

Ю. А. ЗАЙЦЕВ  
Т. Н. ХЕРАСКОВА

•

ВЕНД  
ЦЕНТРАЛЬНОГО  
КАЗАХСТАНА

•

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова  
Центрально-Казахстанское территориальное геологическое управление  
Министерства геологии и охраны недр Казахской ССР

---

Материалы по геологии Центрального Казахстана  
том XIУ

Ю.А.Зайцев, Т.Н.Хераскова

Венд Центрального Казахстана

Под редакцией Ю.А.Зайцева

Издательство Московского университета  
1979

Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Московского университета

Рецензенты:  
кандидат геолого-минералогических наук  
О.В.Минервин,  
доктор геолого-минералогических наук  
М.А.Семихатов

Венд Центрального Казахстана (Материалы по геологии Центрального Казахстана, том XIV). М., Изд-во Моск. ун-та, 1978 г.  
251 с.

В работе рассмотрено стратиграфическое и историко-геологическое положение венда и особенности обособления его в Казахстане, структурно-фациальные зоны и типы разрезов венда: геосинклинальный существенно осадочный Б.Каратау и Байконурского синклинория; геосинклинальный вулканогенно-осадочный Джаркайнагачского антиклинория; геантиклинальный осадочный Актау-Моинтинского антиклинория. Работа рассчитана на широкий круг геологов, работающих в области стратиграфии, тектоники и региональной геологии.

## В в е д е н и е

Венд понимается как верхнее четвертое подразделение рифея с радиогеохронологическими границами в  $680 \pm 20$  и  $570 \pm 10$  млн. лет. Вблизи границы протерозоя и палеозоя уже достаточно давно во многих регионах земного шара стали выделяться толщи пород, именовавшиеся западноевропейскими геологами инфракембрием и другими, а у нас в стране — вендом, идомием, терминальным рифеем.

Проблемы стратиграфического обособления этих отложений, их историко-геологической роли, принадлежности к верхам протерозоя или к основанию палеозоя имеют уже достаточно большую историю. После выделения венда Б.С.Соколовым (Соколов, 1952), представления о его стратиграфическом положении, значении и объеме уточнялись в ходе широко известной дискуссии (Келлер, Соколов, 1962; Соколов, 1964, 1972; Келлер, 1968, 1973; Келлер, Семихатов, 1968; Келлер и др., 1974; Семихатов и др., 1974 и др.).

В последние годы Б.Н.Келлер и М.А.Семихатов (1968) предложили именовать четвертое подразделение рифея терминальным рифеем, а позднее Б.М.Келлер (1973) стал называть его вендоимем, объединив в одном наименовании венд Восточно-Европейской и идоимий Сибирской древних платформ. Эти два региональных подразделения наиболее полно изучены стратиграфически и бистратиграфически, обладают ясными структурными соотношениями с подстилающими и покрывающими их толщами (Семихатов и др., 1970; Келлер, 1973; Соколов, 1975). Стратотипические разрезы этих регионов, а также Урала и Енисейского края позволяют прийти к выводу о необходимости выделения четвертого самостоятельного подразделения рифея.

В дальнейшем в нашей работе мы будем использовать наименование Б.С.Соколова (1952, 1975) — "венд", считая необходимым его сохранение вследствие приоритета и нежелательности изменений в обозначении одного и того же понятия.

Венд представляет собой большой отрезок геологической исто-

рии — его общая продолжительность около 100–110 млн. лет, что в 1,5–2 раза больше продолжительности ближайших периодов палеозоя. Геологическая история многих регионов в вендское время ознаменовалась важнейшими событиями. В областях байкальской складчатости на начало–середину венда приходится орогенез и складкообразование, в ряде же регионов вендское время ознаменовалось заложением геосинклинальных систем, продолжавших свое развитие в течение палеозоя.

Давно было установлено, что толщи, непосредственно подстилающие кембрий, в тектоническом и историко-геологическом отношении ближе к палеозою. Это находило отражение в его наименованиях, предлагавшихся ранее западноевропейскими геологами — "эокембрий", "инфракембрий" — применительно к подобным толщам в ряде регионов Западной Европы, Африки и др. (Brögger, 1900; Høltedahl, 1961). Таким же образом обосновывал необходимость выделения венда как нижней системы палеозоя в своих ранних работах Б.С. Соколов (1952), обративший внимание на тесную историко-геологическую и структурную связь венда с палеозойскими отложениями в пределах древних платформ. Как отмечалось выше, в настоящее время большинством геологов, главным образом на основании биостратиграфических данных (вертикальное распространение строматолитов, микрофитолитов и акритарх, отсутствие остатков скелетной фауны), венд относится к протерозою (к верхам рифея). Тем не менее, тектонический аспект проблемы обособления и стратиграфической принадлежности венда должен обязательно учитываться.

С вопросом выделения венда тесно связана проблема обособления, оценка роли байкальской складчатости и предшествующей байкальской тектонической эры. Особый интерес приобретает анализ историко-геологического положения венда и его аналогов в различных по геологической истории регионах, в частности в пределах палеозойских геосинклинальных систем.

Обособление венда в разрезах Казахстана и Средней Азии было произведено в 60–70-х годах и связано с успехами изучения стратиграфии кембрийских и позднепротерозойских толщ в целом в пределах указанных регионов. Особое значение имели работы по позднему докембрию и кембрию, выполненные в течение последнего десятилетия группой геологов АН Киргизской ССР под руководством и при участии В.Г. Королева. Обоснованию положения верхней границы венда помогло установление трилобитов и хиолитов низов алдан-

ского яруса в основании карбонатной тауциской серии в Малом Каратау (Келлер, Королев, Крылов, 1965; Келлер, Покровская, 1965; Королев, Максимова, Мамбетов, 1971, 1974; Покровская, Брөгльев, 1971; 1974; Брөгльев, Покровская, 1974; Мамбетов, Миссаржевский, 1971). Наряду с установлением основания кембрия, большая ценность разрезов Средней Азии и Каратау определяется также еще и тем, что здесь впервые в Казахстанско-Тяньшаньских геосинклинальных системах палеозойца были установлены органические остатки среднего, верхнего рифея и венда — строматолиты и микрофитолиты (Келлер, Королев, Крылов, 1965; Крылов, 1967).

Вендские отложения в Центральном и Северном Казахстане в целом изучены неравномерно, в отдельных районах менее подробно, в них отсутствуют строматолиты и лишь изредка встречаются микропроблематики. Последние из-за спорадичности распространения в большинстве случаев не доказывают возраст заключающих их отложений. Методами установления венда в разрезах Центрального и Северного Казахстана являются методы радиогеохронологии, а также литостратиграфические корреляции, возможные в пределах единых структурно-фациальных зон. При этом наибольшее значение имеют чрезвычайно выдержанные литологически горизонты тиллитоподобных конгломератов или тиллодов. Большая роль этих горизонтов для стратиграфических корреляций Казахстана и Средней Азии подчеркивалась ранее Б.М. Келлером (1973), Е.И. Зубцовым (1971), В.Г. Королевым (1965), Д.А. Зайцевым, В.И. Королевым, Л.И. Филатовой (1966) и др.

Особое значение для познания строения разреза и стратиграфических корреляций венда имеет разрез Байконурского синклинория в Икном Улутау. Разрез этого района является связующим между разрезами венда Средней Азии и Казахстана. Почти полная тождественность разрезов венда и нижнего палеозоя Чаткало-Нарычской структурно-фациальной зоны Среднего Тянь-Шаня, антиклинория Большого Каратау и Байконурского синклинория Улутау позволяет произвести здесь обоснованные стратиграфические корреляции, распространив тем самым выводы, полученные о возрасте соответствующих толщ в Средней Азии и Икноме Казахстана на более северные районы. Разрез венда Улутау чрезвычайно важен еще и тем, что здесь устанавливается нижний возрастной предел венда свинцово-изохронным методом по гранитоидам Актаасского комплекса в  $650 \pm 20$  млн. лет (Зайцев и др., 1974).

Значение разреза венда Улутая заключается также и в том, что в нем соединены элементы стратиграфических разрезов венда Большого и Малого Каратау. Благодаря выполненным сопоставлениям удалось установить более высокое стратиграфическое положение улутауской серии Улутая и Большого Каратау относительно малокаройской серии Малого Каратау (Зайцев, Королев, Филатова, 1966).

По косвенным данным и менее однозначно венд устанавливается в Калмыккульском синклинории Припымья и по иному обрамлению Кокчетавского массива. Решающее значение при выделении венда в этих районах Казахстана имеет его сопоставление с разрезом Байконурского синклинория в Южном Улутая. В Актау-Моинтинском антиклинории на водоразделе рек Атасу и Моинти вендские отложения распространены также широко, залегая ниже заведомого кембрия. В перечисленных регионах, как и в пределах Улутая, пока не доказан нижний кембрий, известны лишь маломощные толщи верхнего и среднего кембрия. Это делает несколько неопределенной верхнюю границу венда в указанных выше разрезах. Здесь при стратиграфических сопоставлениях особое значение приобретают горизонты тилитоподобных конгломератов (тиллоидов) то большей, то меньшей мощности, устанавливаемые в большинстве разрезов.

Вендские отложения всех перечисленных выше районов: Улутая, Большого и Малого Каратау, Атасу-Моинтинского водораздела, части Кокчетавского региона, представлены главным образом терригенными и карбонатными накоплениями. Они относятся частично к геосинклинальным комплексам или слагают разрезы терригенно-карбонатных геосинклиналей. Вендские образования в пределах типичных эвгеосинклинальных структурно-фациальных зон Казахстана пока практически не изучены. О их существовании пока можно высказать только более или менее обоснованные предположения. Основанием к этому являются следующие соображения. Под заведомым нижним (нижним-средним) кембрием во многих структурно-фациальных зонах находятся мощнейшие эвгеосинклинальные комплексы, лишенные каких-либо органических остатков. Иногда в них устанавливаются сравнительно маломощные горизонты тилитоподобных конгломератов. Можно предполагать, что вендские отложения в эвгеосинклинальных зонах Казахстана тесно связаны с нижним палеозоем и слагают основание единых эвгеосинклинальных вендско-раннепалеозойских комплексов. Таким образом, проблема обособления венда в Казахстане

имеет различную сложность и в разных регионах решается с различной степенью определенности.

В данной работе нами рассматриваются вендские образования лишь относительно полно изученных геосинклинальных и карбонатно-терригенных геосинклинальных структурно-фациальных зон. Следует подчеркнуть, что относительно выделения венда и в этих регионах до настоящего времени существуют значительные разногласия и разные точки зрения. Достаточно вспомнить, что до 1964-1965 гг. все эти отложения подавляющим большинством геологов относились к кембрию. Так поступали П.И.Боровиков (1955), А.Л.Книппер (1963), В.М.Добрынин и Е.М.Сигитова (1962), относившие все осадочные толщи низов разреза Байконурского синклинория к кембрию. Также рассматривали возраст основания каледонского складчатого комплекса в пределах Большого и Малого Каратау С.Г.Анкинович (1960, 1961), Г.И.Макарычев (1960) и другие геологи. Подобный подход нашел отражение в решениях первого Стратиграфического совещания по допалеозой и палеозой Казахстана, состоявшегося в 1958 г. в Алма-Ате.

Следует еще раз подчеркнуть, что только после выделения вендских отложений в Тянь-Шане (Королев, Крылов, 1962; Келлер, Королев, Крылов, 1965), стало возможным обособление венда в разрезах Большого Каратау, Улутая и других районах Казахстана. Сопоставление разреза венда Улутая и Тянь-Шаня в соответствии с новыми представлениями о его расчленении было произведено в 1964 г. Ю.А.Зайцевым, В.Г.Королевым, Л.И.Филатовой и доложено на Стратиграфическом совещании в г.Фрунзе (Зайцев, Королев, Филатова, 1966). В таком же примерно виде с некоторыми уточнениями оно вошло в корреляционные схемы, принятые позднее в 1969 г. Карагандинским совещанием по стратиграфии докембрия Казахстана и Тянь-Шаня, а в 1971 г. Совещанием по стратиграфии палеозоя и допалеозоя Казахстана в г.Алма-Ате (Богданов и др., 1970; Зайцев, Королев, Филатова, Шлычя, 1971, 1974; Зайцев, Хераскова, 1971). Г.Х.Бргалиевым (1965) были сопоставлены верхние части разреза венда Байконурского синклинория и Большого Каратау.

Карагандинское стратиграфическое совещание 1969 г. по докембрию Казахстана и Тянь-Шаня закрепило в своих решениях выделение венда из прежнего гипертрофированного кембрия (Богданов и др., 1970; Стратиграфия докембрия ..., 1971). По существу те же заключения о выделении венда и корреляции вендских отложений

были подтверждены решениями Второго Казахстанского стратиграфического совещания по допалеозой и палеозой Казахстана (Алма-Ата, 1971 г.), принявшего рабочие корреляционные схемы для докембрия, в том числе и верхнего протерозоя. Наибольшие разногласия после этого последнего совещания остались в отношении выделения вендских отложений в эвгеосинклинальных зонах Казахстана.

Авторам в течение последних 12-15 лет довелось изучать разрез верхов протерозоя и кембрия в ряде районов Казахстана. Разрез венда изучались наиболее подробно в пределах Байконурского синклиналия Улутая (1961-1968 гг.), а также в пределах Актау-Моинтинского антиклинория (1970-1973 гг.). Меньше времени Т.Н. Херасковой было уделено изучению разреза венда Калмыккульского синклиналия, до этого подробно описанного О.В. Минервиным (1972). Разрез венда Тянь-Шаня, Большого и Малого Каратау были рассмотрены в порядке экскурсий, в том числе во время Второго Казахстанского стратиграфического совещания 1971 г. Отдельные разрезы венда и кембрия были рассмотрены в пределах Кокчетавского массива, Шатского антиклинория, Ерементау-Ниязского и Атасуйского антиклинориев. Однако эти последние разрезы вследствие разрозненности, малой изученности пока еще очень мало дают для разработки общих схем стратиграфии венда. Пользуясь случаем, авторы приносят благодарность В.Г. Королеву, В.В. Киселеву, Р.А. Максумовой, Г.Х. Ергалиеву, Н.К. Двойченко и О.М. Розему, ознакомившим их в экскурсиях с рядом разрезов венда Тянь-Шаня, Каратау и Северного Казахстана.

Задачами настоящей работы является сводка материалов по стратиграфии венда Центрального Казахстана, сопоставление вендских толщ Казахстана и Тянь-Шаня, обобщение своих представлений о формациях венда и, наконец, рассмотрение проблемы проявления в Казахстане байкальской складчатости. Существующие материалы по стратиграфии и радиогеохронологии венда, отношении его к кембрию, тектонике Центрального Казахстана и сопредельных территорий, полученные в последнее десятилетие, позволяют рассмотреть упомянутые проблемы, в частности вопрос об отсутствии в Казахстане байкальской складчатости в связи с особенностями его развития в венде.

