланцево-карбонатной формации. Мощность карбонатной формации не менее 500 м.

Темно-серые тонкозернистые известняки сложены различными по форме кальцитовыми зернами (0,05—0,10 мм). Промежутки между ними выполнены темным тонкораспыленным глинистым материалом, обуславливающим темный фон основной массы породы.

Полосчатые кристаллически зернистые известняки. Порода представляет переслаивание средне- (0,18—0,25 мм) и тонкозернистых (0,04—0,09 мм) прослоек. В среднезернистых кальцитовые зерна характеризуются зубчатостями, извилистыми ограничениями, в них хорошо выражены полисинтетические двойники и система спайности. В тонкозернистых — изометричные кальцитовые зерна с простыми ровными очертаниями. Границы этих прослоек параллельные, слегка волнистые.

По положению в разрезе карбонатной формации может соответствовать ленточно-слоистая сланцево-известняковая формация западной части Киргизского хребта, авзянская свита юрматинской серии Южного Урала, карбонатная геосинклинальная формация Прибайкалья. Во всех этих формациях присутствуют горизонты и пачки сланцев, тесно ассоциирующих с известняками и доломитами, чего мы не видим в рассматриваемой нами карбонатной формации. Возможно, в изучаемом нами районе она представлена лишь своими нижними частями.

ВЫВОДЫ

Резкость нижней и верхней границ рассматриваемого ряда формаций позволяют выделять их в самостоятельный комплекс.

Рифейские формации Тянь-Шаня в целом, по-видимому, представляют собой не единый тектонический цикл, как полагал относительно Урала Н. С. Шатский, а, по крайней мере, два — нижне-среднерифейские и верхнерифейский, образованные самостоятельными, резко обособленными комплексами.

Если в настоящее время с полным правом можно говорить об эвгеосинклинальном характере развития верхнерифейского комплекса, то и не менее обоснован миогеосинклинальный характер развития в нижнем—среднем рифее.

Для полноты ряда миогеосинклинальных формаций не хватает верхней флишево-молассовой формации, чужеродной

является и формация основания. Первое объясняется тем, что район с конца среднего рифея представлял собой поднятие. Наличие диабазовой формации также не является серьезным противоречием, так как аналогичные формации присутствуют в типовых рядах миогеосинклинальных формаций (айская свита Южного Урала).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гарань М. А. Западный склон и Центральная зона Урала. В сб.: «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий». 1963.
2. Келлер Б. М. Генетические ряды формаций на примерах Урала и Кавказа. В сб.: «Мат-лы Новосиб. конференции по учению о геол. формациях», т. I, 1955.
3. Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. ИГи АН СССР, вып. 109, серия геол., (№ 34), 1949.
4. Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1965.
5. Киселев В. В. Эвгеосинклинальные комплексы рифея и нижнего палеозоя в западной части Киргизского хребта. Автореф. канд. дисс., 1965.
6. Киселев В. В., Королев В. Г., Нурманбетов К. К. Стратиграфия докембрия в верховьях реки Малый Нарын (Терской Ала-Тоо). В сб.: «Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня». Изд-во «Илим», 1965.
7. Королев В. Г. К изучению древних толщ Северного Тянь-Шаня. Тр. ИГи АН Киргиз. ССР, вып. 8, 1956.
8. Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. Изд. АН СССР, 1960.
9. Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. Изв. Киргиз. филиала Всесоюз. геогр. о-ва, вып. 3, 1961.
10. Королюк И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1962.
11. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
12. Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. Избранные тр., т. 3. Изд-во «Наука», 1965.
13. Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Избранные тр., т. 3. Изд-во «Наука», 1965.

А. БАКИРОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ РИФЕЯ И НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ БАСЕЙНА РЕКИ ЧОН-КЕМИН

Древние формации бассейна р. Чон-Кемин в литературе еще не описаны. В настоящей работе автор делает первые попытки формационного анализа и не претендует на полноту описания всех формаций района. Основное внимание уделяется формациям рифея и нижнего палеозоя.

В бассейне р. Чон-Кемин выделяются три крупные структуры первого порядка: Заилыйский и Кунгейский антиклинории и разделяющий их Кеминский синклинорий (рис. 1). Все описываемые формации встречены в пределах последнего. Кеминский синклинорий имеет блоковое строение. Наиболее крупные—Северо-Кеминский, Западно-Кунгейский и Южно-Кеминский блоки—характеризуются самостоятельными типами разрезов, особенностями складчатых и разрывных структур и степенью вторичных изменений пород [2]. Наиболее ярко обособленность этих блоков проявляется при формационном анализе. Вопросы стратиграфии и тектоники древних толщ бассейна р. Чон-Кемин рассмотрены ранее [1, 2].

При выделении и изучении формаций автор придерживался определения, данного Н. С. Шатским [28, 29].

Формации рифея

В пределах Кеминского синклинория в рифее выделены геосинклинальная карбонатная, зеленокаменная и флишевая формации. Ниже приведем краткое их описание.

Геосинклинальная карбонатная формация снизу отделена перерывом от маломощной вулканогенно-терригенной толщи и сверху резко сменяется зеленокаменной формацией. Строение последней довольно сложное. Для нее характерно чередование толстослоистых белых мраморов с тонкослоистыми черными или темно-серыми разностями, которые в общем занимают 70—80% объема формации. Встречаются бластоалевритовые и бластосаммитовые, а также гра-

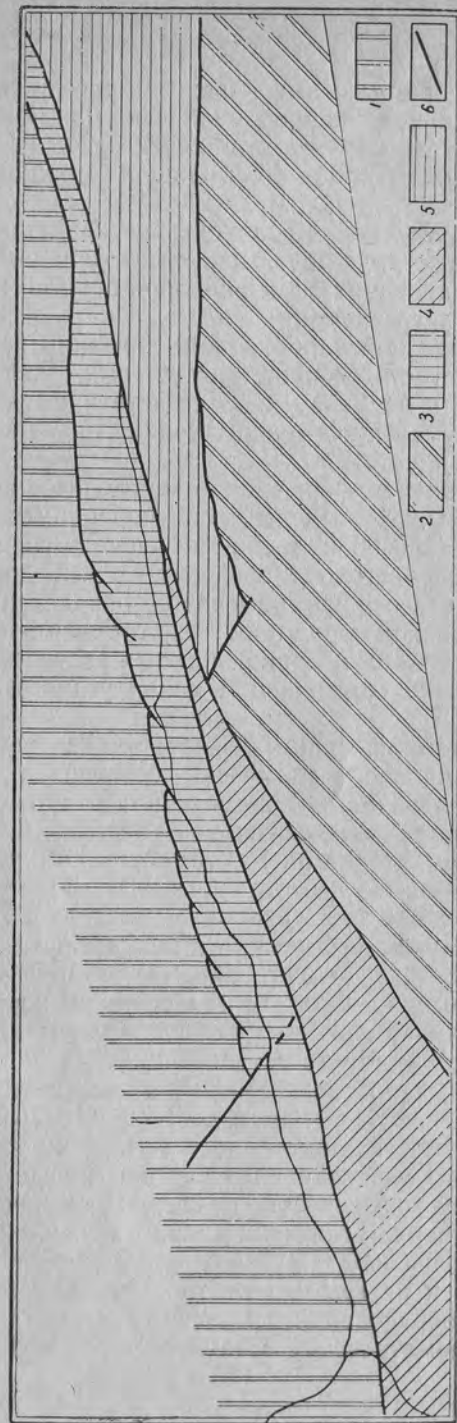


Рис. 1. Тектоническое районирование бассейна р. Чон-Кемин. 1 — Заилыйский, 2 — Кунгейский антиклинории, 3—5 — Кеминский синклинорий (3 — Северо-Кеминский, 4 — Западно-Кунгейский и 5 — Южно-Кеминский блоки), 6 — крупные разломы

фито-кварцитовые сланцы и амфиболовые роговики. В основании геосинклинальной карбонатной формации залегает горизонт полимиктовых и известняковых рассланцованных конгломератов мощностью 25—45 м. Общая мощность около 1000 м.

Вышеперечисленные породы сложно переслаиваются между собой. Они замещают друг друга как в латеральном, так и в вертикальном направлениях, изменяясь при этом по мощности слоев и частоте их встречаемости.

Для геосинклинальной карбонатной формации характерна параллельная слоистость. Мощность отдельных слоев варьирует в пределах от 1 и до 1—2 мм, т. е. встречаются мощные, толстые, средние, умеренно тонкие, тонкие, до листоватых, слоистые разности пластов.

Основной компонент формации — мраморизованные известняки и мраморы, распределены они неравномерно. Часто образуют мощные (30—60 м) пачки, но нередко горизонты их маломощные и колеблются в пределах от 3—5 до 10 м. В мраморизованных известняках намечается определенная зависимость между окраской пород и их слоистостью: белая окраска характерна для толсто- и мощнослоистых разностей. Окраска пород обусловлена содержанием в них углисто-графитистого вещества.

В темных мраморизованных известняках встречаются неопределимые микропроблематические остатки.

Пласты мраморизованных известняков и мраморов, особенно маломощные, часто чередуются с бластопсаммитовыми и бластоалевритовыми сланцами. Местами терригенные породы образуют крупные линзы, достигающие 100—150 м мощности, однако обычная их мощность варьирует в пределах 0,5—3 м.

Графито-кварцитовые сланцы, хотя и занимают небольшую часть формации (5—10% общего объема), однако являются очень характерным ее членом. Их присутствием хорошо отличается сама геосинклинальная карбонатная формация от других карбонатных толщ, часто встречающихся в этом районе. Мощность отдельных прослоев графито-кварцитовых сланцев колеблется в пределах от 5—10 см до 1—2 м. Внутри отдельных слоев наблюдается тонкая (до 1 мм) микрослоистость. Местами они, часто переслаиваясь с черными графитистыми мраморами, образуют горизонты до 25—40 м мощности.

Как видно, описанная формация характеризуется довольно большой мощностью (~1000 м), сложным и изменчивым внутренним строением и пестрым составом при резком преобладании карбонатных образований. Наличие графитистого вещества и микропроблематических остатков в мраморизованных

известняках, а также приуроченных к ним графито-кварцитовых (углисто-кремнистых) пород позволяет предположить, что они образовались за счет органогенных или органогенно-хемогенных осадков. Одновременно с ним формировались разнообразные терригенные породы, количество которых сильно меняется как по простиранию, так и по вертикали формации, замещая и вклиниваясь в карбонатные образования. Эти особенности формации довольно хорошо свидетельствуют о том, что во время ее формирования в районе существовал подвижный, неустойчивый тектонический режим, следовательно, отнесение ее к геосинклинальной карбонатной формации нам кажется обоснованным.

Описанная формация является частью сланцево-карбонатной формации Северного Тянь-Шаня, выделенной В. Г. Королевым [12]. По общим признакам она может быть аналогом наиболее детально изученной И. К. Королюк «карбонатной геосинклинальной формации» рифея Прибайкалья [13], а также кремнисто-карбонатной формации рифея и кембрия Горной Шории и Восточного Саяна [17].

Зеленокаменная формация резко, без видимого разрыва и несогласия сменяет геосинклинальную карбонатную формацию, сверху перекрывается полимиктовыми конгломератами и песчаниками, которые условно относятся к базальным слоям флишевой формации. Видимая неполная мощность формации 300 м.

Изучение зеленокаменной формации в нашем районе сильно затруднительно, так как, во-первых, она имеет небольшие изолированные выходы, и, во-вторых, всюду интродуцирована байкальскими и каледонскими батолитовыми гранитоидами, вследствие чего породы формации претерпели метаморфизм разной степени. В участках наименьшего метаморфизма она представляет собой неслоистый массив, в котором не удается определить даже элементов залегания толщ. В таких местах формация полностью сложена черными диабазами с хорошо сохранившейся первичной структурой. По простиранию в диабазах появляется обломочная структура и, по-видимому, они переходят в брекчиевую лаву. В основном породы формации интенсивно изменены, перекристаллизованы. В наиболее сильно метаморфизованных участках (в верховьях рек Туюк и Тору-Айгыр) вся толща превращается в эпидото-полевошпатовые амфиболиты со сланцеватой и полосчатой текстурами. В них остаются лишь реликты диабазов. Несмотря на рассланцевание пород и микроскладчатость, местами на выветрелой поверхности в них можно увидеть первичную лавобрекчиевую структуру.

Эта формация является аналогом детально описанной В. В. Киселевым зеленокаменной формации рифея западной части Киргизского хребта [10]. Возможно, что они являются отдельными выходами одной и той же формации. Аналогичные же образования в рифейских отложениях в последние годы описаны А. А. Недовизиным в Чу—Балхашском водоразделе и Юго-Восточной Бетпак-Дале [19]. В более молодых отложениях зеленокаменная формация Кеминского синклинория находит своих аналогов в широко известной зеленокаменной (спилито-диабазовой) формации нижнего кембрия Северного Тянь-Шаня [10, 12], в Горно-Алтайских диабазовых формациях рифея и кембрия, спилито-кератофировой формации силура окрестностей месторождения Блявы на Урале и юрской спилито-кератофировой формации Центрального Кавказа [15].