Следует заметить, что вопрос о проявлении байкальской складчатости в палеозоюдах Казахстана был основательно запутан сторон-

никами рифейского возраста большей части или даже всех известных метаморфических толщ, слагающих фундамент (комплекс основания) палеозойских геосинклинальных складчатых систем этого региона. С утверждением об обособлении в палеозоюдах Казахстана байкальского фундамента и большой роли байкальской складчатости можно встретиться в ряде общих сводок по тектонике и истории развития структуры Казахстана. Так, например, поступил В.Ф. Беспалов (1975) при составлении им Тектонической карты Казахской ССР в масштабе 1:1 500 000. Вопросы возраста метаморфического фундамента палеозойд, образования его в результате более ранней среднерифейской складчатости, этапы формирования структуры фундамента были рассмотрены ранее (Зайцев, Филатова, 1971, 1972; Зайцев, 1968, 1974).

В геологической литературе последних лет (60-70 годы), посвященных описанию геологии складчатых областей неогей часто приводится известная точка зрения о принадлежности венда к орогенному этапу байкальского геосинклинального цикла. Очевидно, только таким образом может быть истолковано историко-геологическое положение венда в областях байкальской складчатости. Появление обломочных, конгломератных молассоподобных толщ венда, таких как спарджит, в областях палеозойской складчатости часто также считают достаточным, чтобы предполагать здесь проявление байкальской складчатости. К таким выводам, например, пришел Б.М. Келлер в последней сводке о венде как верхнем подразделении рифея, анализируя материалы по Казахстану и Средней Азии (Келлер и др., 1974).

Ничего предпринята попытка показать различную историко-геологическую роль венда в разных регионах, в частности на примере Казахстана. Здесь, по нашим выводам, байкальская складчатость не проявлялась, хотя тектоническая история венда была весьма напряженной, ознаменованная расширением и усложнением структуры существовавших ранее и заложением новых геосинклинальных прогибов.

Главная цель настоящей сводки - привлечь внимание к необходимости обособления венда в геосинклинальных разрезах различных структурно-фашиальных зон Казахстана, сколь ни сложна эта задача. Только такой подход позволит реально оценить геологическую историю венда - крайне важного отрезка геологического времени на рубеже протерозоя и фанерозоя.

## ГЛАВА I

### СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВЕНДА

Каледонские геосинклинали Казахстана, Северного и Среднего Тянь-Шаня в своем основании имеют метаморфический фундамент сложного строения, состоящий из разновозрастных метаморфических толщ (Зайцев, Филатова, 1971, 1972; Киселев, Королев, 1970а). Метаморфический фундамент или комплекс основания отчетливо отделяется от неметаморфизованного нижнего палеозоя и тесно связанного с ним венда и местами верхнего рифея.

Комплекс основания выступает среди главного геосинклинального комплекса в отдельных блоках, в ядрах антиклинорий — Улутауского, Кокчетавского, Ишкельмесского, Ерементау-Ниязского, Актау-Монитинского и др. Отдельные выступы метаморфических толщ известны в пределах типичных каледонских эвгеосинклиналией в ядре Атасуйского, Тектурмасского, Ерементау-Ниязского, Чингизского, Кендыктасского антиклинорий (рис. 1). Присутствие метаморфических толщ позволяет сделать важный вывод о заложении каледонских геосинклиналией на земной коре с развитым гранито-метаморфическим слоем в результате ее переработки (Зайцев, 1968). По имеющимся редким выходам метаморфического основания крайне сложно провести достоверную реконструкцию структуры комплекса основания под палеозойскими геосинклиналями. Нельзя в большинстве случаев установить существо механизма тектонической переработки фундамента — было ли это его раздробление и дифференцированное опускание или раздробление и горизонтальное раздвижение блоков. Но каков бы ни был этот механизм переработки, главный вывод о заложении большей части каледонских геосинклиналией Казахстана на переработанном метаморфическом основании остается неоспоримым.

Время заложения этих геосинклиналией в разных частях Казахстана различно. Раздробление метаморфического основания в позднем рифее сопровождалось образованием липаритовой порфировой формации, устанавливаемой по периферии геосинклинальных прогибов в ряде участков Казахстана и Тянь-Шаня. Позднерифейские дацит-липаритовые краснокаменные толщи установлены по периферии каледонских прогибов Байконурского, Жалаир-Найманского синклинорий, Чаткало-Нарынской структурно-фацальной зоны Среднего Тянь-Шаня (коксуйская серия, свита Большого Нарына и др.). Обычно липаритовые порфировые формации позднерифейского возраста находятся в пределах геосинклинальных зон вблизи с рядом расположенными геосинклинальными прогибами. Можно предполагать, что в соседних геосинклиналях одновременно накапливались базальтовые вулканогенные и терригенно-вулканогенные толщи. В верхнем рифее иногда устанавливаются переходные липарит-базальтовые и базальтовые комплексы, типа белеутинской серии Южно-Улутау и терской серии Северного Тянь-Шаня.

К этим выводам, независимо друг от друга, пришли по материалам Казахстана Ю.А. Зайцев, а по Северному Тянь-Шаню В.Г. Королев и В.В. Киселев (Зайцев, 1968; Зайцев, Филатова, 1971, 1972; Зайцев, Тихомиров, 1969, 1972; Киселев, Королев, 1970б). К выводу о приуроченности липаритовых порфировых формаций каледонского формационного ряда, времени заложения каледонских геосинклиналией недавно присоединился Е.Д. Шлыгин (1973). Заложение геосинклиналией на консолидированном метаморфическом основании в результате его дробления и тектоно-магматической переработки привело к генерации кислых палингенных коровых магм. Об этом свидетельствует распространение липаритовых порфировых формаций верхнего рифея.

Мы намеренно подробно остановились на вопросах заложения геосинклиналией палеозоя, моментах их наиболее ранней истории, чтобы показать известную преемственность их развития в венде.

В северных районах Центрального, а также в Северном Казахстане образование палеозойских геосинклиналией относится к венду, причем в течение венда раздробление метаморфического основания и вовлечение новых пространств в геосинклинальное прогибание также происходило неодновременно. Начало геосинклинальной переработки как бы мигрировало с юга на север и северо-восток Казахстана. Поздний рифей и венд — время заложения каледонских геосинклиналией Казахстана.



Рис. 1. Каледонская структура Центрального и Южного Казахстана (Зайцев, Филатова, 1972).

Фундамент каледонид: 1 - карельский и более древние складчатые комплексы, 2 - исседонский (среднерифейский) складчатый комплекс, 3 - эпийсседонский (раннебайкальский) дислоцированный чехол.

Каледонские складчатые комплексы (4) (включают образования верхов верхнего рифея и венда, нижний палеозой, на востоке также силур); 5 - наиболее крупные региональные разрывные нарушения; 6 - участки распространения ливаритовой порфировой формации верхнего рифея с возрастом 850-670 млн. лет; 7 - каледонские гранитоиды; 8 - простирания складок; 9 - области, где каледонская складчатость не проявилась

В наиболее полных разрезах Улутау, в западных и южных частях Центрального и Южного Казахстана, в Среднем и Северном Тянь-Шане венд отчетливо разделяется на две части, которые ниже условно именуется нижним и верхним.

Нижний венд по комплексам строматолитов (Крылов, 1967), литологически и структурно ближе верхнему рифею Таласской структурно-фациальной зоны Каратау - большекаройской и карагаинской сериям. В.Г.Королев и Р.А.Максумова (1964) в качестве опорного разреза нижнего венда предлагают рассматривать малокаройскую серию и ее аналоги. Все остальные нижневендские серии и свиты, выделяемые в других районах Казахстана, привязываются путем сопоставлений к малокаройской серии Малого Каратау и Таласского хребта (табл. I). Нижний венд распространен в наиболее глубоких эвгеосинклинальных прогибах Казахстана, развивавшихся впоследствии в течение каледонской тектонической эры. Вполне вероятно широкое распространение нижнего венда в основании эвгеосинклинальных прогибов на востоке Центрального Казахстана, хотя этому в настоящее время нет доказательств. Для нижнего венда характерна большая пестрота геологических формаций от красноцветных толщ молассового облика до типичных яшмово-диабазовых эвгеосинклинальных.

Структурно-фациальная зональность раннего венда, по-видимому, была весьма сложной (рис. 2). Наиболее отчетливо выделяется протяженная структурно-фациальная зона, включающая прогибы Таласского хребта и Малого Каратау, Байконурский и Калмыккульский синклиналии. По-видимому, правильнее для этого отрезка геологического времени обособлять две структурно-фациальные зоны Каратау-Таласскую и Байконуро-Ишимскую, располагавшиеся одна на простирании другой. Для этих зон характерно латеральное замещение формаций с юга на север - от молассоидных в Каратау-Таласской до типичной эвгеосин-





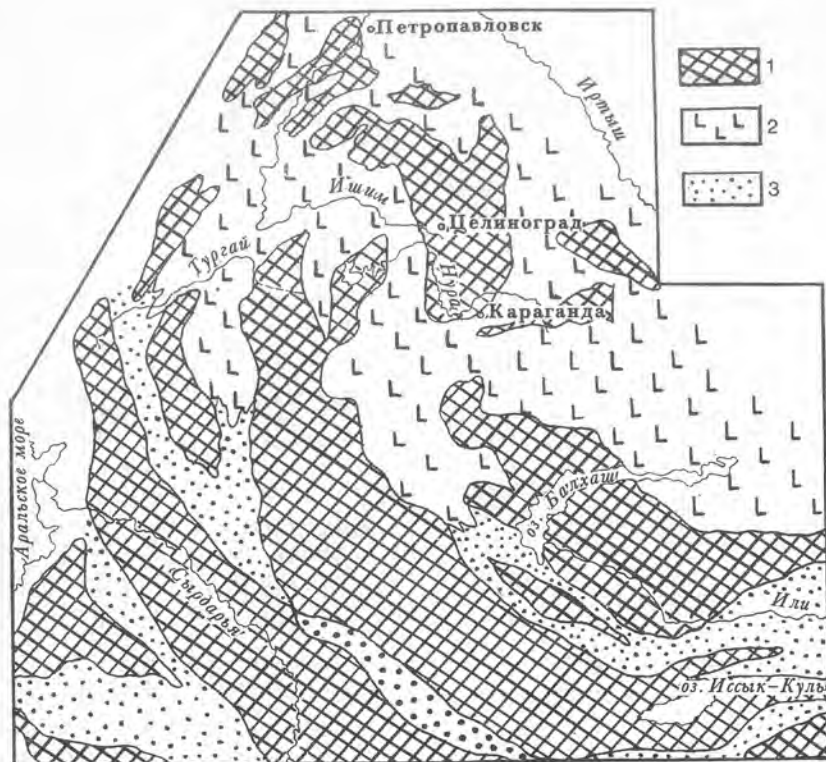


Рис. 2. Структурно-фациальная зональность раннего венда: 1 - геосинклинальные поднятия, сложенные метаморфическими породами архей-протерозоя; геосинклинальные прогибы: 2 - эвгеосинклинальные; 3 - хемиевгеосинклинальные

клинальной ямково-диабазовой в Приишимье.

Нижний венд можно предполагать в северной части Атаусуйско-Чулийской структурно-фациальной зоны в ядре Атаусуйского антиклинория к северу от р. Сарысу. Все остальные эвгеосинклинальные структурно-фациальные зоны этого возраста более восточных и северо-восточных частей Центрального и Южного Казахстана - Степнякская,

Тектурмасская и другие (см. рис. 2) выделяются условно на основании предположений о широком распространении нижнего венда эвгеосинклинального типа под эвгеосинклинальным кембрием. К нижнему венду могут быть условно отнесены кремнисто-терригенные ямково-диабазовые серии в обрамлении и в центральных частях Кокчетавской глыбы (Минервин, Бабичев, Розен, 1971), в западных частях Степнякского синклинория и, возможно, еремантауская серия. Выделение в перечисленных регионах доказанного нижнего венда - дело будущих исследований.

Верхний венд распространен значительно шире, а его результаты изучены более полно. Он сложен преимущественно терригенными, карбонатными, отчасти кремнисто-терригенными формациями. Терригенные формации, заключающие обычно один или два горизонта тиллитоподобных конгломератов, мы рассматриваем в качестве самостоятельной спаратмитовой формации начальных и средних этапов развития геосинклиналей. Тиллитоподобные конгломераты, обычно легко опознаваемы в поле, были ранее описаны многими геологами (Боровиков, 1955; Зубцов, 1971; Зубцов, Зубцова, 1963; Книппер, 1966; Макарычев, 1957, 1960; Зайцев, Хераскова, 1971; Королев, 1965 и др.). Схема расположения структурно-фациальных зон в позднем венде изображена на рис. 3.

В Чаткало-Наринской структурно-фациальной зоне Среднего Тянь-Шаня верхний венд представлен джетымтауской серией, в Улутаяу и Большом Каратау - улутаяуской серией. Их аналоги широко распространены в других частях Казахстана (см. табл. I). Наиболее надежно выделяются структурно-фациальные зоны Большого Каратау, Байконуро-Ишимская, менее уверенно обособлена Атаусуйско-Чулийская. Верхний венд несомненно присутствует в Западном Прибалхашье (Токмачева, Палец, 1971; Келлер, Кузнецовский и др., 1970; Клиггер, 1974), но изучен здесь пока недостаточно. Он устанавливается также в пределах Кокчетавского поднятия (Розен и др., 1971), по периферии Шатского антиклинория, в Приишимье на крыле Джаркаинагачского антиклинория (Хабелашвили, 1966; Минервин, 1972).

Широко верхний венд распространен в Атаусуйско-Джунгарском геосинклинальном поднятии. В последние годы после работ А.В. Авдеева, Е.В. Альперовича, В.Д. Вознесенского, Б.Г. Коренькова (Авдеев и др., 1974) он изучался здесь Н.А. Пушиным (1974) и авторами данной работы. В Джунгарском Алатау (Южная Джунгария) венд также несомнен-

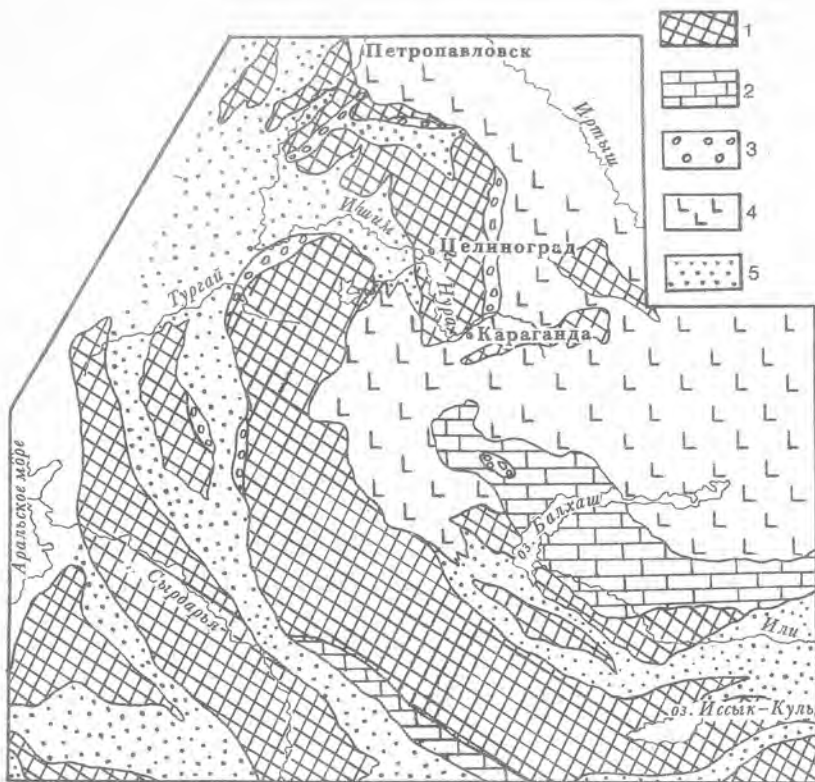


Рис. 3. Структурно-фашиальная зональность позднего венда:

1 - геосинклинальные поднятия, сложенные метаморфическими породами архея-протерозоя; 2 - участки распространения терригенно-карбонатных отложений позднего венда на геосинклинальных поднятиях; 3 - участки распространения спаргмитовой формации малой мощности (геосинклинальный тип); 4 - эвгеосинклинальные прогибы; 5 - хемизвгеосинклинальные прогибы

но присутствует в основании каледонского комплекса. Т.Н.Херасковой верхи разреза венда установлены в пределах Ерементау-Ниязского антиклинория. Перечень районов свидетельствует о более широком распространении верхнего венда по сравнению с ранневендскими толщами.

Нередко верхний венд ложится непосредственно на метаморфическое основание (Шатский, Ерементау-Ниязский, Атасуйский, Актау-Моинтинский антиклинории), имея сокращенный неполный разрез малой мощности.

Подобные сокращенные разрезы характеризуют геосинклинальные поднятия, разделявшие упоминавшиеся выше геосинклинальные прогибы (см. рис. 3). Некоторые поднятия в позднем венде являлись областями размыва, другие же отличались накоплением маломощной спаргмитовой формации геосинклинального типа, а также карбонатной и базальной терригенной формаций.

Наиболее крупными геосинклинальными зонами являлись Сырдарьинское, Улутау-Северотяньшаньское, Актауско-Джунгарское поднятия. Юго-западная часть Улутау-Северотяньшаньского поднятия, включающая Малый Каратау и Таласский Алатау, вовлеченная в прогибание в позднем рифее и раннем венде, в конце позднего венда и раннем палеозое характеризовалось накоплением карбонатных толщ, принадлежит Каратау-Таласской структурно-фашиальной зоне (подзоне). Для последней характерен сокращенный карбонатный разрез верхов венда, маломощный кембрий, сменяемый также карбонатным разрезом ордовика. В Северном Казахстане можно предполагать существование ряда небольших геосинклинальных поднятий - Кокчетавского, Шатского и других, разделявшихся небольшими геосинклинальными прогибами.

Часть прогибов рассматривается нами как хемизвгеосинклинальные<sup>I</sup>, другая часть на востоке и северо-востоке Казахстана - как типичные эвгеосинклинали (см. рис. 2, 3). Как можно видеть из приведенного перечня районов распространения и типов разрезов, для верхнего венда впервые, если двигаться снизу вверх по геохронологической шкале, устанавливаются доказанные, разновозрастные разнофашиальные комплексы отложений. Это позволяет выделять и соответствующие геосинклинальные и геосинклинальные разновозрастные геологические формации.

Верхний венд структурно и историко-геологически тесно связан с ранним палеозоем, с которым образует единые структурно-фашиальные зоны и единые вертикальные формационные ряды. Состояние изученности разрезов венда позволяет произвести их подробные сопоставления и тем самым связать разновозрастные разнофашиальные комплексы,

<sup>I</sup> Термин "хемизвгеосинклиналь" предложен Л.П.Зоненшайном (1972).

наметив палеотектонические обстановки раннего и позднего венда. Следует подчеркнуть обычную преемственность в развитии в раннем, позднем венде и раннем палеозое. Исключение представляет лишь южная часть крупной Улутау-Северотяньшаньской геоантиклинальной структурно-фациальной зоны, выделяемой как Каратау-Таласская. Только здесь на рубеже верхнего рифея и венда, раннего и позднего венда отмечаются складкообразующие движения, после которых происходит смена в расположении структурно-фациальных зон и тектонических режимов.

**Типы разрезов.** Для перечисленных структурно-фациальных зон, как уже отмечалось выше, характерны следующие главные типы разрезов. Для хемизвгеосинклинальных зон Большого Каратау и Ишимско-Байконурской характерен преимущественно осадочный тип разреза. В нем преобладают терригенные породы, незначительную роль играют карбонатные, кремнистые и вулканогенные образования.

Эвгеосинклинальные разрезы характеризуются преобладанием вулканогенных пород базальтового состава, туфогенно-осадочных пород, яшм, кремнистых туффитов и алевролитов. Этот тип разреза характерен для нижнего венда Калмыккульского синклинория и Джаркайнагачского антиклинория. Несомненно он широко развит в эвгеосинклиналях восточных и северо-восточных частей Казахстана. В данной работе эвгеосинклинальный разрез венда рассматривается лишь для района Ишимской Луки (Калмыккульского синклинория и Джаркайнагачского антиклинория).

Геоантиклинальный тип разреза венда характерен для Актау-Моинтинского антиклинория, составляющего северо-западную часть Актауско-Джунгарского геоантиклинального поднятия. Этот разрез отличается сравнительно небольшими мощностями. Для него типично преобладание карбонатных пород. Характерным признаком геоантиклинальных поднятий является спаратмитовая формация малой мощности, называемая ниже геоантиклинальной спаратмитовой. Типична красноцветная базальная терригенная геоантиклинальная формация, напоминающая молассы орогенного этапа, но связанная с геоантиклинальными поднятиями внутри геосинклинальной системы. Геоантиклинальный тип разреза наиболее полно изучен в пределах Актау-Моинтинского антиклинория.

## ГЛАВА II

### ВЕНД БАЙКОНУРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

#### Стратиграфия

Байконурский синклинорий выполнен преимущественно осадочными образованиями верхнего протерозоя и нижнего палеозоя (рис. 4, см. вкладку). В Южном Улутау синклинорий с востока по системе крупных разломов граничит с Майтубинским антиклинорием, сложенным метаморфизованными и частично гранитизированными породами среднего протерозоя. Северное и южное продолжение Байконурского синклинория скрыто под платформенным чехлом Тургайской синеклизы. Западному ограничению синклинория отвечают крупные протяженные разломы, устанавливаемые геофизическими методами. Западнее этих разломов находится Южно-Тургайское поднятие (массив), сложенное метаморфическими толщами протерозоя, что было недавно установлено бурением. Скважины, пробуренные в 60 км к юго-западу от пос. Байконур, вскрыли порфиroidы и кварцево-сланцевые сланцы. Таким образом была установлена общая ширина Байконурского синклинория, составляющая 45-60 км.

Стратиграфия толщ, слагающих Байконурский синклинорий, изучалась А. В. Волиным, Л. И. Боровиковым (1955), А. Л. Книппером (1963), В. М. Добрыниным, Е. М. Сигитовой (1961, 1962), Г. Х. Ергалиевым (1965), Ю. А. Зайцевым, Т. Н. Херасковой (Зайцев и др., 1965; Зайцев, Филатова, 1971; Зайцев, Хераскова, 1971) и другими (табл. 2). Вещественный состав углисто-кремнистых пород был описан ранее Б. Б. Голубевым, Т. Я. Бронштейн, Т. Н. Херасковой (1971), аллювиальных фосфатов - З. Д. Поповым (1959, 1966).

Возраст		По А.В.Волину, 1952	
Система	Отдел		
Ордовикская	верхний	песчано-сланцевая формация	песчаниковая толща
	средний		сланцевая толща
	нижний	ванадиеносная формация	алевролитовые (кровельные) сланцы 50 м
			кремнисто-глинистые ритмические сланцы (надаргиллитовые) 0-130 м
средний-верхний	кремнистая ванадиеносная формация	"аргиллитовая плита" 80-150 м известняки 40-50 м	
Кембрийская	средний-верхний	кремнистая ванадиеносная формация	кремнисто-углисто-глинистые ванадиеносные сланцы 100-120 м
	нижний		тиллитоподобные конгломераты 250-450 м
			пестроцветные сланцы 250-450 м
			базальные конгломераты

Возраст		По Л.И.Боровикову, 1955	
Система	Отдел		
ордовикская			карагалинская свита песчаники, эффузивы основного состава, туфы 250-300 м шолаксайская свита песчаники, прослой сланцев 400-500 м
			ащилинская свита песчаники, эффузивы основного состава, их туфы 200 м
			верхняя дулыгалинская свита песчаники, порфириты, туфы, глинистые и известковистые сланцы 700-800 м
			средняя дулыгалинская свита песчаники, эффузивы основного и кислого состава, их туфы 500 м
кембрийская	верхний		нижняя дулыгалинская свита песчаники, конгломераты, сланцы 1500 м
	средний		кокतालская свита известняки, кремнистые породы 200 м
			байконурская свита тиллитоподобные конгломераты, песчаники, сланцы 200 м
	нижний		курайлинская свита пестроцветные сланцы, песчаники, ленточные известняки 350 м булантинская свита кремнисто-углистые сланцы и яшмы 250 м кияктинская свита кремнисто-глинистые сланцы, сургучно-красные яшмы 300 м улутауская свита чередование сланцев, песчаников, конгломератов 300-1000 м

Возраст		По А.Л.Книпперу, 1957	
Система	отдел		
Ордовикская	верхний	карагалинская свита песчаники, эффузивы основного состава, туфы	250-300 м
	средний	дулыгалинская свита песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты	3500 м
		карасуирская свита черные, зеленые кремнистые породы, сургучные яшмы, кремнистые аргиллиты	600 м
Кембрийская	верхний	ащимирская свита известняки, глинистые сланцы	330 м
	средний	кокतालская свита кремнистые сланцы и яшмы	150 м
		байконурская свита тиллитоподобные конгломераты, песчаники, доломиты	200-450 м
	нижний	курайлинская свита пестроцветные сланцы, песчаники, ленточные известняки	400-700 м
		булантинская свита кремнисто-углистые сланцы и яшмы	300 м
жалтауская свита кварцевые порфиры, туфопесчаники, песчаники, алюмофосфаты		300 м	
	улутауская свита конгломераты, песчаники	50-400 м	

Возраст		По В.М.Добрынину, Е.М.Сигитовой, 1962	
Система	отдел		
ордовикская	верхний	карагалинская свита песчаники, эффузивы основного состава, туфы	250-300 м
		дулыгалинская свита песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты	
	средний	карасуирская свита черные, зеленые, кремнистые породы, сургучные яшмы	15 м
		ащилысайская свита кремнистые аргиллиты	50 м
кембрийская	верхний	верхнекокतालская подсвита известняки, глинистые сланцы	20-50 м
		нижнекокतालская подсвита кремнистые сланцы, яшмы	150 м
	средний	байконурская свита тиллитоподобные конгломераты, песчаники	
	нижний	курайлинская свита пестроцветные сланцы, песчаники, ленточные известняки,	350 м
		булантинская свита кремнистые сланцы, известняки, баритовые породы, окремненные оолитовые известняки	300 м
нижнебулантинская подсвита глинистые сланцы, конгломераты, гравелиты		300 м	
	ранская свита конгломераты, песчаники	300-1000 м	

Возраст		По резолюции совещания, 1958
Система	отдел	
Ордовикская	верхний	карагаалинская свита песчаники, эффузивы основного состава, туфы 250-300 м
	средний	дулыгаалинская свита песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты
	нижний	карасуирская свита черные, зеленые кремнистые породы
Кембрийская		кокतालская свита известняки, кремнистые породы, глинистые сланцы
		байконурская свита тиллитоподобные конгломераты, песчаники
		курайлинская свита пестроцветные сланцы, песчаники, ленточные известняки
		булантинская свита кремнисто-углистые сланцы, яшмы
		киактинская свита кремнисто-глинистые сланцы, сургучно-красные яшмы
	ранская свита конгломераты, песчаники	

Возраст		По Ю.А.Зайцеву, Т.Н.Херасковой, 1965	
Система	отдел		
ордовикская	верхний	карагаалинская свита песчаники, эффузивы основного состава, туфы 250-300 м	
	средний	дулыгаалинская свита песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты 2500 м	
	нижний	карасуирская свита черные, зеленые кремнистые породы, сургучные яшмы 100-250 м	
кембрийская	кокतालская свита	пачка известняков; известняки, глинистые сланцы 150 м пачка кремнистых сланцев углисто-кремнистые сланцы, таниты 100-250 м	кремнистые сланцы, 75-250 м
верхний протерозой	вендский комплекс	байконурская свита тиллитоподобные конгломераты, глинистые сланцы 0-400 м	
		курайлинская свита пестроцветные сланцы, песчаники, ленточные известняки 370 м	
		басалтуайтская свита кварцевые гравелиты, конгломераты, углисто-кремнистые сланцы, глинистые сланцы, алмофосфаты, окремненные осолитовые известняки, баритовые породы до 650 м	
		пачка туффитов, туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые туффиты, диабазы 100-350 м	
		пачка конгломератов, конгломераты, песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты 700-800 м	
		сатанская свита тиллитоподобные конгломераты, серицито-хлоритовые сланцы, туфы основного состава 700 м	

Возраст			
Система	Отдел	По Ю.А.Зайцеву, Т.Н.Херасковой, 1968	
Ордовикская	верхний	каргалинская свита песчаники, эффузивы основного состава, 250-300 м	
	средний	дулыгалинская свита песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты 2500 м	
		карасуирская свита черные, зеленые кремнистые породы, сургучные яшмы 100-200 м	
Кемрийская	коктальская свита	пачка известняков; известняки, глинистые сланцы	пачка фосфатно-баритовых пород; углисто-глинистые кремнистые сланцы; прослой баритовых пород и известняков 250 м
		пачка кремнистых сланцев; углисто-кремнистые сланцы, фтаниты 100-150 м	
Верхний протерозой	вендский комплекс	байконурская свита тиллитоподобные конгломераты, глинистые сланцы 0-400 м	
		курайлинская свита пестроцветные сланцы, песчаники, ленточные известняки 370 м	бозингенская свита доломиты, песчаники 100 м
		сатанская свита ? тиллитоподобные конгломераты, конгломераты, песчаники, туффиты 800 м	
		жалтауская свита кварцевые гравелиты, углисто-кремнистые сланцы, углистые филлиты, алмаофосфаты, окремненные оолитовые известняки до 500 м	
		акбулакская серия	шилесайская свита туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые туффиты, диабазы 100-350 м
кумкудукская свита конгломераты, песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты до 1000 м			

Венд Байконурского синклинория представлен акбулакской и улу-тауской сериями (табл. 3). Основание его известно на восточном крыле синклинория, где породы венда залегают несогласно на размытой поверхности преимущественно кремнекислых вулканитов коксуйской серии, имеющих радиологический возраст в 800-850 млн. лет. Вендский комплекс начинает новый этап осадконакопления в пределах каледонского Байконурского прогиба. Завершился этот этап в позднем ордовике образованием терригенных флишеидных, вулканогенно-терригенных толщ и последующим замыканием геосинклинального прогиба.