Флишевая формация сверху с угловым и азимутальным несогласием отделяется от геантиклинальной терригенно-карбонатной формации нижнего палеозоя. Подошва формации в пределах Южно-Кеминского блока не вскрывается, но в Западно-Кунгейском блоке на зеленокаменной формации лежит толща песчаников и конгломератов, которая условно относится к базальным слоям флишевой формации. По всей вероятности, между зеленокаменной и флишевой формациями происходил размыв и внедрение интрузивных тел, так как в песчаниках флиша часто встречаются обломки уже метаморфизованных пород геосинклинальной карбонатной формации и эффузивов основного состава. Общая мощность флишевой формации более чем 1500 м.

Формация имеет довольно сложное строение. Она состоит из аргиллито-песчаного (флиша) и пестроцветного вулканомиктового комплексов. Под комплексом или литологическим комплексом, согласно И. В. Хворовой [24, 25], мы подразумеваем парагенетическое сочетание пород, входящее в состав формаций и объединяющее в себе группу элементарных породных ассоциаций, связанных общностью условий образования.

Аргиллито-песчаный комплекс (флиш) составляет около 70% всей формации суммарной мощностью 1100 м. Характерной чертой этого комплекса является ритмичное чередование зернистых пород с аргиллитами. Каждый ритм обычно начинается песчаником, редко гравелитом. В пределах одного ритма размерность песчаника снизу вверх постепенно меняется от крупнозернистого до мелко- и тонкозернистого, далее вверх он постепенно переходит в алевролиты и затем в аргиллиты, об-

разуя, таким образом, асимметричную слоистость (graded bedding). Первый элемент ритма нередко начинается гравелитами, и можно считать, что он состоит из трех подэлементов: Ia — гравелита, Ib — песчаника и Ic — алевролита. Все они имеют полимиктовый состав. Вторым элементом ритма — известковистые породы — в рассматриваемом флише отсутствуют, третий элемент представлен сланцеватым аргиллитом. Окраска пород в основном серая со слабо-зеленоватым оттенком. Наиболее темной окраской обладают аргиллиты.

Характер ритма изученного нами флиша имеет следующий вид: Ia → Ib → Ic → III; Ib → Ic → III; Ib → Ic, т. е. ритмы являются неполными и двух-, трех- и четырехкомпонентными. Наиболее часто встречается вторая разновидность ритма, остальные играют весьма подчиненную роль. Границы между ритмами резкие, неровные, а между элементами ритма — довольно четкие, благодаря сланцеватой текстуре аргиллита. Мощность первого элемента ритма варьирует в пределах от 0,2 до 0,5, редко — до 1 м, а третьего элемента — от 0,05 до 0,15 м. Мощность ритмов колеблется в пределах 0,3—0,7 м, редко достигает 1—1,2 м. Часто группа мелких ритмов образует пачку мощностью до 15—40 м. В нижней части таких пачек зернистость и мощность первого элемента ритма достигает наибольшего значения. Здесь ритм приобретает вид Ib > Ic > III, т. е. роль алевролитов и аргиллитов второстепенная. В этой части пачки появляются ритмы типа Ia → Ic → Ib → III. По направлению вверх зернистость песчаников и мощность их слоев уменьшается, наоборот, увеличивается роль алевролитов и аргиллитов. В верхней части таких пачек ритм приобретает вид Ib < Ic < III.

В флише почти всегда наряду с параллельной встречаются косая, диагональная и волнистая слоистость, а также подводнооползневые складки (рис. 2). Обычное распределение таких текстурных признаков внутри ритма в изученном нами флише выглядит следующим образом. В самой нижней части ритма в песчаниках и гравелитах слоистость часто отсутствует. Выше, в алевролитах, вначале обычно появляется параллельная слоистость. Толщина слоев снизу вверх



Рис. 2. Характер слоистости и подводнооползневых складок флиша.

постепенно уменьшается, достигая от 1 см до долей миллиметра. Далее они переходят в волнистую, вогнуто-выпуклую и наклонную слоистости, встречающиеся или каждая в отдельности, или совместно, образуя между собой сложное сочетание. Крутизна их сильно изменчивая. Часто параллельная и наклонная слоистость в разрезе перемежаются. Еще выше во многих случаях появляются мелкие складки причудливой формы. Они обычно не выходят за пределы одного слоя мощностью 2—10 см и представляют собой сингенетичные образования, созданные еще в вязком состоянии осадков в подводных условиях. В верхней части ритма, в аргиллитах, первичная слоистость сильно затушевана из-за сланцеватости, параллельной напластованию. Однако часто можно в них наблюдать весьма тонкую нечеткую параллельную слоистость.

На поверхности ритмов часто отмечаются гиероглифы. Встречены позитивные гиероглифы на верхней поверхности ритма. Они представляют собой слепки различной формы: в плане изометричные, вытянутые, шириной до 10 см, в поперечном срезе — обычно асимметричные — пологие с одной стороны, крутые — с другой, даже с небольшим опрокидыванием. Высота позитивных гиероглифов достигает 2—2,5 см.

В строении флишевой формации аргиллито-песчаный комплекс (флиш) повторяется дважды — внизу и вверху, разделяясь пестроцветным вулканомиктовым комплексом. Нижний и верхний аргиллито-песчаные комплексы, наряду с общими чертами сходства, имеют следующие различия.

1. Нижний аргиллито-песчаный комплекс характеризуется терригенным полимиктовым составом, в верхний же — наряду с таковыми вплетаются элементы вулканомиктовости. В нижнем флишевом комплексе гравелитовые породы не встречены, тогда как в верхнем они отмечены в нескольких местах.

2. В нижнем комплексе нижний элемент ритма по переходу вверх по разрезу уменьшает свою зернистость. Например, в нижней части флиша ритм начинается грубо- и крупнозернистыми песчаниками, выше они становятся среднезернистыми и далее — мелкозернистыми. В строении верхнего флиша наблюдается обратная картина, крупность зерен первого элемента ритма растет снизу вверх, т. е. в нижней части комплекса ритм начинается с мелко- и среднезернистого песчаника, выше — с крупнозернистого и далее вверх — с грубозернистого песчаников и гравелитов.

3. Окраска пород нижнего аргиллито-песчаного комплекса в общем серая. Только в верхней его части появляются редкие прослой малиновых, зеленых и черных алевролитов и аргиллитов. Верхний аргиллито-песчаный комплекс в нижней части

имеет бурый цвет с малиновыми и зелеными прослоями, а в верхней части — он исключительно темно-серый и зеленовато-серый.

Таким образом, по типу строения нижний и верхний аргиллито-песчаные комплексы являются до некоторой степени зеркальным отражением друг друга и представляют собой соответственно трансгрессивную и регрессивную части формации.

Пестроцветный вулканомиктовый комплекс с эффузивами слагает около 30% объема флишевой формации. Он «вклинивается» между двумя аргиллито-песчаными комплексами. Для него характерно чередование бурых, малиновых и ярко-зеленых вулканомиктовых песчаников, алевролитов и кремнистых аргиллитов. Примечное соотношение их одинаковое. Мощность отдельных слоев варьирует от 0,5—0,7 до 5—10 м, часто 2—3 м. Переходы между пластами резкие. Градационной слоистости не наблюдается. Часто отмечаются выклинивания слоев. В этом комплексе встречаются небольшие покровы эффузивов, которые по составу колеблются от андезитовых порфиритов до кварцевых порфиров. Мощность их 1—3 м.

Пестроцветный комплекс генетически не связан с флишевой формацией и является чуждым, аллофильным членом формации — по терминологии Н. С. Шатского [29]. По всей вероятности, этот комплекс представляет собой вклинившийся «язык» другой — граувакковой или кремнево-сланцевой формации, располагавшейся, по многим признакам, южнее Кеминского синклиория. По-видимому, вследствие поднятия Кунгей-Киргизского (или Иссык-Кульского) массива она полностью размылась.

Все описанные выше комплексы флишевой формации не имеют резких границ и сменяют друг друга постепенно.

Во время образования флишевой формации тектоническая обстановка района, по-видимому, имела следующий вид. К северу от Чилико—Кеминского разлома находился Муюн-Кумский (или Заилийский) жесткий массив дорифейской консолидации, который, возможно, в рифее вел себя как геоантиклинальная структура или представлял собой край Муюн-Кумско—Казахской платформы. Южнее Чилико—Кеминского разлома лежала Кунгей—Терскейская геосинклиальная область. Полоса Южно-Кеминского и Западно-Кунгейского блоков, по-видимому, представляла узкий флишевый трог, окаймленный с юга, возможно, и с севера кордильерами. Основной материал привносился с юга. Южнее, в районе оз. Иссык-Куль, располагался типичный внутренний геосинклиальный

прогиб, где накапливалась граувакковая или кремнево-сланцевая формация и происходили эффузивные излияния. Думается, что представителем этой формации и является пестроцветный комплекс, «вклинившийся» в флишевую формацию.

Как видно, описываемая формация несколько отличается от типичной флишевой формации Урала, Кавказа, Карпат и Прибайкалья, описанных в работах Н. Б. Вассоевича [4], Ю. М. Пушаровского [21], Б. М. Келлера [9], В. Н. Григорьева [5], Н. В. Логвиненко, Г. В. Карповой, К. Д. Шандыбой, Д. П. Шапошниковой [16], В. Н. Григорьева, М. А. Семихатова [6], И. В. Хворовой [24], М. А. Семихатова [22] и И. К. Королук [13]. Основным отличием является «вклинивание» в флиш пестроцветного вулканомиктового комплекса с эффузивами довольно значительной мощности (около 400 м). Однако это не противоречит отнесению рассмотренной толщи к флишевой формации, так как флиш в ней резко преобладает, является главным членом формации (по терминологии Н. С. Шатского [29]).

Формационный ряд рифея

Наиболее нижние формации рифея в бассейне р. Чон-Кемин не выходят. В восточной части Киргизского хребта, по данным В. М. Рожента и Н. Суюнбаева, ниже геосинклинальной карбонатной формации еще выходит толща мраморов и амфиболовых сланцев, а на южном склоне хребта Терской Ала-Тоо — карбонатно-сланцевая и базальная формации, выделенные В. В. Киселевым, В. Г. Королевым и К. Нурманбетовым [11]. Видимая часть вертикального ряда формаций рифея в бассейне р. Чон-Кемин имеет следующий вид: геосинклинальная карбонатная → зеленокаменная → флишевая. Даже в таком виде этот ряд образует цикл осадконакопления, характеризующий полный этап геосинклинального развития земной коры. Судя по характеру формаций, на раннем этапе рифея район представлял собой многогеосинклиналь, только с времени образования зеленокаменной формации он приобретает черты эвгеосинклинали.

Формации нижнего палеозоя

Среди нижнепалеозойских отложений Кеминского синклинория выделяются базальная терригенная, вулканогенно-осадочная, геосинклинальная терригенно-карбонатная, порфирировая и нижняя молассовая формации. Базальная терригенная и вулканогенно-осадочная развиты в пределах Северо-

Кеминского блока и по времени своего формирования примерно соответствуют геосинклинальной терригенно-карбонатной формации, развитой в пределах Южно-Кеминского блока. Порфирировая встречается в пределах Южно-Кеминского и Западно-Кунгейского блоков, а нижняя молассовая формация — в Северо- и Южно-Кеминском блоках.

Базальная терригенная формация в Северо-Кеминском блоке начинает палеозойский формационный ряд. Формация состоит из двух субформаций: песчаниковой и сланцевой. Суммарная мощность не менее 1300 м.

Песчаниковая субформация в основном (~60%) сложена аркозово-кварцевыми песчаниками, но в значительном количестве содержится конгломераты и алевролиты. В строении этой субформации выделяются три литологических комплекса: конгломерато-песчаниковый, песчаниковый и алевролитопесчаниковый. Они имеют взаимопереходы.

Конгломерато-песчаниковый комплекс приурочен к нижней части субформации. Выходы этого комплекса встречены в районе озер Джашил-Куль и Кош-Куль, а также к северо-востоку от оз. Челек. В районе озер Джашил-Куль и Кош-Куль видимая часть комплекса представлена неслоистым гнейсовидным массивом ороговикованных конгломератов и песчаников. Они не образуют обособленных друг от друга горизонтов или пластов, у них нет резких границ. Переходы между ними постепенные и осуществляются путем сгущения или разрежения галек, редко валунов. Даже в чистых песчаниках можно встретить рассеянные гальки. В нижней части комплекса преобладают конгломераты, которые образуют сплошную массу видимой мощностью около 100 м. Постепенно вверх все большую роль в его строении начинают играть песчаники. В верхней части комплекса среди песчаников конгломераты слагают линзовидные тела 3—5-метровой мощности. Состав пород комплекса полимиктовый, окраска их серая с зеленоватым оттенком. Общая мощность комплекса в этой части не менее 400 м.