#### Нижний венд. Акбулакская серия

Акбулакская серия залегают несогласно на размытой поверхности коксуйской серии. Она представляет собой единую толщу терригенных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород общей мощностью 1400 м. В ее основании находится кумкудукская свита мощностью 1000 м, в которой преобладают терригенные породы. Выше, местами без видимого несогласия, местами явно несогласно, залегают шилесайская свита мощностью 350-400 м, которая в отличие от кумкудукской сложена преимущественно туфоогенно-осадочными и вулканогенными породами. Эти свиты были выделены авторами в 1965 г.

Распространена акбулакская серия по восточному крылу Байконурского синклинория (см. рис. 4) - на водоразделе саев Сарыбулак и Коксу, на правом берегу р.Байконур, в окрестностях горы Карадыр, на правом берегу р.Курайлы, а также в центральной части синклинория - в среднем течении р.Карасире и по сухому логу Бозинген. Почти повсеместно серия слагает крылья антиклинальных складок, ядра которых образованы породами коксуйской серии.

#### Кумкудукская свита

В основании кумкудукской свиты лежат базальные конгломераты с гальками эффузивов коксуйской серии и прорывавших ее щелочных гранитов актасского интрузивного комплекса. Выше появляются более мелкозернистые обломочные породы, среди которых имеются вулканогенно-осадочные разности. Здесь наряду с конгломератами встречаются песчаники, гравелиты, туфо-песчаники, туфо-алевролиты и кремнистые туффиты.



Схема расчленения верхнего протерозоя и нижнего  
(по Ю.А.Зайцеву, Т.Н.Херасковой, ордовик - по

Система, отдел		Байконурский				
		западное крыло		центральная часть		
Ордовик	верхний	дулыгалинская свита, 1500 м		дулыгалинская свита, 1500 м		
	средний	карасуирская и ащилысайская свиты нерасчлененные, 120-140 м		карасуирская свита, 75-100 м		
	нижний			ащилысайская свита, 45-50 м		
Кембрий	кокतालская свита нерасчлененная, 100 м		кокतालская свита	пачка известняков, 75-150 м		
				пачка кремнистых сланцев, 100-150 м		
Верхний протерозой (рифей)	венд	верхний	улутауская серия	байконурская свита, 400 м	байконурская свита, 200-400 м	
				курайлинская свита, 350 м	курайлинская свита, 370 м	бозингенская свита, 100 м
				-----		
	нижний	-----				
		-----				
		-----				
верхний рифей		-----				
		метаморфические толщи				

Т а б л и ц а 3

палеозоя Байконурского синклиория  
В.М.Добрынину и А.Л.Книпперу)

синклиорий	
восточное крыло (сводный разрез)	
дулыгалинская свита, 1500 м	
карасуирская и ащилысайская свиты нерасчлененные, 75-100 м	
кокतालская свита, нерасчлененная, 100-350 м	пачка фосфатно-баритовых пород, 250 м
	пачка кремнистых сланцев, 75-150 м
байконурская свита, 0-100 м	
бозингенская свита, 50 м	
сатанская свита, 1000 м	
жалтауская свита	пачка углистых флиштов, 0-30 м
	пачка кремнистых сланцев (нижний фосфатный горизонт), 70-180 м
	пачка кварцевых гравелитов, 50-120 м
акбулакская серия	шлесайская свита, 120-450 м
кумкудукская свита, до 1000 м	
коксуйская серия (850 млн. лет), 4000 м; граниты актасского комплекса - (650±20 млн. лет)	
метаморфические толщи среднего протерозоя	

Для толщи характерно многопорядковое ритмичное строение: в нижней части - волнистая слоистость прибрежно-морского типа, в верхней - горизонтальная. Мощность отдельных ритмов и косых серий изменяется в широких пределах (от 15-20 м до нескольких сантиметров). Преобладающий цвет пород - зеленый (от темно-зеленого до голубовато-зеленого). Лишь для отдельных прослоев кремнистых туффитов характерна черная и лиловато-черная окраска. В разрезах по ложу Шилесай и р.Коксу в нижней части свиты появляются маломощные (не более 0,5 см) прослойки красноцветных алевролитов. Мощность свиты достигает 1000 м. Основные стратиграфические разрезы кумкудукской свиты описаны на трех участках: на междуречье Сарыбулак и Жиделиозен; в окрестностях лога Шилесай и в верховьях р.Коксу.

На участке междуречья Жиделиозен и Сарыбулак имеются наиболее полные разрезы, в который кумкудукская свита достигает максимальной мощности. Здесь отчетливо выявляются основные особенности строения акбулакской серии. Спорный разрез кумкудукской свиты описан севернее горы Кулман (рис. 5, см. вкладку). Здесь выше лиловых липаритовых порфиров коксуйской серии с углами падения на север около 60° залегают:

- |   |             |     |
|---|-------------|-----|
| 1. Конгломераты средние и крупногалечные. Гальки хорошей окатанности, имеют округлую и эллипсоидальную форму. Гальки размером 1,5-10 см, чаще 4-5 см, плотно, нередко конформно прилегают друг к другу. В гальках преобладают эффузивные породы коксуйской серии, реже встречаются гранит-порфиры. Основная масса сложена вулканомиктовым песчанком с хлоритовым цементом . . . . . | Мощность, м | 5   |
| 2. Конгломераты мелко- и среднегалечные. По составу близки конгломератам слоя I. Размер галек 1-3 см, редкие рассеянные гальки до 10 см. Основная масса более обильна, базального типа . . . . .  |             | 12  |
| 3. Конгломераты, аналогичные описанным в слое I . . . . .   |             | 12  |
| 4. Мелкогалечные пудинговые конгломераты; гальки размером 0,5-1,5 см погружены в грубозернистый, разнотернистый песчанник . . . . .   |             | 16  |
| 5. Песчаники зеленовато-серые разнотернистые, в основании слоя с гравийными зернами . . . . .   |             | 1,6 |
| 6. Конгломераты среднегалечные . . . . .  |             | 4   |

- |   |     |
|---|-----|
| 7. Мелкогалечные пудинговые конгломераты, аналогичные описанным в слое 4 . . . . .  | 4   |
| 8. Песчаники зеленовато-серые разнотернистые . . . . .  | 5,5 |
| 9. Слабо обнаженное пространство с высыпками галек конгломератов . . . . .  | 10  |
| 10. Мелкогалечные конгломераты. Гальки размером 0,5-2 см . . . . .  | 7   |
| Перерыв в обнажении 18 м.   |     |
| 11. Песчаники зеленовато-серые крупнозернистые с отдельными гравийными зернами и редкими мелкими гальками . . . . .   | 10  |
| 12. Мелкогалечные конгломераты . . . . .  | 0,5 |
| 13. Грубозернистые песчаники, в нижней части переходящие в гравелиты . . . . .  | 2   |
| 14. Мелкогалечные конгломераты (гальки размером 1,5-3 см) с очень скудным хлоритовым цементом . . . . .   | 1   |
| 15. Грубозернистые песчаники . . . . .  | 2,5 |
| Перерыв в обнажении 2,5 м.  |     |
| 16. Туффопесчаники зеленовато-серые, среднетернистые, равномернозернистые, плотные, массивные. По простиранию этот слой переходит в пачку тонкослоистых, ритмичнослоистых туффитов зеленого цвета с многочисленными складками оползания . . . . .   | 10  |
| 17. Валунные и крупногалечные конгломераты (размер галек 5-30 см) сменяют туффиты по очень резкой волнистой границе со следами размыва. В конгломератах наряду с хорошо окатанными гальками липаритовых порфиров коксуйской серии, появляются хуже окатанные вишневые туфы андезитового состава, валуны и гальки мелкозернистых, крупнозернистых и порфировидных гранитов, обломки зеленых кремнистых туффитов, аналогичных описанным в слое 16 . . . . . | 60  |
| 18. Средне- и мелкогалечные конгломераты. По составу галек близки к описанным в слое 17, однако, здесь отсутствуют обломки кремнистых туффитов . . . . .  | 40  |
| 19. Песчаники темно-зеленые, грубозернистые, разнотернистые . . . . .   | 0,8 |
| 20. Конгломераты, мелкогалечные, нечеткослоистые. Слоистость обусловлена изменением количества основной   |     |

массы конгломератов. В верхней части слоя конгломераты постепенно переходят в разнородные песчаники темно-зеленого цвета с гравийными зернами . . . . .	3
21. Высыпки и отдельные выходы мелкогалечных конгломератов, редко песчаников. Породы и характер их чередования аналогичны описанным в слоях I8-20 . . . . .	40
22. Песчаники буровато-зеленые крупнозернистые, в основании слоя и в середине переходящие в гравелиты . . . . .	20
23. Мелкогалечные конгломераты . . . . .	8
24. Высыпки и отдельные коренные выходы песчаников буровато-зеленых, разнородных . . . . .	15
25. Мелкогалечные конгломераты лилово-серые с гальками липаритовых порфиров коксуйской серии . . . . .	35
26. Песчаники темно-зеленые грубозернистые . . . . .	0,5
27. Высыпки среднегалечных конгломератов . . . . .	40
28. Конгломераты средне- и крупногалечные с отдельными валунами. По составу галек близки к описанным в слое I7 . . . . .	20
29. Гравелиты, пудинговые конгломераты зеленовато-серого цвета. В обломках, наряду с эффузивами, много окатышей голубовато-зеленых туффитов . . . . .	7
Перерыв в обнажении 40 м.	
30. Высыпки мелко- и среднегалечных конгломератов . . . . .	65
31. Крупногалечные конгломераты темно-зеленые, рассланцованные . . . . .	100
32. Гравелиты, постепенно сменяющиеся песчаниками, содержащими два маломощных (0,5 м) прослоя кремнистых туффитов . . . . .	50
Перерыв в обнажении 15 м.	
33. Гравелиты, переходящие в грубозернистые песчаники темно-зеленые, лиловатые . . . . .	30
34. Валунные конгломераты, аналогичные описанным в слоях I7 и 28 . . . . .	20
35. Мелкогалечные конгломераты . . . . .	30
36. Туфопесчаники темно-зеленые с прослоями тонкослоистых кремнистых туффитов . . . . .	20
Суммарная мощность приведенного разреза составляет 800 м. Выше после перерыва в обнажении (около 100 м) следуют породы ши-	

лесайской свиты. Близкое строение имеют разрез по правому берегу сая Акбулак и на левобережье р. Лиделлозен. Здесь из-за разрывных нарушений отсутствует нижняя часть свиты, однако, ее верхи лучше обнажены и могут быть описаны с большей детальностью (см. рис. 5, разрез 2, 3).

На участке сая Шилесай - правом притоке р. Байконур кумкудукская свита обнажается на крыле Байконурской синклинали. Здесь на левом берегу р. Байконур, в 1 км к югу от горы Лакбай выше липаритовых порфиров коксуйской серии с углами падения около 50° залегают (см. рис. 5, разрез сая Шилесай):

Мощность, м

- I. Конгломераты зеленовато-серые с фиолетовым оттенком, крупно- и среднегалечные. Галька хорошей окатанности размером от 0,5-10 см, редко до 20 см. В гальке преобладают различные вулканогенные породы коксуйской серии. В резко подчиненном количестве встречены: гранит-порфиры, граптофилы, диориты, граниты позднерифейского актасского комплекса, кварцево-полевошпатовые глино-кварцево-полевошпатовые сланцы . . . . . 300

Выше залегают песчаники. Более подробно и полно эта часть разреза может быть описана на правом берегу р. Байконур, в 5,5 км севернее устья сая Шилесай. Здесь выше конгломератов, большая часть которых срезана разломом, наблюдается следующая последовательность слоев (см. рис. 5):

2. Песчаники полимиктовые светло-зеленого цвета грубо- и среднезернистые, нечеткослоистые с прослоями туфопесчаников различной зернистости . . . . . 85
3. Песчаники полимиктовые светло-зеленого, вишнево-серого цвета от грубо- до среднезернистых, с маломощными прослоями вишневых алевролитов. Пачка ритмичнослоистая. Границы между слоями внутри ритмов нечеткие, иногда заметны следы размывов вишневых алевролитов, слагающих верхние части ритмов. Границы ритма четкие . . . . . 38
4. Песчаники полимиктовые светло-зеленые, грубозернистые, переходящие в гравелиты, с маломощными (0,5-2 см) прослоями вишневых алевролитов. Пачка ритмичнослоистая. Грубозернистые песчаники слагают

прослой 0,1-1,03 м, причем зернистость в них уменьшается снизу вверх. Заканчивается ритм вишневыми алевролитами . . . . .	3
5. Песчаники полимиктовые, темно-серые и темно-бурые, от мелко- до среднезернистых, обнажающихся в виде вышпок щебенки . . . . .	42
6. Песчаники полимиктовые, темно-серого цвета, среднезернистые с глинисто-кварцевым цементом и прослоями обеленных мелкозернистых песчаников. Обнажаются в виде вышпок щебенки . . . . .	24
7. Песчаники полимиктовые, крупнозернистые с кварцевым цементом, серые, на выветрелой поверхности светло-бурые, массивные, плотные . . . . .	6
Перерыв в обнажении 15 м.	
8. Песчаники выветрелые мелкозернистые с прослоями тонкослоистых вишневых алевролитов . . . . .	2
9. Кремнистые туффиты, черные, на выветрелой поверхности светло-бурые, афанитового сложения. По простиранию южнее среди них появляются линзы крупнозернистых полимиктовых песчаников . . . . .	33
10. Алевролиты тонкослоистые, листоватые, зеленовато-бурые . . . . .	3
11. Ритмично переслаивающиеся туфопесчаники и туфо-алевролиты тонкослоистые, светло-бурые. . . . .	20
12. Туфопесчаники мелкозернистые, массивные, светло-бурого цвета. В обломках кварц и плагиоклаз, цемент альбитовый с эпидотом и биотитом . . . . .	4
13. Туфопесчаники тонкозернистые, буровато-зеленые . . . . .	2
14. Туфоалевролиты буровато-зеленые . . . . .	4
15. Туфопесчаники, переходящие в гравелиты буровато-серые. В обломках кварц, альбит, альбитизированный калиевый полевой шпат, эффузивы кислого состава, плагиоклазовые порфириты, цемент кварцево-альбитовый с эпидотом . . . . .	5
16. Туфы альбитофиров, мелкозернистые . . . . .	4
17. Песчаники буровато-зеленые, ясно тонкослоистые. В обломках в основном кварц и альбит. Цемент плагиоклазового типа серпичито-биотитовый с эпидотом . . . . .	II
18. Тонкозернистые туфы альбитофиров . . . . .	2

19. Туфопесчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, с прослоями тонкоплатчатых алевролитов . . . . .	II
Перерыв в обнажении 15 м.	
20. Пещловые туфы кислого состава, пещловые со светлыми полосами, плотные, кремневидные . . . . .	I
Перерыв в обнажении 10 м.	
21. Грубозернистые туфопесчаники буровато-зеленого, на выветрелой поверхности светло-бурого цвета. В обломках - альбит, калиевый полевой шпат, натриевый альбит размером 0,5-2 мм, эффузивы кремнекислого состава, размером 1-2 мм. Цемент альбитовый с эпидотом и биотитом . . . . .	20-30
22. Ритмичнопереслаивающиеся мелко- и тонкозернистые туфопесчаники и пещловые туфы, буровато-зеленые, на выветрелой поверхности светло-бурые. Мощность отдельных прослоев 0,2-0,5 м. Верхи ритмов сложены тонкослоистыми разностями (2-3 мм), в которых чередуются мелкозернистые туфопесчаники и тонкозернистые туфы или туфоалевролиты . . . . .	45
Перерыв в обнажении 20 м.	
23. Туфопесчаники светло-бурые, зеленоватые, плотные мелкозернистые. В обломках альбит и эффузивы кремнекислого состава. Цемент базального типа альбитовый с кучными скоплениями биотита . . . . .	3

После перерыва в обнажении (140 м) следуют конгломераты шилесайской свиты. Суммарная мощность кумкудукской свиты в приведенном разрезе около 900 м. Характерная особенность этого разреза - относительная мелкозернистость пород, появление маломощных прослоев красноцветных алевролитов и значительная примесь вулканического материала. Восточнее, на участке среднего течения р.Коксу (см. рис. 5) к кумкудукской свите отнесена толща ритмично-слоистых зеленых полимиктовых песчаников и гравелитов с маломощными прослоями частично размытых вишневых алевролитов, близких по составу к слоям 2-4 в разрезе по сая Шилесай. Мощность их не превышает 220 м.