К северо-северо-востоку от оз. Челек, в приводораздельной части гребня, конгломерато-песчаниковый комплекс прижат к небольшому разлому и представлен сложным переплетением кварцито-песчаников и развальцованных конгломератов, переходящих в гравелиты. Конгломераты и гравелиты образуют разного рода линзовидные тела или небольшие горизонты мощностью от 3—5 до 10 м среди кварцито-песчаников. Стратиграфически вверх они постепенно переходят в песчаниковый комплекс, в котором также встречаются небольшие (до 20 см мощность и 2—3 м протяженность) редкие линзы гравелитов. Границы конгломератов, гравелитов и песчаников раз-

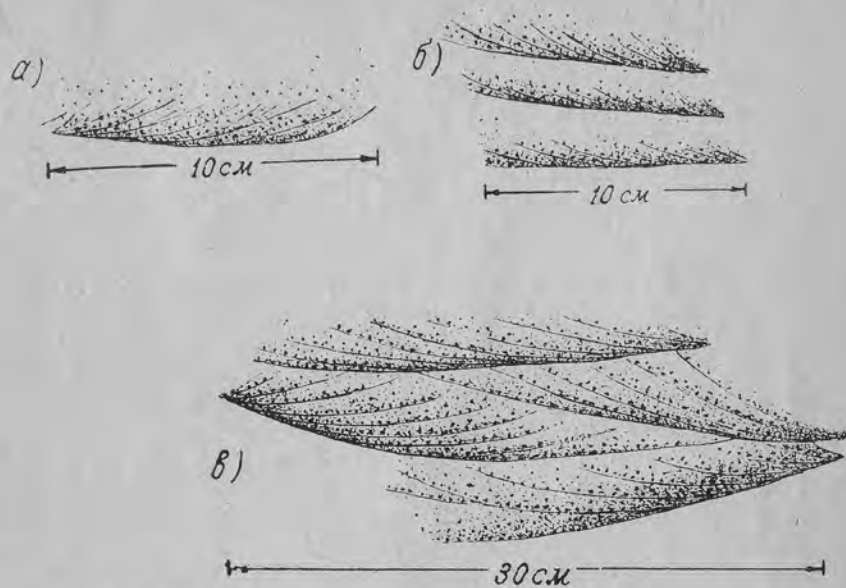


Рис. 3. Типы косой слоистости в песчаниках базальной терригенной формации.

мазаные, нечеткие. Общая видимая мощность комплекса 50—100 м.

Песчаниковый комплекс в нижней части представляет собой неслоистый массив с редкими включениями галек. В верхней части появляются отчетливые, хотя и грубые (1—2 м) слои. Для песчаников характерна косая слоистость, которая имеет три типа (рис. 3). Типы а и б преимущественно тяготеют к наиболее нижней части комплекса, тип в появляется в самом верху. Песчаники в основном (60—70%) имеют олигомиктовый аркозово-кварцевый состав, хотя немалую роль играют и граувакково-аркозовые разности (по классификации А. Г. Коссовской, [14]). Общая окраска пород комплекса серая с зеленоватым оттенком. Мощность около 200 м.

Алевролитопесчаниковый комплекс является связующим звеном между песчаниковой и сланцевой субформациями. Он имеет постепенные переходы как вниз, так и вверх. Для него характерна ритмичная градационная слоистость, которая выражается в чередовании слоев песчаников, алевролитов и аргиллитов, постепенном сменяющих друг друга снизу вверх. Мощность отдельных слоев варьирует в пределах 5—10 см.

Редко отмечаются диагональная перекрещивающаяся слоистость и подводно-оползневые складки, приуроченные к верхней части ритма. Общая окраска пород комплекса серая и темно-серая. Мощность его колеблется от 30—50 до 150—300 м в районе озер Джашил-Куль и Кош-Куль, в средней части комплекса виден 50-метровый горизонт средне- и крупнозернистых светло-серых мономинеральных кварцевых песчаников.

Сланцевая субформация базальной терригенной формации распространена наиболее широко. Верхняя ее часть всюду срезана разломом, внизу она связана постепенными переходами с песчаниковой субформацией. Сланцевая субформация в основном (90%) сложена бласто-алевритовыми и бласто-аргиллитовыми сланцами. В них содержатся небольшие линзовидные прослои мраморизованных известняков. В наиболее слабо измененных участках для сланцев обычна в общем темно-серая и серая окраска, тонкая (1—2 см), нередко волнистая слоистость. В более метаморфизованных участках породы имеют зеленую и зеленовато-серую окраску, характер слоистости чаще всего замазывается и толща приобретает монотонный облик. В породах сланцевой субформации постоянно присутствуют вкрапленники пирита.

Известняковые горизонты характеризуются своеобразным строением: состоят они из линзочек мрамора мощностью 2—3 см, длиной от 5—10 см до 0,5—1 м, разделенных бластопелитовыми серицито-хлоритовыми сланцами. Очевидно, они первоначально представляли собой тонкое переслаивание аргиллитов и известняков, а затем известняки были будинированы.

Строение сланцевой субформации во всем Северо-Кеминском блоке постоянное. Только на гребне между реками Коконбулак и Алма-Ата в верхней части субформации появляется толща, представленная внизу полимиктовыми конгломератами (10 м), выше—песчаниками и алевролитовыми сланцами общей мощностью сверху около 50—75 м.

Подытоживая вышеизложенное, укажем, что базальная терригенная формация является сложно построенным геологическим телом, обладающим довольно пестрым составом. Состав и структурно-текстурные признаки пород свидетельствуют, что нижняя часть формации сложена наземными и прибрежно-морскими, а верхняя ее часть—морскими, относительно глубоководными образованиями. Следовательно, формация формировалась в условиях преобладания погружения Северо-Кеминского блока над осадконакоплением.

«Обломочный костяк» конгломератов, гравелитов и песча-

ников представлен продуктами разрушения пород дорифейского фундамента, слагающих Запильский антиклинорий. Очевидно, привнос терригенного материала происходил с севера, со стороны Муюн-Кумского массива. В этом отношении базальную терригенную формацию можно отнести к категории аллохтонных геосинклинальных формаций Н. П. Хераскова [26].

По основным признакам базальная терригенная формация является аналогом «базальной формации» кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии [3], а также формации кварцевых песчаников рифея Прибайкалья [13]. Сходные образования под названием «базальной моласовой формации» описаны В. Н. Григорьевым в Тейско-Канском прогибе Западной окраины Сибирской платформы [7]. Нижние комплексы анализируемой формации являются аналогами «красноцветной» автохтонной континентальной формаций, а верхние комплексы — «сероцветной» песчано-сланцевой формации рифея Тянь-Шаня, выделенные впервые В. Г. Королевым [12].

Вулканогенно-осадочная формация не имеет нормативных взаимоотношений с базальной терригенной формацией. Всюду в бассейне р. Чон-Кемин они контактируют по разлому. Однако их тесная пространственная связь, одинаковый стиль тектоники и степень вторичных изменений пород позволяют предположить, что между ними нет крупных несогласий. От моласовой эта формация отделяется угловым несогласием. Видимая мощность вулканогенно-осадочной формации более 2500 м. Формация имеет сложное строение. Она слагается вулканогенно-осадочной песчано-сланцевой (кремнево-сланцевой) и вулканогенной субформациями, которые сменяют друг друга по вертикали и частично латерально, имея между собой постепенные переходы.

Вулканогенно-осадочная песчано-сланцевая субформация слагает нижнюю часть формации. Первенствующее значение в ее строении имеют вулканомиктовые и бластопелитовые сланцы, составляющие около 60% всего объема субформации. Часто они образуют монотонную толщу серого и зеленого цветов. Среди указанных сланцев встречаются горизонты вулканомиктовых и граувакковых песчаников, известняков и реже — кремнистых сланцев. Во многих местах отмечаются переслаивающиеся между собой граувакковые песчаники и алевролиты с мощностью горизонтов до 30—40 м. Эти песчаники и алевролиты ритмично-слоисто переслаиваются с мощностью отдельных слоев по 20—30, а местами 2—5 см.

В наиболее слабо измененных местах в породах содержатся остатки трилобитов и брахиопод, особенно обильны они в известняках. Внутри формации отмечены горизонты серых и красных полимиктовых конгломератов мощностью 5—30 м. В северной краевой части Северо-Кеминского блока несколько повышается роль кремнистых сланцев, а также белых и серых рассланцованных мраморизованных известняков, встречающихся в виде пластообразных линз мощностью до 1—3 м. Однако в нижней части формации, но намного выше ее основания, появляются линзы конгломератов, отсутствующих в более южных выходах.

По южному краю западной половины Северо-Кеминского блока в верхней части вулканогенно-осадочной субформации отмечаются горизонты полимиктовых конгломератов. В их гальке встречаются хорошо окатанные обломки белых кварцитов и гранитоидов. Мощность конгломератов 1—5 м. Они не образуют маркирующих горизонтов и, по-видимому, представляют собой пластообразные линзы.

Вулканогенная субформация занимает верхнюю часть описываемой и согласно, с переключением, налегает на вулканогенно-осадочную песчано-сланцевую субформацию.

В восточной части Северо-Кеминского блока вулканогенная субформация сложена на 80—90% агломератовыми и лапиллиевыми туфами, а также брекчиевыми лавами диабазовых и андезитовых порфиритов, которые образуют неслоистые массивы мощностью от 130 до 500 м. По простиранию брекчиевые лавы нередко переходят в гравийные и псаммитовые туфы с редкими обломками более крупного размера. Между толщами брекчиевых лав и агломератовых туфов встречаются горизонты, представленные зелеными вулканомиктовыми песчаниками и ритмично-слоистыми песчано-сланцевыми породами. Их мощность варьирует в пределах 30—50 м. Слоистость в них в основном параллельная, однако нередко отмечается волнистая и диагональная перекрестная слоистость. Мощность отдельных слоев песчано-сланцевых пород колеблется в пределах 3—1 см, реже — 5—1 мм.

Окраска пород субформации зеленая. Очень редко появляются небольшие горизонты (2—3 м) агломератовых туфов бордового цвета. Общая мощность субформации более 700—1000 м.

В западной части Северо-Кеминского блока основная роль в строении вулканогенной субформации принадлежит агломератам, хотя среди них встречаются псаммитовые и алевролитовые туфы.

Как видно, вулканогенно-осадочная формация имеет сложное строение. Она образована породами как вулканогенного, так и терригенного происхождения. Незначительная роль в ее строении принадлежит органогенным (известнякам) и хемогенным (кремням) материалам. По всей вероятности, в описываемой формации мы имеем дело с переходными частями двух самостоятельных, но генетически тесно связанных формаций — зеленокаменной (диабазовой?) и кремнево-сланцевой. На данном этапе нам кажется преждевременным обособление их в качестве самостоятельных. Формация характеризуется значительной мощностью (более 2500 м) и довольно большой фациальной изменчивостью. Накопление формации происходило во время максимального прогиба Северо-Кеминской геосинклинали в условиях хорошей проницаемости земной коры.

По своему положению в ряду формаций и строению сходная ей формация описана Н. Г. Бродской в кайнозойских геосинклинальных прогибах Сахалина, Камчатки и Японии [3].

Геоантиклинальная терригенно-карбонатная формация охватывает время от нижнего кембрия до среднего ордовика включительно. Формация целиком приурочена к Южно-Кеминскому блоку. Она с угловатым несогласием лежит на флишевой формации рифея, вверху с разрывом и скрытым угловым несогласием перекрывается порфиритовой формацией. Мощность геоантиклинальной терригенно-карбонатной формации меняется в зависимости от того, в какой части Чолпон-Атинского поднятия расположен разрез. В осевой части поднятия формация совсем выклинивается, на восточном его погружении имеет мощность 290—375 м, а на южном крыле (в верховьях р. Чон-Ак-Су) только верхняя половина формации достигает 400—450 м. В общем для этой формации характерна малая мощность при охвате большого стратиграфического интервала, большое количество мелких внутриформационных разрывов, довольно пестрый состав, быстрая смена фаций как по вертикали, так и латерально при большой устойчивости основного набора пород, состоящего из ограниченного числа породных ассоциаций. Общая окраска пород формации серая и светло-серая.

Большую роль в строении формации играют карбонатные (60—70%) и терригенные (40—30%) породы. Редко встречаются вулканомиктовые образования.

В составе геоантиклинальной терригенно-карбонатной формации снизу вверх выделяются следующие комплексы пород.

1. Песчано-конгломератовый комплекс характерен для ниж-

ней части формации. Ему присуще преобладание красноцветных полимиктовых конгломератов с линзовидными включениями песчаников. Вдали от ядерной части Чолпон-Атинского поднятия песчаники переслаиваются с конгломератами, а вверх по разрезу нацело замещают их. Вблизи ядерной части этого поднятия песчаники, залегающие выше конгломератов, почти полностью выклиниваются, достигая в максимумах 1 м мощности. В этом месте встречаются лишь небольшие линзы песчаников внутри конгломератов. Для комплекса характерно отсутствие ритмичности, хорошо выдержанной слоистости, а также резкой дифференциации песчаников и конгломератов.

2. Комплекс обломочно-детритовых и глинистых известняков — это комплекс своеобразных пород, внизу совершенно неслоистых обломочно-детритовых, переходящих вверх в тонкослоистые комковатые глинистые известняки. Нижняя и верхняя границы комплекса резкие. Внизу он налегает то непосредственно на конгломераты, то на алевролиты, вверху перекрывается алевролитами.

3. Комплекс полимиктовых аргиллитов и алевролитов с олигомиктовыми аркозово-кварцевыми песчаниками характерен для отложений аренигского яруса нижнего ордовика и местами появляется в среднем ордовике. Ему присуще преобладание пластов алевролитов, занимающих около 50—60% объема комплекса, значительна роль аргиллитов (30—40%). Довольно часто отмечаются прослойки олигомиктовых полевошпато-кварцевых песчаников небольшой мощности (от 2—5 см до 1—3 м и лишь в одном месте — до 10 м). Комплекс характеризуется значительной выдержанностью пластов и даже прослоев, хорошей дифференцированностью пород, параллельной слоистостью и отсутствием какой-либо ритмичности в осадконакоплении. Они в большом количестве несут остатки граптолитов.

4. Обломочный карбонатный комплекс характерен для отложений лланвирна + лландейло. На участках, близких к осевой части Чолпон-Атинского поднятия, ему свойственна своеобразная ассоциация пород — известняковых конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, образующих ритмичное чередование.

В ядерной части Чолпон-Атинского поднятия в толще выделяются четыре ритмопачки, которые объединяют определенную группу ритмов. Каждая ритмопачка начинается известковыми конгломератами мощностью 5—16 м. Выше по разрезу переслаиваются известняковые песчаники (по 0,5—2 м) и известняковые алевролиты (0,05 до 2,5 м). Далее вверх мощность слоев сильно уменьшается и песчано-алевролитовая

толща приобретает тонкослоистый (от 3—2 до 0,5 мм) облик. Мощность этой части ритмопачки колеблется от 8—10 до 80 м. В верхней части ритмопачки появляются известняковые аргиллиты черного цвета, тонко переслаивающиеся с известняковыми песчаниками и алевролитами. Мощность этой части ритмопачки достигает 8 м. В нижней части толщи мощность отдельных ритмопачек наибольшая (90—80 м), кверху она постепенно уменьшается, достигая 15 м. Грубослоистые (1—2 м) известняковые песчаники и алевролиты встречены только в нижних ритмопачках, в верхней части толщи они исчезают. Переход между слоями во многих случаях резкий. В верхних частях ритмопачек ритмы приобретают градационную слоистость. В породах в обилии содержатся остатки брахиопод, трилобитов, гастропод, остракод и других. В аргиллитах в большом количестве встречены граптолиты и беззамковые брахиоподы.

В разных частях толщи, нарушая ее ритмичный характер, попадаются прослои (до 20 см, реже до 1—2 м мощности) олигомиктовых полевошпато-кварцевых песчаников, полимиктовых алевролитов и песчаников, аналогичных таковым из 3-го комплекса. Имеются также вулканомиктовые песчаники и алевролиты.

Довольно часто известняковые конгломераты и песчаники по простиранию и реже по вертикали переходят в серые и черные органогенные известняки. С удалением от ядерной части Чолпон-Атинского поднятия известняковые конгломераты исчезают, в строении комплекса подавляющее значение приобретают уже серые и черные известняки. Встречаются прослои известняковых песчаников и алевролитов.

Таким образом, геоантиклинальной терригенно-карбонатной формации присуще своеобразное сочетание пород. Судя по характеру толщ, их напластованию, комплексу органических остатков, эта формация образовалась в обстановке интенсивных колебательных тектонических движений, причем фундамент прогиба не испытывал больших опусканий. Осадконакопление все время происходило в прибрежной части моря, где резко чувствовались малейшие колебания земной коры, послужившие причиной многочисленных внутрiformационных разрывов. Обильное содержание пирита во всех породах формации является показателем восстановительных морских условий осадконакопления. Довольно пестрый состав формаций, значительная фациальная изменчивость как по простиранию, так и по разрезу свидетельствуют о неравномерности тектонических движений как в пространстве, так и во времени. Эта особен-

ность значительно усиливается тем, что в составе формации появляются горизонты олигомиктовых аркозово-кварцевых песчаников, свидетельствующих о более спокойном тектоническом режиме, и тут же—вулканомиктовые песчаники — предшественники крайне подвижной тектонической обстановки. Эти породы для самой формации не характерны, они ей будто чужды и появляются эпизодически, что обусловлено расположением самого Южно-Кеминского блока между участками с совершенно различными тектоническими особенностями. С юга располагался спокойный уже консолидированный Иссык-Кульский срединный массив, на краю которого образовался этот прогиб, а с севера находился интенсивно опускающийся Северо-Кеминский геосинклинальный трог, где в это время накапливались типичные геосинклинальные базальная терригенная и граувакково-вулканогенная формации.

Аналогов описанной формации в литературе автор не встретил. Однако некоторое сходство с этой формацией можно подметить у кремнево-карбонатной формации нижнего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня, описанной В. Г. Королевым [12]. Основой этого сходства является наличие в обеих формациях водорослевых и обломочных известняков, сланцев граптолитовой фации, незначительная мощность осадков при охвате большого промежутка времени, а также поразительное стратиграфическое подобие их разрезов в сходной тектонической обстановке. Однако эти формации имеют и существенные отличия. Так, например, в описанной нами формации пока не встречены доломиты и кремни, которые занимают значительное место в кремнево-карбонатной формации Чаткало-Нарынской зоны. Геоантиклинальная терригенно-карбонатная формация имеет некоторое сходство также с кембрийской рифогенно-известняковой формацией Енисейского геоантиклинального массива, выделенной В. В. Хоментовским [27].

Порфиритовая (андезитовая) формация в пределах Кеминского синклинория является наиболее широко распространенной, она слагает Западно-Кунгейский и Южно-Кеминский блоки. Формация в общем накапливалась в течение карадокского века ордовика. Мощность ее колеблется от 500—1400 до 3000 м. В Западно-Кунгейском блоке она лежит с несогласием на флишевой и зеленокаменной формациях рифея, а в Южно-Кеминском блоке — с размывом на кембро-нижнеордовикской терригенно-карбонатной геосинклинальной и рифейской флишевой. Вверху с крупным размывом она сменяется молассами.

В порфиритовой формации выделяются две градации:

андезитовая и андезито-дацитовая. Взаимоотношение между этими градациями осталось неясным. Андезитовая градация порфиритовой формации слагает Южно-Кеминский блок, андезито-дацитовая градация — Западно-Кунгейский блок.

В строении андезитовой градации существенное значение имеют андезитовые порфириды и их брекчиевые лавы, занимающие 60—80% всего ее объема. Второстепенную роль играют агломератовые, ляпиллиевые и гравийные туфы андезитовых порфиритов (20—40%). Редко встречаются прослои псаммитовых и кремнистых туфов. В их распределении определенной закономерности не улавливается. Часто они сложно замещают друг друга, но в самом общем виде эффузивные разновидности пород тяготеют к более восточной части района и примыкают к Чилико-Кеминскому разлому и Центрально-Кунгейскому надвигу. Вдали от указанных структур, в более срединной части Южно-Кеминского блока и западнее долины р. Чолпон-Ата, в толще увеличивается количество туфового материала. Преобладающая окраска пород серая, но встречаются и бордовые разности. По-видимому, последние сильно затушевываются значительным ороговикованием пород вблизи гранитных массивов верхнего палеозоя. Андезитовая градация образует монолитный неслоистый массив. Только в тех редких случаях, когда в толще встречаются тонкие (1—5 см) прослои зеленых полосчатых псаммитовых и кремнистых туфов с параллельной градационной слоистостью, удается определить элементы залегания пород.

Андезито-дацитовая градация сложена в основном дацитовыми и кварцевыми порфирами и их туфами. Второстепенное значение имеют андезитовые порфириды в виде отдельных покровов мощностью от 5 до 50 м. Толщи этой градации образуют неслоистые массивы или грубые пласты мощностью около десятка метров. Общая окраска пород градации пепельно-серая, есть участки с темно-серой и буровато-серой окраской. Общая мощность этой градации достигает 3000 м.

Описанная формация в основном образовалась в морских условиях и может быть отнесена к группе формаций с преобладанием вулканогенных механических осадков [24]. Однако наличие бордовых разновидностей туфов косвенно указывает на вероятность накопления какой-то части формации в наземных условиях. Порфиритовая формация приурочена к структурам, испытавшим в течение всего кембрия и среднего ордовика максимальное поднятие (Западно-Кунгейский блок) или умеренное погружение (Южно-Кеминский блок). По времени она появляется до формирования молассовой формации, но

после некоторой перестройки плана деформации Кеминской геосинклинали, т. е. в так называемую «предорогенную стадию» геотектонического цикла, по В. Е. Хайну [23].

По основным признакам порфиритовая формация Кеминского синклинория находит своих аналогов в кайнозойской андезитовой формации Камчатки и Курильских островов [15], нижнепалеозойской «верхней порфиритовой формации» Кузнецкого Ала-Тау и Восточного Саяна [17], андезитовой формации мела и палеогена Малого Кавказа [18].

Молассовая формация замыкает формационный ряд нижнепалеозойских отложений. Она с размывом и угловым несогласием налегает на вышеописанные формации. В пределах Кеминского синклинория моласса в общем слагается двумя градациями: грубообломочной и мелкообломочной. Грубообломочная пространственно приурочена к Южно-Кеминскому блоку и характеризуется большой мощностью, достигающей 1000 м. Мелкообломочная относится к Северо-Кеминскому блоку, имеет сравнительно небольшую мощность (340 м).

Грубообломочная градация в основном сложена песчаниками, занимающими 50—60% общего ее объема. С ними в разных комбинациях встречаются другие разности терригенных пород: конгломератов, гравелитов и алевролитов. Строение градации довольно сложное. Она характеризуется изменчивостью мощности отдельных прослоев и количества их по простиранию и разрезу градации. Иллюстрируем это примерами.

На левом борту нижнего течения р. Долон-Аты молассовая градация сложена внизу толщей серых песчаников, содержащих линзовидные горизонты полимиктовых конгломератов мощностью от 3—5 до 10—15 м. Внутри толщи, кроме того, встречаются ритмично-слоистые пачки (до 5 м) из бурых песчаников и алевролитов, чередующихся 15—20-сантиметровыми горизонтами. В песчаниках во многих случаях отмечается косая слоистость. Общая мощность этой толщи около 400 м. В верхней, видимой, части градации в этом участке преобладают темно-серые алевролиты, содержащие пласты (5—20 м) конгломератов и песчаников с гальками. Конгломераты и песчаники являются эпизодическими образованиями, разбросанными среди алевролитов. Мощность этой части формации 200 м.

К востоку от низовья р. Ак-Су и в районе оз. Челек градация сложена в основном косослоистыми песчаниками. В них в большом количестве содержатся линзовидные включения конгломератов и гравелитов. Они не образуют резко обособлен-

ных тел, и переходы между ними и песчаниками постепенные. В нижней части толщи конгломераты имеют валунно-галечную размерность. На этом месте в толще нет ясно выраженных напластований, она представляет собой неслоистый массив. Такое обстоятельство сильно затрудняет определение элементов залегания толщи. Общая окраска пород серая с розоватым оттенком. Видимая мощность формации в этом месте не менее 500 м.

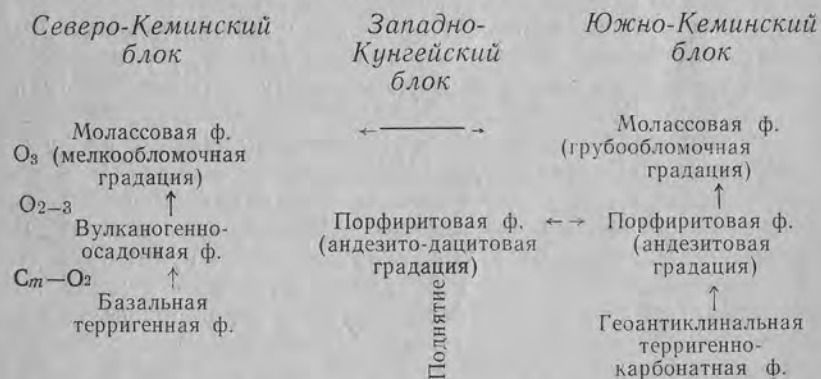
К юго-востоку от этих выходов, в верховьях безымянных водных саев, формация представлена в основном более мелко-обломочными породами — песчаниками и алевролитами с горизонтами полимиктовых конгломератов до 20—50-метровой мощности. Конгломераты преобладают в основании толщи, достигая мощности 100—300 м. Песчаники и алевролиты образуют между собой ритмичное чередование с мощностью пакета от 5—10 до 30 см. Окраска пород в общем серая, редко встречаются небольшие прослои бурых и сургучно-красных разновидностей. Замечено несколько (два-три) прослоев темно-серых перекристаллизованных известняков (15—20-сантиметровой мощности). Общая видимая мощность формации доходит до 1000 м.

Мелкообломочная градация молассовой формации сложена двумя комплексами пород: песчаниковым внизу и пестроцветными сланцевыми — вверху. Нижний комплекс пород представлен только серыми и розовато-серыми массивными косослоистыми песчаниками. В нижней части появляются линзы гравелитов. Мощность этого комплекса около 100 м. Состав и характер песчаников аналогичен таковым из грубообломочной градации. Среди них встречаются небольшие линзы гравелитов. Верхний комплекс сложен пестрыми (красными, ярко-зелеными, черными и серыми) алевролитовыми сланцами. Среди них имеются прослои и линзы (0,2—5 м) песчаников и редко (в двух местах) — небольшие линзы (1×0,3 м) темных известняков. В нижней части сланцевого комплекса преобладает яркая красноцветная окраска пород, выше она постепенно сменяется ярко-зеленой. В верхней части комплекса наибольшее значение имеют серые с зеленоватым оттенком сланцы, появляются прослои с черной окраской.

Таким образом, описанной формации свойственны в основном грубообломочный состав и сильно изменчивое внутреннее строение как по простиранию, так и по разрезу, пестроцветная окраска пород при преобладании серой и «местный» характер обломочной части пород. По всей вероятности, она формировалась в условиях сильно расчлененного горного рельефа и

подвижной тектонической обстановки. Описанная формация по основным признакам сходна с молассовой формацией нижней перми Западного Урала [24], нижнего кембрия Прибайкалья [13]. Большое сходство она имеет также с молассовой формацией верхнего кембрия и ордовика Западного Саяна, Горной Шории и Кузнецкого Ала-Тоо [17] и молассовой формацией плиоцена геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии [3].