Таким образом, в наиболее западных разрезах, находящихся на водоразделе саяв Сарыбулак и Жиделиозен, а также на междуречье Жиделиозен и Лосса, в среднем течении р.Курайлы, кумкудукская свита достигает максимальной мощности в 1000 м. Здесь зна-

чительную часть разреза занимают конгломераты. Песчаники и туфогенно-осадочные породы им подчинены. Восточнее (разрез сая Шилесай) в кумкудукской свите появляются более тонкозернистые породы — песчаники, алевролиты и значительно возрастает примесь вулканогенного материала. В верхней части разреза распространены ритмично-слоистые разновидности туфогенно-осадочных пород, имеются прослой кремнистых туффитов и тонкозернистых туфов альбитофиров. Отличительной чертой разрезов этого типа также является присутствие маломощных прослоев красноцветных алевролитов в нижней части свиты.

### Шилесайская свита

Шилесайская свита по строению и типам слагающих ее пород близка к кумкудукской. Однако в ее разрезе большее значение приобретают вулканогенно-осадочные породы, а в верхах появляются диабазы. В основании свиты присутствует пачка конгломератов или гравелитов, залегающая без видимого несогласия или с размывом на породах кумкудукской свиты. Величина размыва подстилающих пород увеличивается к востоку по направлению к Майтубинскому антиклинорию. В гальке конгломератов преобладают породы коксуйской серии, в меньшем количестве встречаются щелочные граниты актаского интрузивного комплекса, гранофиры и гранит-порфиры. Мощность конгломератов не превышает 120 м. По простиранию они замещаются гравелитами.

Вверх по разрезу конгломераты сменяются пачкой ритмичнопереслаивающихся туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов и пепловых туфов. Мощность отдельных ритмов, как правило, меньше чем в кумкудукской свите и составляет не более 5-10 м, часто наблюдается микроритмичное переслаивание. Не характерны также пестрые окраски пород — преобладают серые, темно-серые и буровато-серые цвета. Завершает разрез свиты пачка мелкокристаллических диабазов. Мощность свиты не более 350-400 м. Она несогласно перекрывается желтауской свитой.

Шилесайская свита распространена в бассейне рек Сарнбулак, Акбулак, Коксу и Жиделиозен, по сая Шилесай и на участке нижнего течения р. Байконур. Повсюду она надстраивается кумкудукской свите. Разрезы шилесайской свиты изучены на трех участках: по сая Акбулак и севернее горы Кулман, по р. Коксу и к востоку от сая

Шилесай. На участке по сая Акбулак и севернее горы Кулман (см. рис. 5, разрез I) установлены наиболее полные разрезы шилесайской свиты. Здесь свита слагает периклиналь Жалтауской антиклинали, осложненную рядом мелких складок и разрывных нарушений. Последнее затрудняет описание ее послонного разреза. Кроме того, шилесайская свита, особенно ее нижняя часть, на этом участке слабо обнажена, поэтому здесь приведен обобщенный разрез. В 1200 м севернее горы Кулман и далее к северо-востоку (см. рис. 5), выше кумкудукской свиты, после перерыва (около 100 м) обнажаются:

Мощность, м

1. Мелкогалечные конгломераты и туфопесчаники темно-серого цвета, обнажающиеся в виде высыпок щебенки... 20
2. Диабазы темно-зеленые, мелкокристаллические, с маломощными прослоями и линзами эпидотизированных пепловых туфов . . . . . 70
3. Туфо-алевролиты темно-серые с лиловатым оттенком, ритмично-слоистые . . . . . 40
4. Пепловые туфы сильно эпидотизированные светло-зеленого цвета, переходящие по простиранию в туфоалевролиты и туфопесчаники . . . . . 50
5. Диабазы мелкокристаллические темно-зеленого цвета... 100
6. Туфоалевролиты темно-серого цвета, тонко-слоистые со следами послонных оползаний; маломощная линза литокластических туфов диабазовых порфиритов темно-зеленого и буро-зеленого цветов . . . . . 50

Выше несогласно залегают желтауская свита. Ее суммарная мощность в приведенном разрезе 330 м. Разрез этого типа характерен для западной полосы выходов шилесайской свиты по сая Акбулак, в верховье р. Жиделиозен, в менее полном виде из-за разрывных нарушений западнее горы Караадыр и в среднем течении р. Карасире. На участке в среднем течении р. Коксу шилесайская свита слагает ряд синклинальных складок. Свита здесь довольно хорошо обнажена, но описание послонного разреза часто невозможно из-за обилия мелких складок и частых разрывных нарушений. Разрез описан в 2,5 км к северо-западу от горы Ашюки (см. рис. 5, разрез 5). На восточном крыле синклинальной складки, несогласно на породах кумкудукской свиты или отделяясь по небольшому разрывному нарушению от липаритовых порфиров ляхбайской свиты, с углами падения в 45-80° снизу

вверх залегают:

Мощность, м

1. Мелкогалечные конгломераты и гравелиты, переходящие по простиранию в грубозернистые песчаники темно-серого цвета, косослоистые. В обломках - эффузивы коксуйской серии, кварц, альбит. Цемент хлорито-альбито-кварцевый . . . . . 15
2. Песчаники буровато-серые, темно-серые с прослоями тонкослоистых кремнистых туфоалевролитов . . . . . 4
3. Туфоалевролиты черные, мелкозернистые, ритмичнослоистые, со следами послонных оползаний . . . . . 5
4. Туфопесчаники темно-серые от крупно- до мелкозернистых, ритмично переслаивающиеся с маломощными (1-2 см) тонкозернистыми туфами альбитофигов. Характерна косая слоистость . . . . . 35
5. Туфоалевролиты с прослоями туфопесчаников темно-серого, почти черного цвета, тонкослоистые (мощность прослоев от 1 мм до 1 см) . . . . . 20
6. Диабазы темно-зеленые мелко- и среднекристаллические . . . . . 50

Суммарная мощность приведенного разреза 130 м.

Южнее, в окрестностях сая Шилесай, имеется лишь нижняя часть шилесайской свиты, представленная конгломератами, мощностью 120 м. Верхняя часть разреза свиты срезана разрывным нарушением. Конгломераты от мелко- до крупногалечных обнажаются в виде высыпок галек. Галька размером от 1-2 до 10-15 см. Наиболее крупные из них имеют шарообразную форму и представлены, по данным И.З. Филипович, среднезернистыми гранитами актасского интрузивного комплекса, гранит-порфирами, мелкозернистыми гранитами и гранофирами. Гальки гранитоидов легко разрушаются и чаще встречаются в виде обломков. Более мелкие гальки слегка удлинённой и уплощенной формы сложены эффузивными породами коксуйской серии. Преобладающий цвет пород - темно-серый. Заполняющее вещество встречено лишь в высыпках и представлено темно-серым, буровато-серым гравелитом с мелкими окатанными гальками липаритовых порфиров с кристаллами альбита размером 0,5-1 мм.

Таким образом, в крайних западных выходах шилесайской свиты, простиравшихся вдоль зоны сочленения Байконурского синклинория

и Майтубинского антиклинория, свита имеет наибольшую мощность, достигающую 330-350 м. Здесь преобладают горизонтальнослоистые тонкозернистые разности пород, почти отсутствуют конгломераты и значительна мощность диабазов (см. рис. 5, разрез I). К востоку мощность шилесайской свиты сокращается до 130 м (см. разрез в 2,5 км к северо-западу от горы Акшоки), большое значение приобретают грубообломочные породы, нередко обладающие кривой слоистостью. По направлению к Майтубинскому антиклинорию увеличивается и величина несогласия в основании шилесайской свиты.

Амбулакская серия залегают в основании венда и начинает новый цикл осадконакопления. Наиболее полные разрезы этой ритмично-слоистой вулканогенно-терригенной толщи известны вдоль восточного крыла Байконурского синклинория. По направлению на восток она резко сокращается в мощности за счет внутреннего размыва в основании шилесайской свиты, а затем выклинивается полностью. В осевой части Байконурского синклинория и на его западном крыле она перекрыта более молодыми образованиями улутауской серии.

#### Верхний венд. Улутауская серия

Улутауская серия в своем распространении тесно связана с нижнепалеозойскими отложениями. Она вместе с ними выполняет Байконурский синклинорий и слагает незначительные площади на прилегающих частях Майтубинского антиклинория. В осевой части и на западном крыле Байконурского синклинория основание серии не известно, а на восточном - она несогласно перекрывает акбулакскую и коксуйскую серии, а также залегают на более древних метаморфических толщах докембрия. Вверх по разрезу улутауская серия без видимого несогласия в пределах осевой части Байконурского синклинория или с несогласием и размывом на его крыльях, а также в пределах Майтубинского антиклинория перекрывается кремнистыми породами кембрия. Улутауская серия состоит из пяти свит.

Жалтауская свита сложена в низах кварцевыми песчаниками, сменяющимися вверх по разрезу углисто-глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами, заключающими прослой аллюмофосфатов и карбонатных пород. Верхняя часть свиты образована углистыми филлитами и глинистыми сланцами с редкими прослоями кварцевых песчаников. В кровле свиты - маркирующий горизонт окременелых онколитовых известняков. Мощность свиты 350-550 м.

Сатанская свита в нижней части сложена тиллоподобными конгломератами (тиллоидами) и филлитами, а в верхах переслаивающимися пирокласто-осадочными. Мощность свиты около 1000 м.

Бозингенская свита представлена доломитами, переслаивающимися в низах с доломитистыми песчаниками и аргиллитами. Мощность 100 м.

Курайлинская свита в видимой нижней части содержит углисто-глинистые сланцы, которые выше сменяются зелено-серыми, затем пестроцветными песчаниками и алевролитами. Завершают разрез ленточнослоистые известняки и глинистые алевролиты. Мощность свиты 275-300 м.

Байконурская свита тиллоподобных конгломератов (тиллоидов), песчаников и глинистых сланцев содержит на западном крыле Байконурского синклинория редкие покровы вулканитов базальтового состава.

Суммарная мощность улутауской серии 2300 м. Наиболее полные, но сокращенные по мощности ее разрезы известны на восточном крыле Байконурского синклинория. В его центральной части вскрыта лишь верхняя часть серии - курайлинская, бозингенская и байконурская свиты (рис. 6, см. вкладку). Характерная черта улутауской серии, позволяющая ее легко сопоставлять с соответствующими по возрасту отложениями Большого Каратау и Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня - присутствие двух уровней тиллоподобных конгломератов.

#### Жалтауская свита

Жалтауская свита представляет собой кремнисто-терригенную толщу, с которой связаны проявления аллюмофосфатов (нижний фосфатоносный горизонт). Наиболее полные разрезы ее известны в зоне сочленения центральных частей Байконурского синклинория и его восточного крыла в горах Устырлытау, Жалтау, Космурун, у слияния рек Байконур и Сарысай, в верховьях р.Алтимир (см. рис. 4). По направлению к осевой части Майтубинского антиклинория в окрестностях гор Басалтуайт и Алтуайт, разрез становится неполным за счет размыва в основании вышележащей сатанской свиты. Впервые жалтауская свита была выделена А.Л.Книппером (1963). Позднее эти же образования В.М.Добрыниным и Е.М.Сягитовой рассматривались

в составе нижней пачки булантинской свиты<sup>I</sup>. Опорными при выделении жалтауской свиты являются участки гор Жалтау и месторождения "Сарысай". Участок этого месторождения был впервые изучен А.Л.Книппером (1957), обнаружившим здесь три пласта аллюмофосфатных руд.

Жалтауская свита несогласно залегает на размытой поверхности акбулакской и коксуйской серий, а в области распространения неполных разрезов - на метаморфических породах среднего протерозоя. Выше нее несогласно залегают байконурская или коктальская свиты, а в ряде участков она также несогласно перекрывается сатанской свитой улутауской серии. Жалтауская свита по литологическому составу разделена на три пачки (рис. 7):

1. Пачка кварцевых гравелитов сложена кварцевыми гравелитами с прослоями и линзами грубозернистых песчаников, конгломератов, филлитов мощностью 90-120 м.

2. Пачка кремнистых сланцев образована углисто-кремнистыми, углисто-глинистыми сланцами с прослоями карбонатных пород, горизонтом аллюмофосфатов. Мощность этой пачки изменяется от 70 до 180 м.