Формационные ряды нижнего палеозоя находятся в определенных пространственных и временных соотношениях, образуя формационные ряды, характерные для отдельных крупных блоков Кеминского синклинория. На следующей схеме хорошо видна обособленность блоков, каждый из которых обладает самостоятельным набором формаций.



В Южно-Кеминском блоке нижний палеозой начинается терригенно-карбонатной геоантиклинальной формацией, охватывающей время от нижнего кембрия по лландейльский век среднего ордовика. Мощность этой формации колеблется от 325 до 600—650 м. Более или менее соответствующие ей по возрасту образования в Северо-Кеминском блоке представлены двумя формациями: базальной терригенной и вулканоогенно-осадочной. Каждая из них сложена двумя субформациями, которые в дальнейшем, при более детальном изучении, могут быть выделены в качестве самостоятельных формаций. Общая их мощность не менее 4100 м. Каких-либо взаимных переходов между формациями Южно- и Северо-Кеминского блоков не отмечается. Они являются резко обособленными, не имеют даже самого отдаленного сходства. Одновозрастных им образований в пределах Западно-Кунгейского блока не встречено. Очевидно, он в это время представлял собой приподнятый

участок и служил «перегородкой» между бассейнами Северо-Южно-Кеминского блоков. Отсутствие взаимопереходов формаций последних, по-видимому, этим и объясняется.

В Южно-Кеминском блоке геантиклинальная терригенно-карбонатная формация выше сменяется порфиритовой. В Западно-Кунгейском блоке порфиритовая формация налегает непосредственно на рифейские образования. Интересно отметить, что на участке, где, начиная с кембрия по средний ордовик, происходило умеренное поднятие с тенденцией к погружению, порфиритовая формация представлена андезитовой градацией, а на участке наибольшего поднятия за это же время развита андезито-дацитовая градация. Одновозрастные им отложения в Северо-Кеминском блоке отсутствуют.

Верхним членом нижнепалеозойских формационных рядов является моласса, которая развита в пределах Северо- и Южно-Кеминского блоков. При этом к Южно-Кеминскому блоку приурочена наиболее мощная (до 1000 м) грубообломочная градация, а к Северо-Кеминскому — менее мощная мелкообломочная.

Как видно, в Кеминском синклинии выделяются следующие вертикальные ряды формаций нижнего палеозоя. В Южно-Кеминском блоке снизу вверх: геантиклинальная терригенно-карбонатная → порфиритовая → молассовая формации; в Северо-Кеминском: базальная терригенная → вулканогенно-осадочная → молассовая; в Западно-Кунгейском блоке развита одна — андезито-дацитовая градация порфиритовой формации.

Необходимо указать, что по формационному ряду Северо-Кеминский блок сильно напоминает кайнозойские геосинклинальные прогибы Сахалина, Камчатки и Японии [3]. Аналогов для рядов формаций Южно-Кеминского и Западно-Кунгейского блоков автор в литературе не встретил, очевидно, они свойственны геантиклинальным структурам, так как сами формации, если их рассматривать отдельно, являются геантиклинальными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Несмотря на общность генерального направления тектонических структур древних толщ бассейна р. Чон-Кемин, путем формационного анализа довольно четко удалось выделить рифейский и палеозойский тектонические «циклы» геосинклинального развития земной коры. Такое деление хорошо подтверждается и другими геологическими данными, во-первых, наличием батолитовых гранитоидных интрузивов рифея с аб-

солютным возрастом более 650 млн лет по калий-аргоновому методу и нижнего палеозоя с абсолютным возрастом 385 млн лет по тому же методу [8]; во-вторых, наличием крупных углового и азимутального несогласий между рифеем и нижним палеозоем, которые хорошо наблюдаются в Южно-Кеминском блоке, и непосредственным налеганием (?) нижнего палеозоя на дорифейский фундамент в Северо-Кеминском блоке.

2. Взгляды автора на тектоническое развитие района изложены в другой статье [2]. Здесь же необходимо добавить следующее:

А. Выпадение рифейских отложений из разреза к северу от Чилико-Кеминского разлома и развитие флишевой формации рифея к югу от этой линии позволяют предположить, что в рифейское время бассейн р. Чон-Кемин находился на границе геосинклинальной области, расположенной к югу от геантиклинальной или даже платформенной области.

Б. В палеозойском тектоническом «цикле» район представлял собой центральную часть Улу-Тау—Северо-Тянь-Шаньской геосинклинальной области. Это видно в развитии там порфиритовой формации, приуроченной к карадокскому веку ордовика, в то время, когда в южных и северных районах указанной области происходило накопление флишевой формации.

Кунгей-Терсейская рифейская складчатая зона в нижнем палеозое выступает в качестве срединного массива. На северном его крае накапливались геантиклинальные формации. Типичный же геосинклинальный прогиб возник к северу от Чилико-Кеминского разлома, на месте Северо-Кеминского блока, за счет обрушения южной краевой части Муюн-Кумского (или Заилийского) дорифейского жесткого массива. Насколько этот прогиб продолжался к северу, пока остается неизвестным.

Таким образом, в районе намечается общая миграция геосинклинальных прогибов с юга на север.

3. Выделенные Северо-Кеминский, Западно-Кунгейский и Южно-Кеминский блоки Кеминского синклиория, обладающие различным набором формаций, являются долгоживущими, и в течение длительного времени они пережили резко направленные тектонические движения. В этом отношении они могут относиться к категории глубинных структур [20] и представляют собой структурно-фациальные подзоны Кеминской зоны.

Исходя из формационно-тектонической обстановки Кеминской структурно-фациальной зоны и ее обрамления, при прогнозно-металлогенических построениях необходимо учитывать, что указанные выше структурно-фациальные подзоны могут иметь различную металлогеническую характеристику.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакиров А., Нурманбетов К. О двух типах разрезов палеозоя в верховьях реки Чон-Кемин. В кн.: «Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня». Изд-во АН Киргиз. ССР. Фрунзе, 1964.
2. Бакиров А. К тектонике Кеминского синклинория. В кн.: «Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня». Фрунзе, Изд-во «Илим», 1965.
3. Бродская Н. Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии. В кн.: «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.
4. Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Госгостехиздат, 1948.
5. Григорьев В. Н. О характере нижнекембрийского флиша северо-восточной окраины Енисейского кряжа. Бюлл. МОИП, отд. геологии. Т. XXXI (4), 1956.
6. Григорьев В. Н., Семихатов М. А. Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обламления. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1961.
7. Григорьев В. Н. Кембрийские молассовые формации западной окраины Сибирской платформы и ее обламления. В кн.: «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.
8. Иванов А. И., Монич В. К., Старов В. И. Абсолютный возраст интрузивных комплексов Заилийского Ала-Тау и Кендиктаса. Тр. одиннадцатой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1963.
9. Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 104, геол. серия (№ 34), 1949.
10. Киселев В. В. Эвгеосинклинальные комплексы рифея и нижнего палеозоя западной части Киргизского хребта. Автореф. канд. дисс. Фрунзе, 1965.
11. Киселев В. В., Королев В. Г., Нурманбетов К. К стратиграфии докембрия в верховьях реки Малый Нарын (Терской Ала-Тоо). В кн.: «Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня». Изд-во «Илим», 1965.
12. Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III, Изд-во АН СССР, 1960.
13. Королюк И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1962.
14. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М., Изд-во АН СССР, 1962.
15. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
16. Логвиненко Н. В. (и др.). О типах терригенного флиша в таврической формации Крыма. Докл. АН СССР, т. 121, № 3, 1958.
17. Моссаковский А. А. Тектоническое развитие минусинских впадин и их горного обламления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
18. Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. В кн.: «Тектоника СССР». Изд-во АН СССР, 1949.
19. Недовизин А. А. Докембрий и нижний палеозой Чу—Балхашского водораздела и Юго-Восточной Бетпак-Далы. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1964.
20. Пейве А. В. Тектоника североуральского бокситоносного пояса. Изд-во МОИП, 1947.
21. Пушаровский Ю. М. Некоторые морфологические особенности иноцерамового и иероглифового флиша внешней (скибовой) зоны Восточных Карпат. Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 3.
22. Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 68, Изд-во АН СССР, 1962.
23. Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
24. Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. Тр. Геол. ин-та АН СССР, Изд-во АН СССР, 1961.
25. Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. В кн.: «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.
26. Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.
27. Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон Юго-Западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III, Изд-во АН СССР, 1960.
28. Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2, Изд-во АН СССР, 1955.
29. Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1960.
30. Шатский Н. С. Рифейская эра и байкальская складчатость. Избр. тр., т. 1, 1963.

**ВЕНДСКАЯ (НИЖНЕКЕМБРИЙСКАЯ?)
ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННАЯ ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ
ФОРМАЦИЯ ТИПА ДЖЕТЫМ-ТОО**

В венде (нижнем кембрии?) как в геосинклиналях, так и на платформах широко развиты так называемые «тиллиты» и «тиллитоподобные конгломераты» [14, 17, 20, 24]. Они известны под различными названиями: тиллитоподобные конгломераты, тиллитоподобные брекчии [16, стр. 492—493], тиллиты [1, 14, 20], конгломераты затопления [3], конгломераты свала [15], фангломераты [11], валунно-галечные аргиллиты [6], подводно-оползневые псевдотиллиты [26], джетымиты [7]. В последнее время доказывают их подводно-оползневое [2, 10, 26] или континентальное фангломератовое молассовое [11, 27] происхождение. Таким образом, во всех случаях они считались осадочными образованиями.

В хребте Джетым-Тоо с «тиллитоподобными конгломератами» связано крупное месторождение магнетито-гематитовых и гематито-магнетитовых руд [7, 11]. В аналогичной же геологической ситуации железные руды имеются и в Улу-Тау (устное сообщение Л. И. Филатовой).

В результате полевых исследований в ряде районов Киргизии и Южного Казахстана, где развиты «тиллитоподобные» образования, и ознакомления с образцами-шлифами разновозрастных и аналогичных пород Джетым-Тоо, Енисейского кряжа и Патомского нагорья, любезно представленными Б. Джолдошевым, у автора сложилось новое представление о генезисе «тиллитоподобных конгломератов» и связанных с ними железных руд, об их формационном типе и структурной позиции.

Вендские (нижнекембрийские?) отложения с горизонтами «тиллитов» легко и однозначно прослеживаются от Восточного Тянь-Шаня до Улу-Тау и известны под названием джетымской [7, 12] и улу-тауской [1] серий. Последнее время джетымская серия более детально нами изучалась в Сандалашском хребте по р. Кара-Кысмак и Большой Кара-Тау по р. Ранг, где наблюдаются полные ее разрезы с четкими взаимоотношениями подсвит и свит. Рангский и другие разрезы

джетымской серии действительно литологически однозначно коррелируются с разрезом долины р. Кара-Кысмак. Ограничимся описанием одного наиболее типового и детально изученного разреза по долине р. Кара-Кысмак.

В верховьях долины р. Мурсаш — правого составляющего р. Кара-Кысмак — снизу вверх разрез джетымской серии имеет следующее строение:

1. Серые песчаники, гравелиты, конгломераты, трансгрессивно (иногда с элювием плагиогранитов мощностью 0,2—0,5 м) перекрывающие докембрийские серые порфировидные плагиограниты. 2,5 м.
2. Темно-серые ксенотуфы. 10—15 м.
3. Серые рассланцованные известковые туфы, туффиты и мелкозернистые известняки. Местами они брекчиевидные. 2—3 м.
4. Темно-серые туфы. 2—3 м.
5. Серые и голубовато-серые плитчатые известняки, иногда песчанистые с галькой известняков и глыбами гранитоидов. 10 м.
6. Зеленовато-серые алевролиты, песчаники и конгломерато-брекчии с обломками светло-серых кремнистых пород, темно-серых глинисто-серицитовых сланцев. Четко выражена градационная и косая слоистость пород. 1—2 м.
7. Зеленовато-серые песчаники, конгломерато-брекчии, туфопесчаники, туфоконгломераты, грязно-зеленые туфы, брекчиевые лавы кварцевого андезитотрахита и порфириты. 50—60 м.
8. Плитчатые темно-серые, на дневной поверхности пепельно-серые, углисто-глинистые и углисто-кремнистые породы и конгломерато-брекчии с прослоями серых известняков и бурых доломитов. 15 м.
9. Темно-серые туффиты, туфоконгломераты, конгломераты, песчаники, алевролиты, туфы и зеленовато-серые туфолавы андезитового порфирита. Иногда отмечаются линзовидная и градационная слоистость с мощностью пластов от нескольких сантиметров до 20 см. 20 м.
10. Темно-серые, зеленовато-серые глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, реже прослой гравелитов. Глинистые сланцы иногда имеют стальную-серую, серо-зеленую и малиновую окраску. Отчетливо выражены ритмичная градационная слоистость и знаки-слепки на поверхности напластования. 100 м.
11. Выше постепенно через переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев выходят известковистые песчаники, углисто-глинистые, углисто-кремнистые, глинистые слан-

цы, содержащие ископаемые остатки беззамковых брахиопод, трилобитов, граптолитов ленского яруса кембрия—лландейльского яруса среднего ордовика [22, 23].

Следовательно, в нижней части джетымской серии широко развиты туфы, туффиты и порфириты.

В. Н. Вебер, проехавший по долине р. Кара-Кысмак в 1916 г., упоминал о «кварцево-порфировом туфе» [4]. В. А. Николаев, выделивший кара-кысмакскую свиту, писал: «В составе свиты преобладают глинистые и глинисто-хлорито-филлитовые сланцы, песчаники и конгломераты, в той или иной мере туфогеновые и порфиритовые туфы (разрядка наша. — К. С.); известняки играют совершенно подчиненную роль в составе свиты, так же как и кремнистые сланцы» [18].

В хребтах Улу-Тау, Большом Кара-Тау, Джетым-Тоо и Кок-Ийрим-Тоо джетымскую (улу-таускую) серию завершает верхний горизонт «тиллитов», «тиллитоподобных конгломератов», песчаников и сланцев, известный под названием байконурской (карагурской) свиты [1, 3, 15]. В Улу-Тау в ней отмечены туфопесчаники, диабазовые порфириты и их туфы [10, стр. 32—33]. Н. М. Чумаков пишет, что М. А. Семихатовым справедливо указан парагенез «тиллитоподобных конгломератов» и вулканогенных пород; последние обнаружены в чивидинской свите Енисейского кряжа, большепатовской свите Патомского нагорья, мотовской свите Кольского полуострова, ашинской серии Урала, байконурской (карагурской) свите Большого Кара-Тау, в нижнем «тиллите» Западного Конго [26]. Вероятно, «тиллиты» и «тиллитоподобные конгломераты» байконурской свиты и ее аналогов в основном тоже являются туфами и туффитами. В Тянь-Шане, Большом Кара-Тоо и Улу-Тау они ничем не отличаются от туфов и туффитов, развитых в нижней части разреза джетымской серии и ее аналогов. Вместе с тем, как выше писали, в долине р. Кара-Кысмак верхних «тиллитов» не оказалось. Джетымская серия тесно связана с серией отложений кембрия — среднего ордовика.

Пачки 1—8 мурсашского разреза общей мощностью около 110 м образуют одну законченную трансгрессивную серию отложений. Преобладающими в разрезе являются туфы, туффиты липарито-дацитов, реже липарито-трахитов и андезитов, туфоконгломераты, туфопесчаники. Конгломераты, песчаники, сланцы, известняки, кремнистые породы, андезитовые порфириты и другие породы развиты в меньшем количестве.

Песчаники и конгломераты по составу являются полевошпатово-кварцевыми, реже полимиктовыми.

Южнее, в среднем течении р. Кара-Кысмак, мощность отложений несколько возрастает, несмотря на то, что основание разреза не вскрыто. В разрезе пород, соответствующем верхней части пачек 1—8, наблюдается следующая закономерность. Внизу развиты песчаники, гравийные, в основном полевошпатово-кварцевые, конгломераты, конгломерато-брекчии с угловатыми валунами, глыбами глинистых сланцев и песчаников. Вверх по разрезу, постепенно увеличиваясь, алевролиты и глинистые сланцы доминируют над грубообломочными породами. Разрез венчается пачкой переслаивания глинистых, иногда углисто-глинистых сланцев и тонкозернистых глинистых известняков.

Пачка 9 — маркирующий горизонт. Ее всюду выделяли однозначно и описывали как «тиллитоподобные конгломераты». Наши наблюдения показали, что она неоднородна: в ее составе развиты все разности пород — от эффузивных до терригенных при преобладающем развитии туфов кислых эффузивов. Характерной особенностью туфов и туффитов является наличие в их составе редких единичных окатанных глыб и валунов гранитоидов и кварцитов (пачки 2, 4, 9), редких галек и гравия андезитовых порфиритов, кварцевых порфиров, известняков и глинистых сланцев (особенно в некоторых слоях пачки 9). Переход от пачки 9 к пачке 10 постепенный; обе они представляют собой самостоятельную трансгрессивную серию отложений.

Обе трансгрессивные серии осадков, т. е. пачки 1—8 и пачки 9—10, тесно связаны друг с другом, хотя местами на их границе наблюдаются следы размыва. Однако внутриформационные небольшие размывы наблюдаются как в пределах пачек 1—8, так и в пределах пачек 9—10. Очевидно, эти ритмы (1—8 и 9—10) являются составными частями одного крупного трансгрессивного комплекса осадконакопления. Этот комплекс соответствует термину «формация» в понимании ее Н. С. Шатским [28]. По составу, как видно из вышеприведенного разреза, она вулканогенно-терригенная.

Пачки 1—8 нами именуется мурсашской свитой по р. Мурсаш, где наблюдается ее полный и ясный разрез. Мурсашская свита полнее узун-булакской, выделенной А. Ф. Степаненко в среднем течении р. Кара-Кысмак, так как основание узун-булакской свиты остается невскрытым [23]. К тому же в долине

р. Узун-Булак разрез не только неполный, но и плохо обнаженный. Пачки 9—10 справедливо выделялись как шор-ашуйская свита [23].

Обычно с шор-ашуйской свитой сопоставляют свиты Джетым-Тоо и Джак-Болот хребта Джетым-Тоо, хотя не исключена коррелятивность с частью свиты Джетым-Тоо и мурсашской свиты. В любом случае со свитой Джетым-Тоо сравниваются туфы, туффиты и андезитовые порфириды мурсашской и шор-ашуйской свит. С вышележащей свитой Джак-Болот легко сличить верхнюю часть шор-ашуйской свиты. Следовательно, «тиллитоподобные конгломераты» свиты Джетым-Тоо, вмещающие линзовидные прослои и пласты глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, известняков и железных руд, также являются в основном туфами и туффитами. Этот вывод подкрепляется следующими данными. Макро- и микроизучение образцов свиты Джетым-Тоо показало их идентичность с туфами и туффитами мурсашской и шор-ашуйской свит. Часто основная масса туфов Джетым-Тоо насыщена мелкими вкрапленниками гематита и кристалликами магнетита. Еще С. С. Шульц отмечал в составе свиты Джетым-Тоо наличие «туфогенных и туфовых конгломератов» [29]. Следовательно, лептохлоритовые железные руды Джетымского бассейна генетически тесно связаны с туфами (в том числе и с настоящими эффузивами и туфоконгломератами), а не с «тиллитами» и «тиллитоподобными конгломератами». Другими словами, рудоносные слои подстилаются и перекрываются туфами и туффитами, т. е. отложение руд происходило около центра извержения. Таким образом, источником железа был вендский (нижнекембрийский?) вулканизм, происходивший непосредственно в самой Чаткало-Нарынской зоне. В это время, вероятно, преобладал взрывной тип вулканизма, на что указывает обилие туфовых накоплений.

Как показали исследования Н. С. Шатского [28] и Л. Н. Формозовой [25], в настоящее время, кроме джеспилитовых формаций раннего докембрия, выделяются еще два типа железистых вулканогенно-осадочных формаций: кремнисто-сланцевой позднего докембрия—нижнего палеозоя и известняково-вулканогенной—среднего палеозоя. Постгеосинклинальный (послеготский?) базальный характер интересующей нас вулканогенно-терригенной формации сближает ее с известняково-вулканогенной формацией Ланна и Дилля, возникшей после каледонской складчатости [25]. Джетым-Тоо и Ланн—Дилль роднит также то обстоятельство, что железные руды парагенетически

и пространственно тесно связаны с туфами, т. е. руды отложились непосредственно вблизи очагов вулканизма, вероятно, взрывного типа. В том и другом случае характерно подчиненное развитие кремнистых пород. Вместе с тем железорудная формация типа Ланн—Дилль отличается широким развитием в своем составе карбонатных пород и обычно высокой карбонатностью всех пород, возникновением оригинальных известковых туфов-шалыштейнов, непосредственно вмещающих железные руды. Вулканогенно-терригенная формация венда (нижнего кембрия?) по обилию терригенного материала близка к джеспилитовой формации [8, 16, стр. 128; 5, 70, стр. 70—71]. Однако в последней широко развиты амфиболиты по диабазам, диабазовым порфиритам, спилитам и их туфам; им подчинены метаморфизованные пикритовые порфириды, кератофиры и кварцевые кератофиры, т. е. породы, характерные для спилито-кератофировой формации [5, стр. 71]. Кроме того, железо тесно связано не с туфами, как в Джетым-Тоо, а с кремнистыми породами и кварцитами вплоть до образования своеобразных пород—джеспилитов [5, 8, 16]. По-видимому, вулканогенно-терригенная железорудная формация Тянь-Шаня является новым, еще не выделенным типом. Ее мы предлагаем выделить как вулканогенно-терригенную формацию типа Джетым-Тоо.

Очевидно, к вулканогенно-терригенной железорудной формации типа Джетым-Тоо принадлежат «тиллиты» и «тиллитоподобные конгломераты» (туфы и туффиты. — К. С.) Большого Кара-Тау, Улу-Тау, Енисейского кряжа и Патомского нагорья. По-видимому, эта формация широко развита и в других частях земного шара, где к настоящему времени выделены так называемые «тиллитоподобные» образования верхнего докембрия или нижнего кембрия.

Вулканогенно-терригенная железорудная формация является базальной, слагая начальную трансгрессивную часть крупного вендско-нижнепалеозойского периода осадконакопления. По серой окраске пород, наличию горизонтальной градиционной, реже линзовидной слоистости эта базальная формация в какой-то степени является флишоидной.

Вверх по разрезу она сменяется кремнисто-карбонатной формацией, состоящей из кремнистых, углисто-кремнистых, глинистых, ванадиеносных углисто-глинистых сланцев, известняков и доломитов кембрия — среднего ордовика. Поскольку вулканогенно-терригенная железорудная и кремнисто-карбонатная ванадиеносная формации тесно связаны друг с другом, постольку мы вправе искать источник кремнезема, вана-

дия, молибдена, фосфора и других редких элементов в пределах самой Чаткало-Нарынской зоны. По-видимому, в кембрии — нижнем ордовике в Чаткало—Нарынской зоне подводные эксгалации и гидротермы давали в основном вендские (нижнекембрийские?) очаги вулканизма. В этом отношении их следует считать конечной поствулканической стадией вендского (нижнекембрийского?) взрывного вулканизма.

Еще выше по разрезу развиты флишоидная (эчки-башинская свита среднего ордовика) и моласоидная (канаचуйская свита верхнего ордовика — нижнего силура) формации. Таким образом, каледонскому периоду развития присущи следующие формации, образующие единый ряд: вулканогенно-терригенная → кремнисто-карбонатная → флишоидная → моласоидная. Как видно, этот ряд формаций не характерен как для эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей, так и для платформ. По-видимому, вышеописанный вендско-нижнепалеозойский ряд формаций отображает каледонскую историю развития какой-то необычной структуры.

В действительности, Чаткало—Нарынская зона характеризуется не линейными, а скорее всего несколько изометричными брахиального типа структурами, иногда бесспорным развитием небольших (3—5 км по ширине) кембрийских куполовидных конседиментационных брахискладок [21]. Относительная выдержанность фаций и мощностей венда — нижнего палеозоя и практическое отсутствие каледонских интрузивных пород также являются особенностями этой зоны. Разрез рифея ее резко редуцирован [12]; в это время Чаткало—Нарынская зона представляла структуру, подобную периферической геоантиклинали первого рода по В. А. Николаеву. Герцинское ее состояние тоже своеобразное — периферическая геосинклиналь [19]. Оригинальна и металлогения Чаткало—Нарынской зоны с характерными пластовыми месторождениями железа, рудопроявлением ванадия и других редких металлов в венде—нижнем палеозое и полиметаллических руд — в карбонатной формации нижнего карбона [7, 9, 11]. Таким образом, Чаткало—Нарынская зона и аналогичные ей прогибы Большого Кара-Тау и Улу-Тау отчетливо отличаются как от геосинклиналей, так и от платформ вообще и от каледонской и герцинской геосинклиналей соответственно Северного Тянь-Шаня и Алай—Кок-Шаальской зоны в частности. Мы их будем именовать структурами (прогибами) нарынского типа (по р. Нарын, протекающей вдоль восточной части Чаткало—Нарынской зоны).