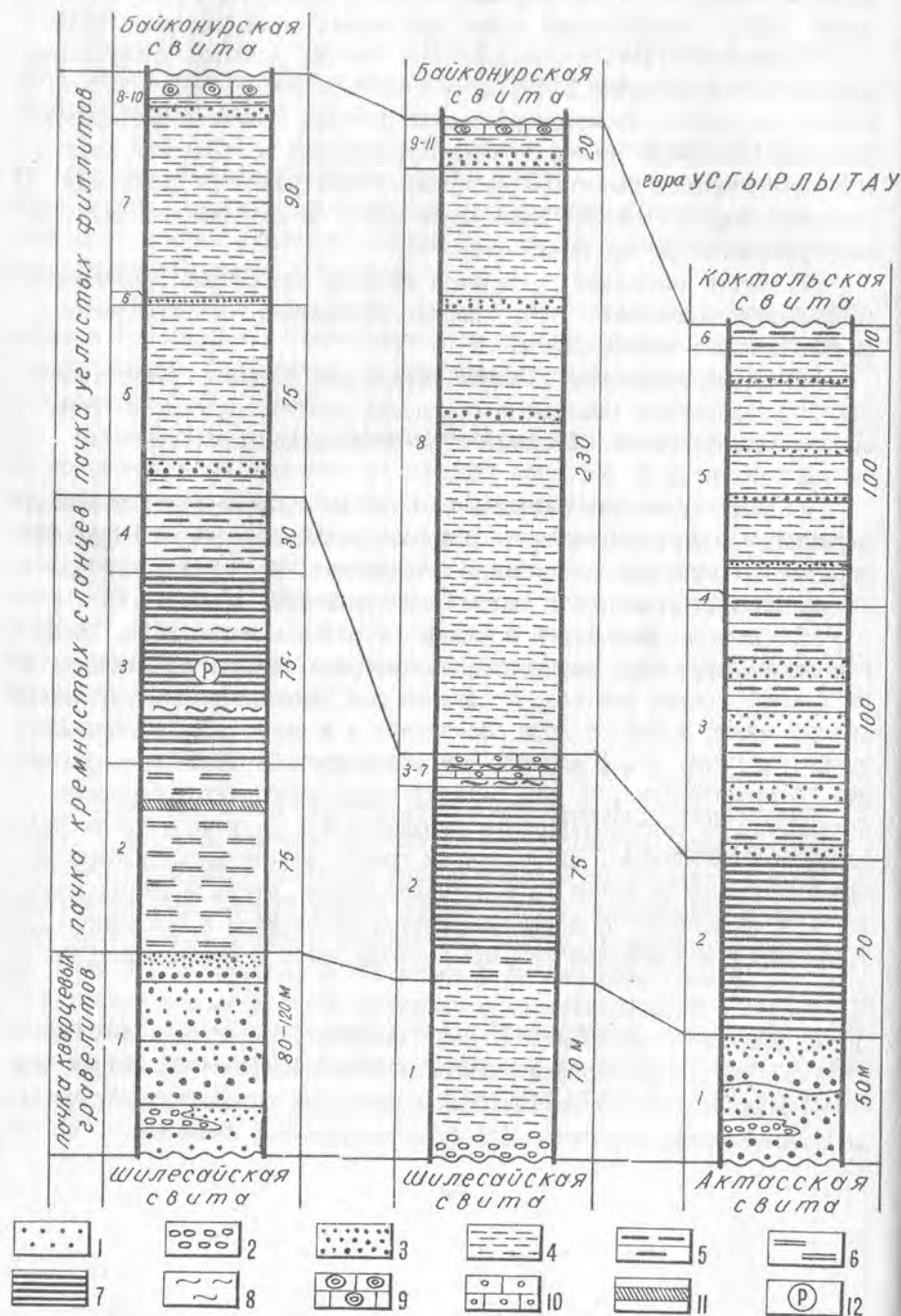
3. Пачка углистых филлитов состоит из преобладающих углистых филлитов и глинистых сланцев. В кровле пачки имеется маркирующий горизонт окремненных онколитовых известняков. Мощность пачки 160-250 м. Суммарная мощность жалтауской свиты 350-550 м.

Пачка кварцевых гравелитов. Пачка кварцевых гравелитов распространена в горах Устырлытау, южнее горы Жалтау, сопках Бестобе, у слияния рек Байконур и Сарысай, к северо-западу и югу от горы Басалтуайт и в окрестностях горы Алтуайт (см. рис. 4). У слияния рек Байконур и Сарысай (месторождение "Сарысай") (рис. 8, см. вкладку) пачка кварцевых гравелитов обнажается на пентроклинальном замыкании и в восточном крыле Байконурской синклинали. На восточном крыле, вблизи устья р.Сарысай она несогласно залегает на коксуйской серии, имеет мощность около 80 м и состоит из переслаивающихся песчаников и гравелитов с редкими и маломощными линзами конгломератов в основании. Слои

<sup>I</sup> Выделение булантинской серии (Боровиков, 1955) было ошибочным. Во всех участках ее распространения она оказалась полным аналогом коктальской свиты кембрия.

месторождение  
САРЫСАЙ  
(сводный разрез)

гора ЖАЛТАУ



мощности от 3-5 см до 0,5-3 м в нижней части пачки сложены кварцевыми гравелитами с редкими зернами полевого шпата с очень скудным цементом. Выше они сменяются мелкозернистыми кварцевыми песчаниками и алевролитами с обильными углисто-серпичито-кварцевым цветом. Здесь же появляются прослой глинистых сланцев. Песчаники и гравелиты нередко внешне похожи на кристаллокластические туфы, так как частично возникли за счет размыва и перестроения туфов из актасской свиты коксуйской серии. Однако, они отличаются от последних углистостью и четко выраженной градационной слоистостью.

На более северных участках пачка сохраняет свое строение. Лишь в окрестностях горы Издыктобе имеют место некоторые изменения в строении разреза. Она здесь несогласно залегает на породах акбулакской серии и имеет мощность 100-120 м. Наряду с увеличением мощности, происходят изменения состава - почти исчезают гравелиты, замещаясь средне- и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с осветленными в коре выветривания алевролитами.

В районе горы Жалтау пачка кварцевых гравелитов распространена ограниченно и представлена 70-80-метровой толщей углисто-глинистых алевролитистых сланцев с пиритом, заключающих обильную кварцевую гальку в основании. Сланцы темно-зеленые, почти черные, при выветривании серо-зеленые и розовые.

В горах Усгырлытау пачка кварцевых гравелитов несогласно залегает на вулканитах коксуйской серии. Она здесь имеет мощность 50 м и состоит из крупнозернистых кварцевых песчаников и гравелитов со скудным серпичито-кварцевым цементом. Лишь изредка встречаются линзы мелкогалечных конгломератов с галькой кварца и кварцево-серпичитовых сланцев. В верхней части пачки маломощные прослой малиновых и розовых в коре выветривания алевролитистых глинистых сланцев. В окрестностях гор Басалтауит и Алтауит пачка кварцевых гравелитов залегает резко несогласно на порфириодах майтибинской серии сред-

Рис. 7. Схема сопоставления разрезов жалтауской свиты:

I - месторождение "Сарысай" (сводный разрез); II - гора Жалтау; III - Усгырлытау; I - кварцевые гравелиты; 2 - мелкогалечные конгломераты; 3 - кварцевые песчаники; 4 - филлиты и углистые филлиты; 5 - обеленные кремнисто-глинистые алевролитистые сланцы; 6 - углисто-глинистые, углисто-кремнисто-глинистые сланцы; 7 - углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы; 8 - кварцево-серпичитовые сланцы; 9 - окремнелые онколитовые известняки; 10 - оолитовые известняки с анкеритом; 11 - аллювиальные фосфатные конкреции; 12 - фосфатные конкреции



него протерозоя. Как и в других участках она состоит здесь из преобладающих грубозернистых кварцевых песчаников и гравелитов, а в ее верхах появляются прослой обеленных в коре выветривания филлитов. Мощность ее около 50 м.

Таким образом, на всех рассмотренных участках пачка кварцевых гравелитов имеет довольно выдержанный состав. Лишь к югу от гор Жалтау и севернее горы Ыздыктобе появляется значительное количество глинистых пород. Здесь же увеличивается мощность пачки.

**П а ч к а к р е м н и с т ы х с л а н ц е в.** Пачка кремнистых сланцев представляет наибольший практический интерес, так как вмещает горизонты аллюмофосфатов. Она сложена углисто-кремнистыми, углисто-кремнисто-глинистыми сланцами, пизолитовыми аллюмофосфатами. Распространена пачка кремнистых сланцев в тех же участках, что и пачка кварцевых гравелитов. Наиболее подробно ее строение изучено на месторождении "Сарысай" (рис. 9, см. рис. 8). В его северной части на центроклинальном замыкании Байконурской синклинали в окрестностях горы Ыздыктобе пачка имеет максимальную мощность и вмещает один горизонт аллюмофосфатов. Здесь выше глинистых сланцев терригенной пачки, падая на юг под углом около 70°, снизу вверх обнажаются:

	Мощность, м
1. Углисто-кремнисто-глинистые сланцы, яснослоистые, плитчатые, пиритоносные, с поверхности осветленные...	60
2. Аллюмофосфаты желтовато-бурые, пизолитовой структуры. Размеры пизолитов до 0,5 см в диаметре . . . . .	2,0
3. Углисто-кремнисто-глинистые сланцы темно-серые и черные с большим количеством пирита. В поверхности, в коре выветривания, они пепельно-серые и белые, бесструктурные . . . . .	20
4. Углисто-кремнистые сланцы темно-серые, грубоплитчатые, местами плейчатые, с редкими и маломощными прослоями серых пиритоносных серицитовых сланцев...	50-70
5. Углисто-кремнисто-глинистые сланцы с тонкими прослоями глинисто-кремнистых сланцев тонкоплитчатые и листоватые, сильно обеленные . . . . .	30-50
Суммарная мощность разреза около 200 м.	

На восточном крыле Байконурской синклинали (участок "Централь-

ный") верхняя часть пачки срезана крупным Устырлытауским разломом. Однако изменения в ее составе видны отчетливо. Здесь преобладают углисто-глинистые сланцы, содержащие прослой песчаников, иногда известняков, три горизонта аллюмофосфатов. Кремнистые разности изменения, возможно, связаны с существованием тектонического уступа вдоль Устырлытауского разрыва, влиявшего на распределение фаций жалтауской свиты.

Южнее, вблизи устья р. Сарысай, пачка кремнистых сланцев вновь претерпевает изменения. В ее нижней части залегают углисто-кремнистые сланцы (мощность 50-75 м) с редкими и маломощными прослоями серебристо-серых серицитовых пиритоносных сланцев. Выше горными выработками вскрываются выветрелые кремнисто-глинистые сланцы листоватого сложения, ожелезненные и омарганцованные, включающие пласт фосфоритов мощностью 4,0 м. Фосфориты серого, темно-коричневого цвета, массивные и тонкослоистые, интенсивно брекчированные и содержащие выделения гипергенных аллюмофосфатных минералов. Суммарная мощность пачки кремнистых сланцев на этом участке около 180 м.

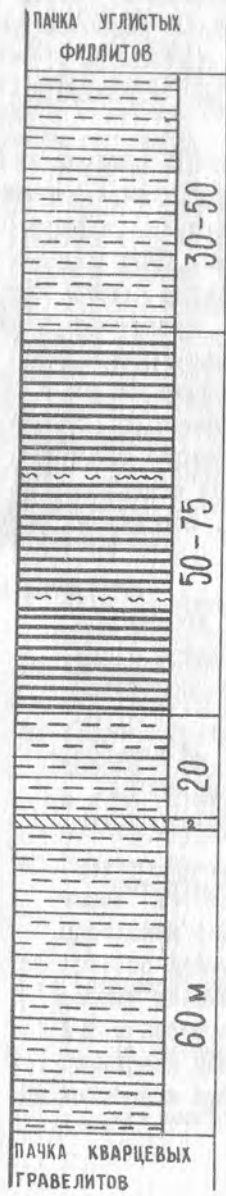
В районе гор Жалтау пачка кремнистых сланцев обнажается на периклинальном замыкании Жалтауской антиклинали. Обобщенный разрез описан в 5,5 км южнее гор Жалтау (см. рис. 7):

	Мощность, м
1. Темно-серые и черные глинисто-углистые, кремнисто-углистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы с единичными маломощными прослоями светлых мелкокристаллических известняков и горизонтом (до 0,5 м) буро-желтых нацело окремненных пород, похожих на аллюмофосфаты. На выветрелой поверхности в сланцах иногда встречаются корочки гипергенных аллюмофосфатных минералов . . . . .	50-70
2. Светло-желтые кварцево-серицитовые алевритистые сланцы . . . . .	2-3
3. Светло-серые мелкоослитовые известняки . . . . .	3
4. Кора выветривания по листоватым кварцево-серицитовым сланцам . . . . .	10
5. Белые, светло-серые оолитовые известковистые анкериты. Размер осадков 2-6 мм . . . . .	2
6. Светло-желтые мелкозернистые, очень плотные известняки . . . . .	0,5

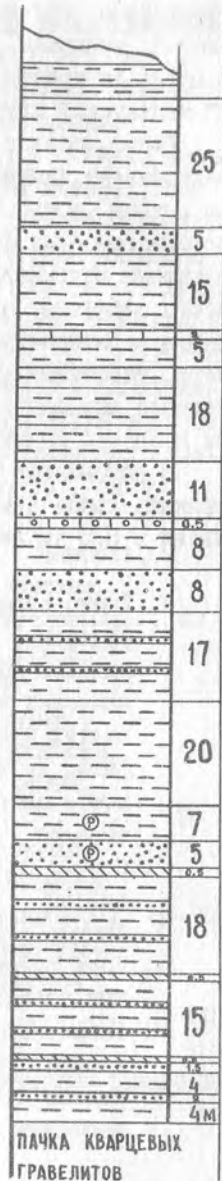
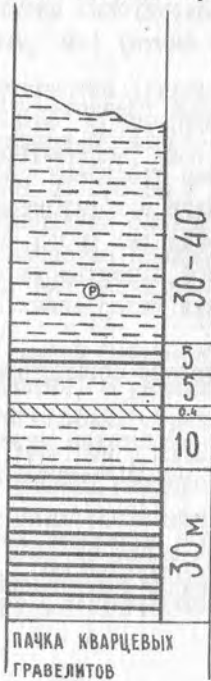
# УЧАСТ

СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ  
по Б.А. БОГАТЫРЕВУ

ГОРА ЫЗДЫКТОБЕ



В 2750 м СВ  
г. ЫЗДЫКТОБЕ  
(уч. СЕВЕРНЫЙ)  
по Ю. А. ЗАЙЦЕВУ

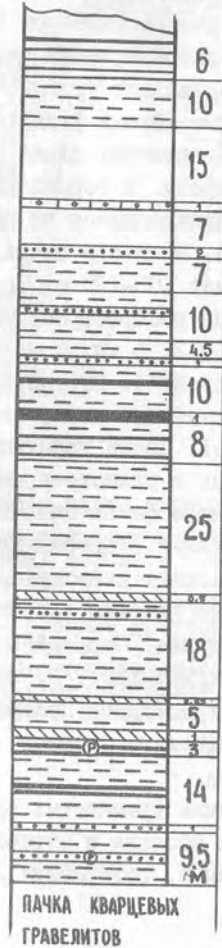


# ОК ЦЕНТРАЛЬНЫЙ

УСТЬЕ р. САРЫСАЙ  
уч. ЮЖНЫЙ

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9

ЮЖНАЯ ЧАСТЬ



ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ  
по Е.М. СИГИТОВОЙ

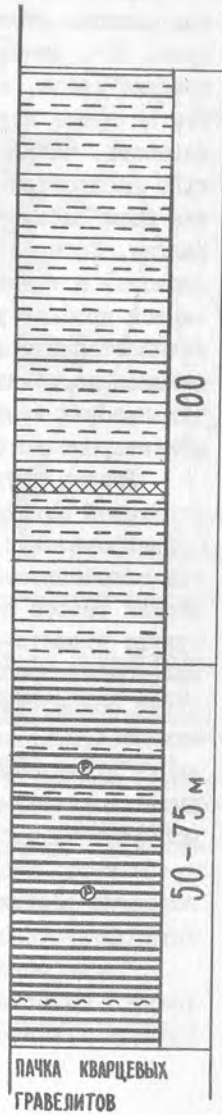
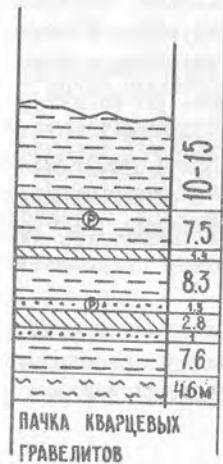


Рис. 9. Схема сопоставления разрезов пачки кремнистых сланцев жа I - углисто-кремнистые сланцы и фтаниты; 2 - углисто-глинисто-кри и гравелиты; 5 - аллюмофосфаты; 6 - фосфориты; 7 - гидрогетитовые

лтауской свиты на месторождении "Сарысай": емнистые сланцы; 3 - углисто-глинистые сланцы; 4 - кварцевые песчани-породы; 8 - фосфатные конкреции; 9 - онколитовые известняки

Суммарная мощность разреза 70–80 м.