Следовательно, есть основания говорить, что вендская

(нижнекембрийская?) вулканогенно-терригенная железорудная формация типа Джетым-Тоо имеет своеобразную тектоническую позицию. Она образовалась в начале каледонского периода развития структуры нарынского типа, когда происходила повышенная дифференциация тектонических движений с проявлением взрывного вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Изд-во АН Казах. ССР, 1961.
2. Беспалов В. Ф. Рифей и кембрий Центральной Азии. Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1963.
3. Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джезказган Улутауского района западной части Центрального Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, н. сер., т. 6, 1955.
4. Вебер В. Н. К геологии бассейна реки Чаткал в Туркестане. Изв. геол. ком., т. 47, № 8, 1929.
5. Геологическое строение СССР. Т. 1, Стратиграфия. Госгеолтехиздат, 1958.
6. Григорьев В. Н., Семихатов М. А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1958.
7. Жолдошев Б. Геология и генетические особенности железорудной свиты Джетым-Тоо (Центральный Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс., 1964.
8. Жуков Г. В. Закономерности размещения полезных ископаемых в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях нижнепротерозойской геосинклинали Украинского кристаллического щита. В кн.: «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон». Изд-во АН Укр. ССР, Киев, 1960.
9. Зубцов Е. И. Некоторые черты металлогении Среднего Тянь-Шаня и смежных с ним регионов. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2, 1960.
10. Книппер А. Л. Тектоника Байконурского синклиория (Центральный Казахстан). Изд-во АН СССР, 1963.
11. Королев В. Г. Позднекембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3, Изд-во АН СССР, 1960.
12. Королев В. Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. В сб.: «Матлы по геол. Тянь-Шаня», вып. 3, Изд-во АН Киргиз. ССР, 1962.
13. Королев В. Г. О двух горизонтах тиллитоподобных конгломератов в вендском комплексе северо-западного Кара-Тау. Тр. Фрунз. политехн. ин-та, вып. «Геология, горное дело», 1965.
14. Лунгерсгаузен Г. Ф. Тиллиты и тиллитоподобные образования. В кн.: «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий», 1963.
15. Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, № 4, 1957.
16. Наливкин Д. В. Геология СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
17. Наливкин Д. В. Научные результаты 21 сессии Международного геологического конгресса в Копенгагене. В кн.: «Проблемы геологии на

- 21 сессии Междунар. геол. конгресса». Изд-во АН СССР, 1963.
18. Николаев В. А. К стратиграфии и тектонике Таласского Ала-Тоо. Изв. Глав. геол.-разв. упр., т. 49, № 8, 1930.
 19. Николаев В. А. Метаморфические комплексы в структурно-фациальных зонах подвижных поясов земной коры. В кн.: «Методика геол. картирования метаморф. комплексов». Госгеолтехиздат, 1957.
 20. Норин Э. Кембрийские и докембрийские осадки Центрального Куруктага. Центральный Тянь-Шань, Тр. 17 сессии МГК, т. 6, 1940.
 21. Сагындыков К. История развития кембрийских конседиментационных структур в хребте Кок-Ийрим-Тоо. В кн.: «Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии». Изд-во АН Киргиз. ССР, 1964.
 22. Сагындыков К. Докембрий и нижний палеозой хребта Кок-Ийрим-Тоо и Тахтаалынской гряды (Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс., 1964.
 23. Степаненко А. Ф. К стратиграфии нижнего палеозоя верховьев рек Чаткал и Сандаляш (Тянь-Шань). В сб.: «Мат-лы по регион. геологии», Тр. ВАГТ, вып. 4, 1958.
 24. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат, 1963.
 25. Формозова Л. Н. Эксталяционно-осадочные месторождения железных руд типа Ланн—Дилль и геологическая обстановка их образования. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.
 26. Чумаков Н. М. О некоторых докембрийских тиллитоподобных породах СССР. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1965.
 27. Шабалин В. В. Литологическая характеристика и вопросы генезиса так называемых «верхних тиллитоподобных конгломератов» (байконурская свита, эокембрий) в северо-восточной части хребта Джетым-Тоо (Тянь-Шань). В кн.: «Мат-лы по геологии Тянь-Шаня», вып. 4, Изд-во АН Киргиз. ССР, 1964.
 28. Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 3. Изд-во «Наука», 1965.
 29. Шульц С. С. К стратиграфии и тектонике палеозоя хребта Терскей Ала-Тоо в районе реки Малый Нарын. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1938.

П. П. МИСЮС, К. САГЫНДЫКОВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О НИЖНЕМ КЕМБРИИ ЧАТКАЛЬСКОГО ХРЕБТА

До последнего времени надежную фаунистическую характеристику нижний кембрий имел только в Алай—Кок-Шаальской зоне Тянь-Шаня [4]. В этом отношении очень интересными представляются результаты исследований последних лет в северных структурно-фациальных зонах Тянь-Шаня.

В 1962—1963 гг. работами Б. М. Келлера, В. Г. Королева, Н. В. Покровской, К. Сагындыкова и других геологов доказан нижнекембрийский возраст фосфоритового горизонта тамдинской серии Малого Кара-Тау Таласо—Кара-Тауской зоны [1].

В 1956 г. А. Ф. Степаненко в истоках р. Чаткал (северная оконечность Чаткальского хребта) в 55—60 м (по нашим наблюдениям — в 20—30 м) от основания сандалашской свиты были обнаружены, а Н. В. Покровской установлены трилобиты низов среднего кембрия. Стратиграфически ниже примерно на 10 м в известняках А. Ф. Степаненко собраны беззамковые брахиоподы, которые Н. В. Покровской определены как *Obolella* sp. [6]. Как известно, род *Obolella* характерен для нижнего кембрия Северной Европы, Северной Америки и Китая [5]. Стратиграфически ниже слоев с *Obolella* sp. А. Ф. Степаненко [6] отмечены доломитизированные известняки с небольшими биогермами примитивных сине-зеленых водорослей и, возможно, остатков строматопор (по заключению К. Б. Кордэ). Вышеотмеченный разрез кембрия по водоразделу рек Ак-Су и Кара-Кульджа — истоков р. Чаткал — нам удалось изучить в 1963 г. В 15—27 м выше основания сандалашской свиты, в серых (на выветрелой поверхности бурых и коричневатобурых) доломитизированных известняках нами были обнаружены хиолиты (?) и строматолиты. Строматолитовые доломитизированные известняки залегают в виде маломощных линз среди известняков и известковистых песчаников. Хиолиты (?) и строматолиты весьма напоминают таковые Малого Кара-Тау. Мощность пачки 3 м.

Выше по разрезу, в 26—31 м от основания сандалашской свиты, нами собрана обильная фауна беззамковых брахиопод: *Kutorgina cf. cingulata* (Billings), *Acrotreta* sp. (многочисленные ядра). По заключению В. Ю. Горянского, определявшего их, вышеотмеченные беззамковые брахиоподы указывают на нижний кембрий. Вероятно, что из этой же пачки была собрана вышеупомянутая *Obolella* sp.

Следовательно, в настоящее время нижний кембрий фаунистически охарактеризован не только в Алай—Кок-Шаальской и Таласо—Кара-Тауской зонах Тянь-Шаня, но и в Чаткало—Нарынской. Этот факт хорошо доказывает общепринятую корреляцию фосфоритоносных пород Малого Кара-Тау (Таласо—Кара-Тауская зона) с ванадиеносными сланцами Большого Кара-Тау и других районов Чаткало—Нарынской зоны (как те, так и другие подстилают фаунистически охарактеризованные слои нижнего кембрия).

Таким образом, новые палеонтологические данные подтверждают точку зрения о нижнекембрийском возрасте ванадиеносных сланцев и фосфоритов Кара-Тау и ряда других районов Тянь-Шаня, впервые высказанную В. Г. Королевым [2, 3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Келлер Б. М., Покровская Н. В. Новые данные о возрасте фосфоритов Кара-Тау. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1965.
2. Королев В. Г. Возраст «свиты Арчалы» в хребте Джэтым-Тау (Тянь-Шань) и стратиграфия нижнего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны. Тр. Ин-та геологии АН Киргиз. ССР, вып. 9, Фрунзе, 1957.
3. Королев В. Г. Кембрий Тянь-Шаня. Мат-лы по геологии Тянь-Шаня, вып. 3, Фрунзе, 1962.
4. Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Изд-во АН Узб. ССР, Ташкент, 1959.
5. Основы палеонтологии. Мшанки, брахиоподы. Изд-во АН СССР, 1960.
6. Степаненко А. Ф. К стратиграфии нижнего палеозоя верховьев рек Чаткала и Сандалаша (Тянь-Шань). В кн.: «Мат-лы по региональной геологии». Госгеолтехиздат, 1958.

Ш. Ш. САБДЮШЕВ, Л. В. КОРЕНЧУК

К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКЕ ДОКЕМБРИЯ ТАЛАССКОГО ХРЕБТА

Территория Таласского хребта, большей своей частью входящего в пределы каледонской складчатой области Северного Тянь-Шаня, характеризуется широким развитием докембрийских осадочных образований флишеидного типа, известных под названием таласских толщ. В структурно-фациальном отношении большая западная часть хребта принадлежит к Таласской тектонической зоне.

Особенностью таласских толщ является повышение степени их метаморфизма с севера на юг (вкост простирания складчатых структур) по направлению к Таласо—Ферганскому разлому и особенно к той его части, которая проходит в районе стыка Таласского, Атойнокского и Чаткальского хребтов. При этом глинистые породы толщ метаморфизуются от глинистых сланцев через серицито-хлоритовые филлиты, далее — биотитовые филлиты и до кристаллических сланцев, а карбонатные — от пелитоморфных известняков до сахаровидных мраморов.

Повышение степени метаморфизма таласских толщ в южном направлении при весьма сложной складчатой их структуре и невыдержанности фаций сильно затрудняет расшифровку стратиграфии и тектоники района.

Начало изучению стратиграфии докембрия Таласского хребта было положено В. А. Николаевым [4]. Он относил таласские толщи к верхнему протерозою и разделил их на три свиты (снизу вверх): M_1 — сланцево-известняково-песчаниковую, M_2 — сланцево-песчаниковую и M_3 — известняково-сланцевую. Несмотря на мелкий масштаб картировочных работ, В. А. Николаев в общем правильно подметил наращивание разреза в направлении с севера на юг. Более высокую степень метаморфизма более молодых свит M_2 и M_3 по отношению к слабометаморфизованной свите M_1 В. А. Николаев объяснил контактовым воздействием скрытого на глубине интрузива, внедрившегося вдоль Таласо-Ферганского разлома.

В послевоенные годы в процессе среднемасштабных геологических съёмок, тематических и поисково-разведочных работ, взгляды В. А. Николаева на стратиграфию таласских толщ были пересмотрены. В этот период был предложен целый ряд стратиграфических схем, большинство которых изложено в рукописных отчетах. Все они в общем близки друг к другу по содержанию и дробности расчленения толщ, обусловленной единым масштабом и одинаковыми методами исследований. Одновременно с детализацией стратиграфической схемы В. А. Николаева в основу создаваемых схем был положен принцип выделения свит не только по их составу, но и по степени метаморфизма пород. Естественно, что при таком подходе к методике расчленения толщ породы свиты М₃ В. А. Николаева оказались в основании стратиграфических колонок созданных схем.

Из опубликованных схем стратиграфии докембрия района наибольшую известность получила схема Т. А. Додоновой [1, 2]. Вкратце она сводится к следующему. Снизу вверх по разрезу выделяются свиты:

| | |
|---|---------------|
| кара-кульджинская — кристаллические сланцы | — 2000 м |
| кетмень-тюбинская — биотитовые филлиты, песчаники | — 2000 м |
| бакаирская — мраморизованные известняки, филлиты | — 2000 м |
| узун-ахматская — филлиты и песчаники | — 3000 м |
| сары-джонская — песчаники, сланцы | — 1500—2000 м |
| чат-карагайская — известняки, сланцы | — до 2000 м |
| кызыл-бельская — сланцы зеленые и красноватые | — 200—700 м |

Выше лежат курганская вулканогенно-осадочная и бешташская (известняки, доломиты) свиты, относящиеся к нижнему палеозою. Стратиграфическое их положение не вызывает сомнений, а возраст бешташской свиты подтвержден фаунистически.

Последовательность напластования сары-джонской, чат-карагайской и кызыл-бельской свит установлена также достаточно достоверно. Благодаря работам В. Г. Королева [3], стал известен и возраст этих свит. В известняках чат-карагайской и кызыл-бельской свит были найдены верхнерифейские строматолиты.

Что касается кара-кульджинской, кетмень-тюбинской, бакаирской и узун-ахматской свит, то оставалось много неясного в отношении их возрастной последовательности, мощности и состава. Характер контактов свит друг с другом и с выше-

лежащими свитами Т. А. Додоновой не был установлен, а предполагался тектоническим.

Эта схема, хотя и принималась многими исследователями, но не безоговорочно. Так, В. И. Кнауф и Ю. В. Жуков высказывали предположение о том, что кара-кульджинская и узун-ахматская свиты являются фаціальными аналогами. В. И. Кнауфом предполагалась также одновозрастность узун-ахматской и сары-джонской свит, развитых в бассейнах рек Сулу-Бакаир и Кара-Бура.

В последние годы (1960—1964 гг.) часть северного склона Таласского хребта от р. Ур-Марал на востоке до р. Куганды — на западе была охвачена нашими исследованиями. В результате этих работ подтверждалось наличие сары-джонской, чат-карагайской и кызыл-бельской свит (см. рисунок). Оказалось возможным и более дробное их расчленение (снизу вверх).

Сары-джонская свита

Нижняя подсвита — зеленовато-серые серицито-хлоритовые и серые известковистые сланцы с пропластками мелкозернистых полимиктовых песчаников. Основание разреза не вскрыто эрозией. Мощность обнажающейся части разреза подсвиты достигает 300 м.

Средняя подсвита характеризуется сложным флишоидным, иногда беспорядочным чередованием разнозернистых, преимущественно мелкозернистых, полимиктовых песчаников и зелёных, иногда голубовато-зелёных серицито-хлоритовых сланцев. В разрезе подсвиты преобладают песчаники. Мощность её 600—800 м.

Верхняя подсвита — чередование горизонтов средне- и крупнозернистых песчаников и гравелитов с горизонтами серых и зелёных сланцев. В сланцах обычны прослойки известняков. Мощность подсвиты не превышает 350 м.

Чат-карагайская свита

Нижняя подсвита состоит из зелёных и серых сланцев с прослойками алевритистых известняков и мелкозернистых песчаников. В кровле подсвиты иногда присутствует горизонт зелёных и фиолетовых сланцев до 70 м мощности. Общая мощность подсвиты колеблется от 70 до 250 м.

Средняя подсвита представлена тёмно-серыми и чёрными пелитоморфными известняками с прослойками серых известковистых сланцев. Мощность 300—350 м.