В горах Устырлытау пачка кремнистых сланцев имеет мощность около 180–200 м. В ее составе преобладают углисто-кремнистые сланцы, содержащие прослой углисто-глинистых сланцев, кварцевых песчаников и кремнистых метасоматитов по фосфатным породам.

На западном крыле Майтубинского антиклинория пачка кремнистых сланцев обнажается в окрестностях гор Алтуайт и Басалтуайт (рис. 10). Здесь она несогласно перекрывается конгломератами сатанской свиты, в большинстве случаев слабо обнажена. Поэтому разрез ее здесь изучен лишь в общих чертах. Несмотря на слабую обнаженность, четко обособливаются два типа разреза. Разрез первого типа распространен в окрестностях горы Алтуайт, в 7 и 10 км южнее горы Басалтуайт. В разрезе пачки здесь, также как и в горах Жалтау, Устырлытау преобладают углисто-кремнистые сланцы тонкослоистые и тонкоплитчатые. Среди углисто-кремнистых сланцев встречаются прослой углисто-глинистых сланцев, количество которых увеличивается вверх по разрезу. В верхах пачки иногда присутствуют маломощные, быстро выклинивающиеся по простиранию прослой серых онколитовых известняков. Мощность пачки сланцев на этом участке ориентировочно составляет 100–120 м.

Разрез другого типа распространен на западном крыле Басалтуайтской антиклинали, в 3, 5 км юго-западнее горы Басалтуайт (рудопоявление "Басалтуайт"). Структура этого участка из-за слабой обнаженности не достаточно ясна, поэтому описать стратиграфический разрез не удалось. Пачке кремнистых сланцев здесь соответствуют углисто-глинистые и углисто-кремнистые сланцы, содержащие маломощные прослой алкмофосфатов пизолитовой структуры и темно-серые обломочные известняки, содержащие в прожилках выделения алкмофосфатов, фосфатоносные кварцевые песчаники. По набору пород пачка кремнистых сланцев на этом участке очень близка к описанным выше разрезам месторождения "Сарысай". Однако здесь фосфорная минерализация частично захватывает, по-видимому, и пачку кварцевых гравелитов. Сходно и структурное положение оруденения. Оно расположено вблизи Курайдинского разлома, являющегося продолжением Устырлытауского разрыва.

Таким образом, пачка кремнистых сланцев отличается относительной выдержанностью состава и строения. Повсюду преобладают углисто-кремнистые сланцы, содержащие лишь отдельные прослой уг-

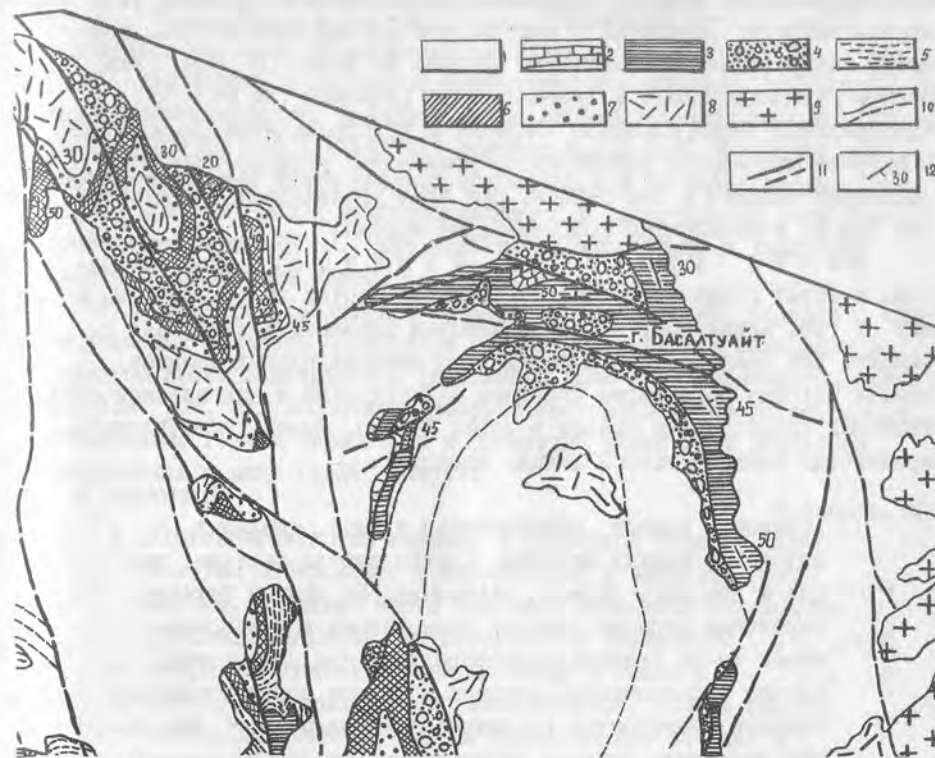


Рис. 10. Геологическая карта окрестностей горы Басалтуайт.

I – кайнозой; кембрийская система, кокतालская свита (2–3); 2 – пачка фосфатно-баритовых пород; 3 – пачка кремнистых сланцев; венд (4–7); 4 – сатанская свита; жалтауская свита (5–7); 5 – пачка углистых феллитов; 6 – пачка кремнистых сланцев; 7 – пачка кварцевых гравелитов; 8 – средний протерозой; 9 – граниты среднего протерозоя; 10 – геологические границы, прослеженные и предполагаемые; под покровом кайнозойских отложений; II – разрывные нарушения, прослеженные и предполагаемые под покровом кайнозойских отложений; 12 – элементы залегания пород

листо-кремнистые сланцы, содержащие лишь отдельные прослои углисто-глинистых разностей и линзовидные пласти известняков. Мощность пачки также в большинстве случаев не более 50-75 м. Лишь вблизи Устырлытауского и Курайлинского разломов (на участке "Центральный" месторождения "Сарысай" и рудопроявлении "Басалтуайт") в разрезе появляется значительное количество углисто-глинистых разностей сланцев и песчаников. При этом увеличивается мощность (до 180 м) и появляются фосфатоносные породы.

Пачка углистых филлитов распространена в горах Устырлытау, Жалтау, в окрестностях горы Космурун, к югу от горы Ыздыктобе, в районе зимовки Дусенбек в верховьях р. Ащимир. Как правило, она слагает ядра антиклинальных складок, крылья которых образованы породами байконурской и кокतालской свит. Типичный разрез пачки описан в горах Жалтау. Здесь, выше углисто-кремнистых сланцев второй пачки, залегают:

Мощность, м

1. Глинистые сланцы, обнажающиеся в виде отдельных выходов и мелких щеточек. Сланцы светло-зеленые, желтые и розовые, окраска вторичная. По данным бурения, первичная окраска сланцев темно-серая и зеленовато-серая из-за примеси углистого вещества. Глинистые сланцы в большинстве случаев обладают тонкой горизонтальной слоистостью (толщина прослоев 1-3 мм). Отдельные горизонты сланцев пиритоносны (до 10-15% пирита). В верхней части пачки среди глинистых сланцев встречаются маломощные (0,5 см - 1 м) прослои полимиктовых и кварцевых песчаников от мелко- до грубозернистых. Глинистые сланцы смяты в пологие мелкие складки ... ~200
2. Песчаники кварцевые, желтовато-серые и серые, массивные, от мелко- до крупнозернистых; вдоль кварцевых жил превращены в кварциты ... 30
3. Окремнелые водорослевые известняки состоят из округлых образований концентрического строения, похожих на оолиты, имеющих диаметр до 1 см и сложенных кварцем микрогранобластовой структуры. Они погружены в кварцевую массу мозаичной структуры. Местами породы окварцованы и оолитоподобное строение в них исчезает. Б.Ш.Клингер из них определила онколиты типа

*Osagia concrescentia* Z. Zhur. Окремнелые онколитовые известняки являются маркирующим горизонтом . . . . . 3-7

В скважинах, в горизонте окремнелых известняков обнаружены гнезда аллюмофосфатов, а ниже - пласт карбонатно-марганцевой породы (содержащие  $MnO$  I, 27-4, 71%) мощностью I-I,5 м. Вторичные аллюмофосфаты в этой части разреза встречаются и на поверхности. Суммарная мощность пачки углистых филлитов в окрестностях горы Жалтау составляет около 250 м. Выше залегают конгломераты и глинистые сланцы байконурской свиты.

У слияния рек Байконур и Сарысай (месторождение "Сарысай") пачка углистых филлитов обнажается на центроклинальном замыкании и западном крыле Байконурской синклинали выше пачки кремнистых сланцев (см. рис. 8). Обобщенный разрез, составленный по естественным обнажениям, горным выработкам и скважинам южнее горы Ыздыктобе представлен в виде (снизу вверх):

Мощность, м

1. Углисто-глинистые сланцы, в скважинах серые и черные, на поверхности темно-зеленые и вишневые, пятнистые. В нижней части содержат несколько маломощных прослоев кварцевых грубозернистых песчаников . . . . . ~75
  2. Кварцевые гравелиты светло-серые и белые . . . . . 5
  3. Глинистые сланцы, часто алевролитистые, сильно выветрелые, листоватые, в коре выветривания зеленые и красно-бурые, в скважинах - серые и черные, углистые . . . . . 70-75
  4. Кварцевые песчаники и гравелиты. Гравелиты светло-серые, кварцевые с редкими зернами плагиоклаза, слагают прослой мощностью 0,5-1 м. Песчаники темно-серые, плотные, кварцевые, образуют прослой мощностью 3-4 м и содержат невыдержанные прослои (1-15 см) гравелитов . . . . . 5-25
  5. Глинистые сланцы сильно выветрелые, красно-бурые, листоватого сложения, с отдельными песчаными зернами кварца . . . . . 10
  6. Окремнелые онколитовые известняки, белые и светло-серые, массивные . . . . . 3-5
- Суммарная мощность разреза пачки около 200 м.

Пачка углистых филлитов в пределах месторождения "Сарысай" по строению близка к этой же пачке в горах Жалтау. Отличие лишь в том, что здесь, возможно, несколько уменьшается мощность и появляется большее количество песчаников; в глинистых сланцах отсутствует тонкая слоистость. В крайних южных выходах жалтауской свиты — в верховьях р. Ащимир мощность пачки сокращается до 50 м. В горах Устырлытау и севернее пачки углистых филлитов широко распространена и обнажается на крыльях и в ядрах ряда мелких антиклинальных складок ниже кремнистых сланцев кокतालской свиты. Повсюду выходам этой пачки соответствует плоские понижения с редкими обнажениями. Она сложена ожелезненными, сильно выветрелыми алевритистыми филлитами, содержащими маломощные прослои ожелезненных кварцевых песчаников и имеет мощность около 150 м.

Таким образом, на большей части территории в пачке углистых филлитов преобладают глинистые сланцы, часто алевритистые, содержащие маломощные прослои кварцевых песчаников, количество которых увеличивается в верхах пачки. Завершает разрез маркирующий горизонт окремнелых онколитовых известняков. При прослеживании пачки от гор Жалтау на северо-восток к горам Устырлытау, в глинистых сланцах увеличивается количество прослоев кварцевых песчаников и их мощность. Возможно, за счет несогласия в основании кокतालской, в этом направлении срезается маркирующий горизонт окремнелых онколитовых известняков. Менее существенные изменения происходят на крайнем юге — в верховьях сая Ащимир. Здесь сокращается мощность пачки до 50 м. По-видимому, имеются и другие отличия, о которых трудно судить из-за слабой обнаженности и сильной выветрелости пород.

ж

ж

ж

Полные разрезы жалтауской свиты известны лишь в узкой зоне сочленения центральной части Байконурского синклинория и его восточного крыла. В этом синклинории выходы свиты не известны, а на востоке в пределах Майтубинского антиклинория отсутствует верхняя пачка углистых филлитов из-за размыва в основании вышележащей сатанской свиты. Все породы жалтауской свиты отличаются повышенной фосфатностью — гнезда и прожилки гипергенных аллюмофосфатных минералов встречаются среди всех пород свиты. Наиболее крупные проявления фосфатносных пород связаны с пачкой крем-

нистых сланцев, к которой приурочены пластовые залежи аллюмофосфатов и фосфоритов. Наибольшее их количество наблюдается на участке месторождения "Сарысай" и к юго-востоку от горы Басалтуайт. Разрезы этих участков отличаются, кроме того, наибольшими мощностями, преобладанием углисто-глинистых пород над кремнистыми, появлением известняков, прослоев песчаников, отсутствующих на других участках.

#### С а т а н с к а я   с в и т а

Сатанская свита в нижней части сложена зелеными, зеленовато-серыми, иногда лилово-серыми хлорито-серицитовыми, кварцево-серицитовыми, кварцево-биотитовыми филлитами и тиллитоподобными конгломератами с рассеянной галькой (тиллоидами). Среди конгломератов имеется маломощный невдержанный по простиранию горизонт гематитовых сланцев и редкие маломощные прослои белых кварц-полевошпатовых сланцев. Верхняя часть свиты сложена лиловыми конгломератами с плотным туффитовым цементом, а затем толщей тонкослоистых туффитов и туффоалевролитов. Не исключено, что конгломераты с туффитовым цементом частично замещают по простиранию с севера на юг тиллитоподобные конгломераты. Мощность свиты около 1000 м.

Сатанская свита обнажена в пределах восточного крыла Байконурского синклинория. Выходы ее протягиваются от горы Басалтуайт на севере до р. Белеуты на юге (см. рис. 4). Она подстилает Обзингенскую свиту и, возможно, частично соответствует нижней части курайлинской свиты в центральных частях Байконурского синклинория, но выходы ее там не известны.