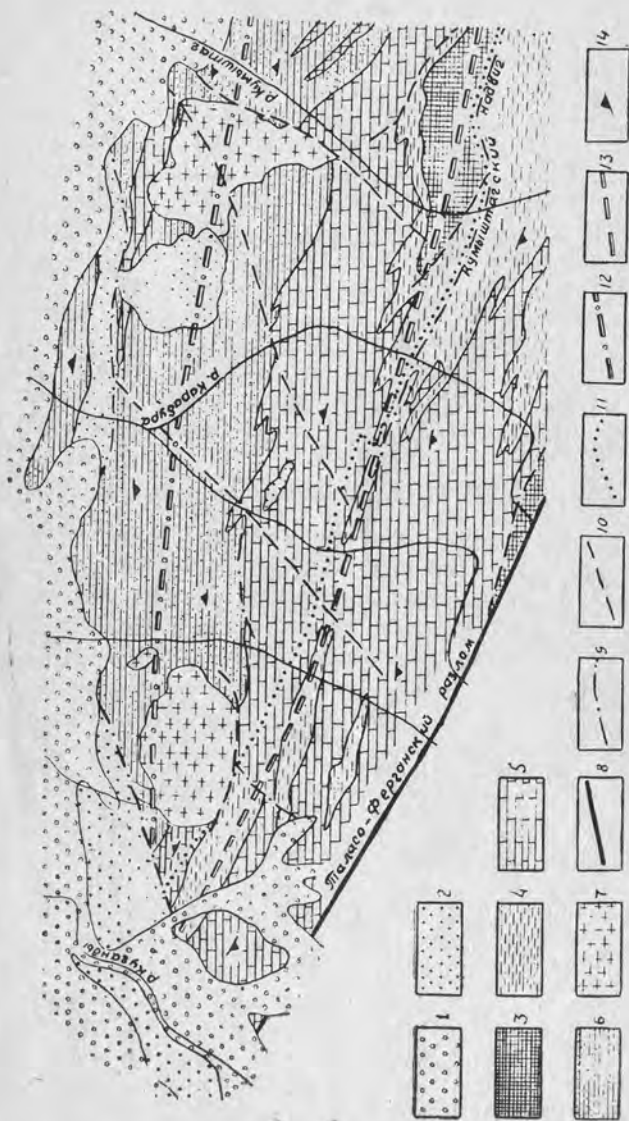


Схема геологического и тектонического строения западной части Таласской зоны. 1 — четвертичные отложения, 2 — палеоген-неогеновые отложения, 3 — нижний палеозой, 4 — кызыл-бельская свита, 5 — чат-карагайская свита, 6 — сары-джонская свита, 7 — граниты, 8 — межзональный глубинный разлом, 9 — альпийские взбросы и надвиги, 10 — прочие разрывные нарушения, 11 — граница между северным и южным типом разреза чат-карагайской и кызыл-бельской свит, 12 — ось антиклинория, 13 — ось синклинория, 14 — направление наклона осевых плоскостей мелких складок.

Верхняя подсвита включает в себя два типа разреза; северный и южный. Северный — плитчатые серые известняки с прослойками известковистых сланцев, пластами песчаных известняков, редко — известняковых конгломератобрекчий. Южный тип разреза — тонкослоистые известняки, зелёные и серые сланцы с горизонтами зелёных полимиктовых песчаников. Мощность подсвиты 400—500 м.

Граница между разными типами разреза проходит в восточной части рассматриваемой территории по линии Кумыш-Тагского надвига, а в западной, где надвиг затухает, — по линии, показанной на схеме от бассейна верхнего течения Кара-Буры до южного контакта Бабаканского интрузива.

Кызыл-бельская свита

Так же, как и верхняя подсвита чат-карагайской свиты, представлена двумя типами разреза — северным и южным. Северный — красноцветные, зелёные, голубовато-зелёные серицито-хлоритовые, гематитовые сланцы, горизонты разнозернистых полимиктовых и в верхних частях — кварцевых песчаников, прослой мелкогалечных конгломератов; красноцветные сланцы в разрезе резко преобладают. Южный тип характеризуется чередованием зелёных, зеленовато-серых хлорит-серицитовых, кремнистых и карбонатных сланцев и крупных горизонтов полимиктовых песчаников и гравелитов, очень малым количеством или полным отсутствием красноцветных сланцев, наличием в нижних частях разреза прослоек и горизонтов известняков. Мощность свиты 1000—1500 м.

Переход от одного типа разреза к другому постепенный и неодновременный на разных стратиграфических уровнях. Граница между типами разрезов совпадает в основном с границей разрезов чат-карагайской свиты.

Переходы между свитами постепенные. Местами в кызыл-бельской свите и верхней подсвите чат-карагайской свиты южного типа разреза наблюдаются внутриформационные локальные размывы.

При геологическом картировании в западной части Таласского хребта (бассейны рек Кара-Бура, Сулу-Бакаир и Куганды) было установлено, что под названием узун-ахматская свита объединялись породы частично чат-карагайской и целиком кызыл-бельской свит южного типа разреза, находящиеся вблизи Таласо-Ферганского разлома и более высоко метаморфизованные. Более высокая степень метаморфизма выражалась в осветлении известняков, превращении глинистых сланцев в серицитовые и хлоритовые.

Поля развития бакаирской, кетмень-тюбинской и каракульджинской свит крупномасштабными съёмками не захватывались. Однако при посещении обнажений бакаирской свиты в верховьях Шильбили-Сая (левый приток р. Кара-Бура), Сулу-Бакаира и Куганды было установлено поразительное сходство разреза этой свиты с разрезом чат-карагайской. Разница, в сущности, заключалась лишь в более высокой степени метаморфизма пород бакаирской свиты (мраморы вместо известняков, филлиты вместо глинистых сланцев). Весьма четко сохранился флишоидный характер чередования пород.

В верховьях Кумыш-Тага и Кара-Буры к бакаирской свите отнесены массивно-слоистые мраморизованные известняки и мраморы почти без терригенной примеси. Эта карбонатная толща слагает узкий тектонический блок, с юга ограниченный Таласо—Ферганским разломом, а с севера имеющий чёткий тектонический контакт с флишоидными породами чат-карагайской свиты южного типа разреза. Аналоги этой толщи среди докембрийских образований района неизвестны. На основании литологического сходства можно предположить, что толща относится к беш-ташской свите нижнего палеозоя, интенсивно метаморфизованной в зоне Таласо-Ферганского разлома.

Отсутствие узун-ахматской свиты (во всяком случае в западной части хребта) доказано протягиванием горизонтов кызыл-бельской и чат-карагайской свит. Одни и те же их горизонты были прослежены в зоне более интенсивного метаморфизма, где они относились ранее к узун-ахматской свите.

Таким образом, с несомненностью устанавливается, что повышение степени метаморфизма таласских толщ в южном направлении не связано с выходами более древних горизонтов. Этот факт подтверждается дополнительно следующими данными. В бассейнах рек Сулу-Бакаир и Шильбили-Сай отмечено наличие даек среднего состава, рассеянных по всей этой территории без какой-либо закономерности. Внедрение их предположительно связывается с байкальской складчатостью. В пределах развития слабометаморфизованных пород заведомо чат-карагайской свиты дайки представлены слабонерасланцованными диоритовыми порфиритами и малахитами. Породы даек, обнажающихся южнее, испытывают более сильное расланцевание, развивается процесс замещения полевых шпатов серицитом и хлоритом. Ещё дальше на юг, там, где дайки прорывают отложения, относившиеся ранее к узун-ахматской свите, порфириты превращены в зелёные сланцы и могут быть охарактеризованы как порфиритоиды. Об

интрузивном происхождении этих сланцев говорят лишь секущие контакты с вмещающими породами.

Очевидно, изменение степени метаморфизма дайковых пород никак не связано с выходами более древних толщ.

Таковы фактические данные, установленные в процессе крупномасштабных съёмок.

Как указывалось выше, площади развития кара-кульджинской и кетмень-тюбинской свит не захватывались крупномасштабными съёмками. Однако, исходя из выявленных закономерностей, можно предполагать, что и эти свиты, так же как узун-ахматская, не являются литолого-стратиграфическими единицами. Вероятнее всего, они отражают зоны различных ступеней метаморфизма: кара-кульджинская «свита» характеризует зону кристаллических сланцев, а кетмень-тюбинская — биотитовых филлитов, аналогично тому, как узун-ахматская «свита» соответствует зоне серицито-хлоритовых филлитов.

Это предположение, естественно, требует дальнейшей проверки. Однако, если исходить из наличия в пределах Таласской тектонической зоны лишь трёх свит (сары-джонской, чат-карагайской и кызыл-бельской) вместо семи, то удаётся избежать многих противоречий и «натяжек», имевшихся в схемах тектоники докембрийских толщ Таласской зоны.

Так, выделяемые три свиты в общих чертах составляют три формации, отвечающие определённым стадиям геосинклинального развития Таласской зоны. Эти формации характерны для внешних зон геосинклинальных областей (по современной терминологии — миогеосинклиналей). Если принять терминологию В. Е. Хаина [5], то песчано-сланцевые толщи сары-джонской свиты можно отнести к аспидной формации, отвечающей начальной (первой) стадии развития миогеосинклинали. К известняковой геосинклинальной формации второй стадии будет относиться большая часть известняковой толщи чат-карагайской свиты. Поздние стадии развития миогеосинклинали характеризуются ниже- и верхнемолассовыми формациями, которым отвечают мощные песчано-сланцевые, иногда красноцветные толщи кызыл-бельской свиты и верхней подсвиты чат-карагайской свиты южного типа разреза.

Таким образом, при новой трактовке стратиграфии докембрия не приходится говорить о каком-то особом характере геосинклинального развития Таласской зоны — всё укладывается в рамки классических схем.

Далее, предлагаемая схема стратиграфии лучше согласуется с общим тектоническим строением района. Так, если

принимать зоны метаморфизма за свиты, то вплотную к Таласо—Ферганскому разлому приходится проводить ось антиклинориевой структуры, а через поля развития чат-карагайской и кызыл-бельской свит — ось синклинория, что и делалось при среднемасштабных съёмках. При этом получалось, что к приосевой части синклинория приурочены интрузивные проявления (Бабаханский, Кумыш-Тагский и Колбинский гранитные массивы, малые интрузии щёлочного состава) и пункты гидротермальной рудной минерализации, в то время как ядерная часть антиклинория была лишена всего этого. Это же не согласовывалось и с ориентировкой осевых поверхностей складок более высокого порядка, которые занимали запрокинутое положение к оси антиклинория и в стороны от оси синклинория, т. е. вновь получалась аномальная, трудно объяснимая картина.

И наконец, при изложенной трактовке вопроса нет необходимости предполагать гигантскую амплитуду смещения по Кумыш-Тагскому надвигу с выпадением всего разреза сарыджонской, чат-карагайской и кызыл-бельской свит общей мощностью не менее 3000 м.

Приведенный материал в известной степени подтверждает выводы В. А. Николаева. Как упоминалось выше, В. А. Николаев связывал повышение степени метаморфизма таласских толщ в южном направлении контактовым воздействием гипотетической интрузии, скрытой на глубине. На наш взгляд, более правдоподобным выглядело бы объяснение этого явления высокой тектонической напряженностью площади, прилегающей к Таласо—Ферганскому разлому. Об этом свидетельствуют и данные сейсмостанций по современной сейсмической активности района. Наибольшее количество зарегистрированных эпицентров землетрясений приходится на площади развития высоко метаморфизованных пород района. Этот вопрос, однако, требует специального рассмотрения и выходит за пределы задач настоящей работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Додонова Т. А. К стратиграфии нижнепалеозойских и докембрийских отложений Таласского Ала-Тау. Тр. Ин-та геологии АН Киргиз. ССР, вып. IX, 1957.
2. Додонова Т. А. Новые данные к стратиграфии нижнепалеозойских отложений Таласского Ала-Тау. Тр. УГиОН при Совете Министров Киргиз. ССР, сб. I. Госгеолтехиздат, 1960.
3. Королёв В. Г., Крылов И. Н. К стратиграфии верхнего докембрия Северного Тянь-Шаня. Докл. АН СССР, т. 144, № 6, 1962.
4. Николаев В. А. Докембрий Средней Азии. Стратиграфия СССР, т. 1, Докембрий СССР, АН СССР, 1939.
5. Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954.

СОДЕРЖАНИЕ

| | Стр. |
|---|------|
| <i>В. В. Киселев, В. Г. Королев.</i> Позднедокембрийские вулканогенные формации Тянь-Шаня | 3 |
| <i>Р. А. Максумова.</i> Формации позднего докембрия Таласского хребта | 31 |
| <i>К. Нурманбетов.</i> Позднедокембрийские формации верховьев реки Малый Нарын | 54 |
| <i>А. Бакиров.</i> Геологические формации рифея и нижнего палеозоя бассейна реки Чон-Кемин | 68 |
| <i>К. Сагындыков.</i> Вендская (нижнекембрийская?) вулканогенно-терригенная железорудная формация типа Джетым-Тоо | 94 |
| <i>П. Мисюс, К. Сагындыков.</i> Новые данные о нижнем кембрии Чаткальского хребта | 103 |
| <i>Ш. Ш. Сабдюшев, Л. В. Коренчук.</i> К вопросу о стратиграфии и тектонике докембрия Таласского хребта | 105 |