Сатанская свита была выделена В. М. Добрыниным, Ю. А. Зайцевым и Л. И. Филатовой в 1963 г. Однако стратиграфическое положение ее было не ясно. По составу галек в конгломератах свиты было лишь установлено, что она моложе коксуйской серии (Зайцев, Филатова и др., 1965; Зайцев, Королев, Филатова, 1966). Позже Ю. А. Зайцеву и Т. Н. Харасковой (1967) удалось показать более высокое положение сатанской свиты по отношению к жалтауской. Эти взаимоотношения устанавливаются по присутствию галек пород жалтауской свиты в конгломератах сатанской, по непосредственному налеганию, вскрываемому горными выработками северо-западнее горы Басалтуайт, а также по положению в ядре синклинальной складки к югу от р. Курайлы и западнее горы Колдыбайшоко (рис. II, см. рис. 10). Централь-

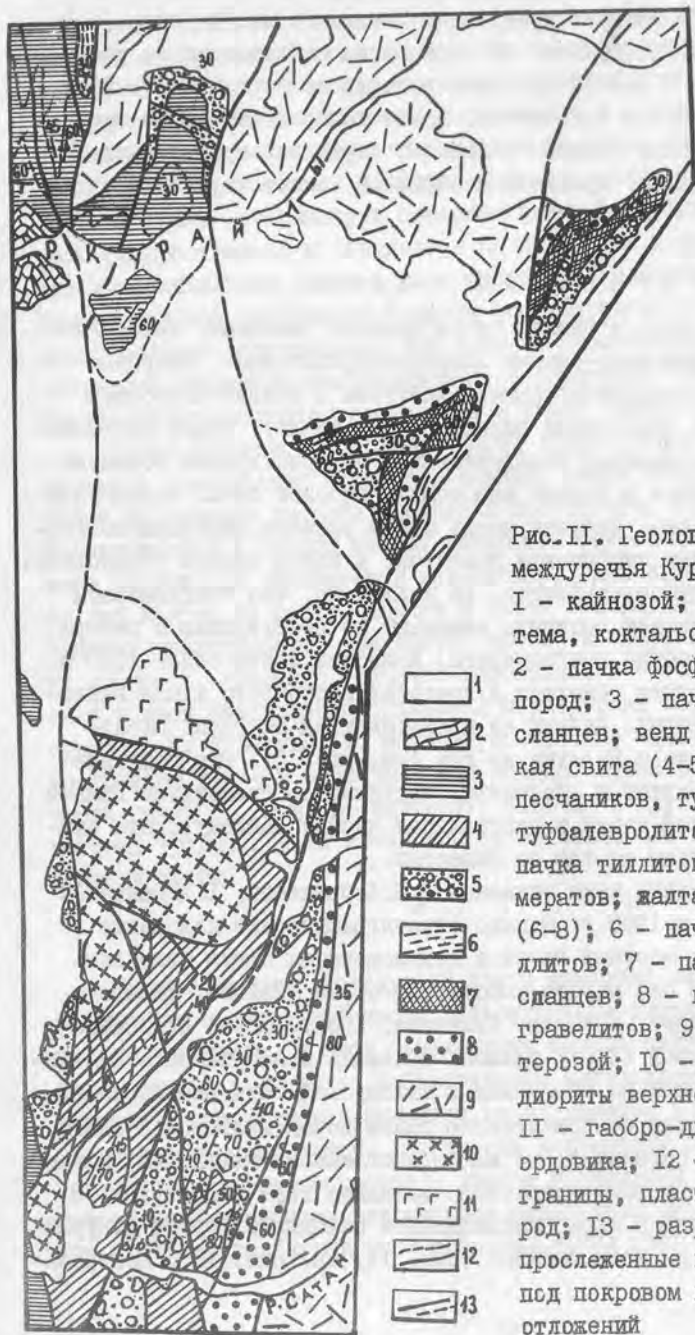


Рис. II. Геологическая карта междуречья Курайлы и Сатан:  
 I - кайнозой; кембрийская система, кокतालская свита (2-3); 2 - пачка фосфато-баритовых пород; 3 - пачка кремнистых сланцев; венд (4-8); сатанская свита (4-5); 4 - пачка песчаников, туфпесчаников, туфоалевролитов, туфов; 5 - пачка тиллитоподобных конгломератов; жалтауская свита (6-8); 6 - пачка углистых филлитов; 7 - пачка кремнистых сланцев; 8 - пачка кварцевых гравелитов; 9 - средний протерозой; 10 - гранодиориты и диориты верхнего ордовика; II - габбро-диабазы верхнего ордовика; 12 - геологические границы, пласты и пачки пород; 13 - разрывные нарушения, прослеженные и предполагаемые под покровом кайнозойских отложений

ное замыкание и крылья этой складки сложены породами жалтауской свиты. Вверх по разрезу сатанская свита согласно перекрывается бозингенской.

По литологическому составу сатанская свита подразделяется на две пачки (снизу вверх).

Пачку тиллитоподобных конгломератов (тиллоидов), представленную конгломератами с рассеянной галькой и филлитовым матриксом, содержащими прослойки филлитов и неупорядоченный по простиранию мало-мощный горизонт гематитовых сланцев. Мощность пачки около 700 м.

Пачку кремнистых алевролитов, туффитов, пестроцветных песчаников, конгломератов, туфов, в основании которой залегают лиловые конгломераты с туффитовым цементом, сменяющиеся вверх по разрезу тонкослоистыми кремнистыми алевролитами, туффитами, пестроцветными песчаниками и туфами. Мощность этой пачки достигает 350 м.

Пачка тиллитоподобных конгломератов (тиллоидов) лучше всего обнажена на водоразделе рек Курайлы, Сатан и Татпен, в верховьях р. Карасире и лота Бозинген. Горными выработками она вскрывается к северо-западу и к югу от горы Басалтуайт.

На водоразделе рек Курайлы, Сатан и Татпен, западнее горы Колдыбайшоко пачка тиллоидов слагает синклинальную складку, западное и восточное крыло которой уничтожены разломами меридионального простирания (см. рис. 4, II). Основание свиты здесь не обнажено. В скважине, пробуренной в 4 км к северо-северо-западу от горы Колдыбайшоко, по-видимому, выше углисто-кремнистых сланцев жалтауской свиты (не исключен разрыв) вскрыты зеленые бластопамятные серицито-хлоритовые сланцы. Несколько восточнее, в 6 км северо-северо-восточнее от горы Колдыбайшоко скважиной выше углисто-кремнистых сланцев жалтауской свиты вскрываются зеленовато-серые конгломераты с филлитовым цементом, содержащие сильно сплюснутую по сланцеватости гальку филлитов и редко порфиридов. Однако эти конгломераты отделены от основного поля распространения сатанской свиты разрывными нарушениями и выходами порфиридов среднего протерозоя.

Более высокие части разреза пачки тиллоидов слагают центроклинальное замыкание и западное крыло синклинальной складки в междуречье Курайлы и Сатан. В отдельных выходах обнажаются светло-зеленые, лиловато-серые конгломераты, представляющие собой алеври-

тистые филлиты, с включенными в них сплюснутыми и ориентированными по сланцеватости гальками коричневых доломитов, реже эффузивов кремнекислого состава, плагиоклазовых порфиритов, кварцитов и гранит-порфиров. Среди конгломератов встречаются прослои филлитов, несколько маломощных (0,3-0,4 м) прослоев белых плотных тонкозернистых кварц-полевошпатовых пород (туффиитов?) и невыдержанный по простиранию горизонт хлористо-гематитовых сланцев, мощностью 1-2 м. Мощность конгломератов ориентировочно равна 600 м. Выше залегают серые, лиловато-серые, сильно сплюснутые серицитовые сланцы, тонко переслаивающиеся (прослои 0,5-1,5 см) с алевролитистыми серицитовыми сланцами. Мощность сланцев около 25 м. Выше они перекрываются конгломератами верхней пачки сатанской свиты. Таким образом, мощность пачки тиллоидов около 600 м.

Хорошие обнажения пачки тиллоидов наблюдаются по правому берегу р.Татпен. Хотя основание и кровля ее срезаны разрывными нарушениями, хорошо виден характер строения толщи. Чередуются филлиты и конгломераты с филлитовой основной массой и рассеянными гальками доломитов, эффузивов кремнекислого состава, гранит-порфиров, кварцитов. Видимая мощность разреза около 500 м. Наиболее северные выходы пачки тиллоидов известны в окрестностях горы Басалтуайт (см. рис. 6, 10), где она вскрывается в основном горными выработками. Разрез описан по магистральной канаве в 1 км к западу от горы Басалтуайт. Здесь на порфироидах среднего протерозоя снизу вверх залегают:

Мощность, м

1. Выветрелые валунные конгломераты. В белую глинистую массу, представляющую собой кору выветривания по глинистым породам, погружены валуны и гальки различной степени окатанности, размером от 1 до 10-15 см, редко больше. Количество их составляет около 15-20% общей массы породы. Гальки и валуны состоят из порфировидных гранитов, микрогранитов, альбитизированных гранитов жаункарского комплекса среднего протерозоя, гранит-порфиров, липаритовых порфиров. Местами конгломераты ожелезнены . . . . . 40
2. Пачка тонкопереслаивающихся светло-серых выветрелых песчаников, гравелитов и конгломератов. Мощность прослоев от 12 до 60 см. Преобладают гравелиты . . . . . 4

3. Конгломераты, аналогичные слов I, но с примесью гравийных зерен кварца в основной массе . . . . . 8
4. Плохо обнаженная пачка тонкозернистых бурых, сильно выветрелых и ожелезненных песчаников, алевролитов и аргиллитов . . . . . 7
5. Глинистые сланцы светло-коричневые и иногда малиновые, тонкоплитчатые . . . . . 5
6. Песчаники кварцевые мелкозернистые . . . . . 0,3
7. Глинистые сланцы темно-зеленые с маломощными прослоями песчаников . . . . . 9

Суммарная мощность приведенного разреза 75 м. Выше залегают углисто-кремнистые сланцы котальской свиты. Подобное строение сохраняется на всей площади участка. Лишь мощность пачки может достигнуть 130-150 м. Главная особенность конгломератов участка окрестностей горы Засалтуайт - преобладание гранитных галек, наличие толщ глинистых сланцев и филлитов в верхах пачки, прослоев кварцевых песчаников, отсутствующие в других участках.

Лучшие обнажения пачки тиллоидов в южной части территории известны на левом берегу р.Карасире, вблизи крутой излучины, хотя основание пачки срезано разломом. В целом, строение разреза близко к разрезу на водоразделе рек Сатана и Татпена. Изменяется лишь состав галек в тиллоидах - появляется значительное количество кварцитов, эффузивов кислого состава, а также единичные гальки пород жалтауской свиты, почти исчезают доломиты. Тиллоиды включают здесь горизонт гематитовых сланцев с содержанием  $Fe_2O_3$  - 69,2%,  $FeO$  - 5,66% мощностью около 10 м. Суммарная мощность разреза около 100 м. Возможно, она несколько завышена из-за мелкой складчатости.

Таким образом, пачка тиллоидоподобных конгломератов отличается довольно выдержанным составом. Повсюду в ней преобладают конгломераты с филлитовым цементом и рассеянной галькой, в подчиненном количестве встречаются филлиты, иногда туффииты и гематитовые сланцы. Наибольшим изменениям подвержен состав галек конгломератов (рис. 12). На участке между речья Курайлы, Сатана и Татпена в гальках преобладают доломиты, далее на юг у р.Карасире и южнее количество галек доломитов постепенно убывает и начинает преобладать гальки эффузивов кислого состава из коксуйской серии. Наибольшими отличиями обладают разрез пачки тиллоидов на участ-

ке в окрестностях горы Басалтуайт, которые характеризуются меньшей мощностью и четко выраженным двучленным строением. В нижней части залегают конгломераты, в верхней – глинистые сланцы и филлиты. Заметно отличается и состав галек конгломератов: преобладают альбитизированные граниты, граниты жаункарского комплекса среднего протерозоя, не встреченные в других участках, гранит-порфиры и микрограниты. Очень редки гальки эффузивов коксуйской серии.

Пачка кремнистых алевролитов, туффилов, пестроцветных песчаников, конгломератов, туфов. Верхняя пачка сатанской свиты распространена менее широко. Выходы ее известны на двух участках: на водоразделе рек Курайлы и Сатана, и в верховьях р.Бозингена.

На водоразделе рек Курайлы и Сатана, западнее горы Колдыбайшоко, верхняя пачка сатанской свиты залегает выше конгломератов нижней пачки и составляет ядро синклинали складки, а также обнажается в тектоническом блоке в западной части участка вдоль контакта с позднеордовикскими интрузиями гранодиоритов (см. рис. II). В ядре синклинали складки в 4 км юго-западнее горы Колдыбайшоко, выше серицитовых филлитов пачки тиллитоподобных конгломератов с углами падения 50–70° залегают породы верхней пачки:

Мощность, м

1. Рассланцованные мелкогалечные конгломераты с лиловым плотным фельзитовидным цементом, представляющим собой мелкозернистый туфопесчаник. Галька хорошей окатанности состоит в основном из эффузивов кислого состава, по-видимому, из коксуйской серии . . . . . 50
2. Пачка тонкослоистых кремнистых туффилов, тонкозернистых туффилов и туфопесчаников лилового и зеленого, при выветривании белого цвета, с редкими прослоями темно-зеленых кристаллокластических туфов и порфиритов . . . . . 100–120

Суммарная мощность приведенного разреза 150–170 м.

В верховьях сая Бозинген пачка кремнистых алевролитов, туффилов, пестроцветных песчаников и конгломератов составляет полосу, ограниченную с востока и запада крупными разрывами меридионального простирания. По этим разрывам сатанская свита на востоке отделяется от среднего протерозоя, а на западе – от выходов нижнего палеозоя.

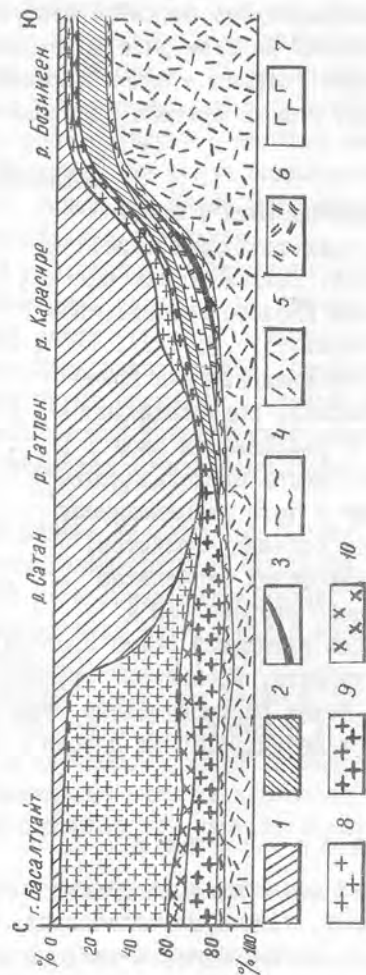


Рис. 12. Диаграмма изменения состава галек в тиллитоподобных конгломератах сатанской свиты.

1 – доломит; 2 – кварцит; 3 – кварцевые гравелины; 4 – филлиты; 5 – эффузивы коксуйской серии; 6 – порфиры; 7 – порфириды, дикизы; 8 – альбитизированные граниты; 9 – граниты жаункарского комплекса; 10 – гранит-порфиры и граниты



Переход к нижней пачке сатанской свиты изучен недостаточно из-за слабой обнаженности. Скорее всего он постепенный, так как среди тиллоидов на этой площади встречены прослойки лиловых песчаников, туффопесчаников и гравелитов, близких к породам верхней пачки. Вверх по разрезу пачка кремнистых алевролитов, туффитов, пестроцветных песчаников и конгломератов без видимого несогласия перекрывается бозингенской свитой. На этом участке верхняя пачка сатанской свиты смята в мелкие складки и слабо обнажена. Разрез пачки описан по сухому руслу левого притока сая Бозинген. Здесь снизу вверх наблюдаются:

Мощность, м

1. Сильно рассланцованные конгломераты с лиловой плотной основной массой, представляющей собой мелкозернистый туффопесчаник. Гальки хорошо окатаны, представлены эффузивами кислого состава, по видимому, из коксуйской серии . . . . . 75-100
  2. Лиловые и зеленые часто переслаивающиеся кремнистые туффиты и туффопесчаники, содержащие прослойки гравелитов, близких к указанным в слое I . . . 200
  3. Тиллоиды табачно-зеленого цвета, представляющие собой филлит с включенными в него расплюснутыми гальками эффузивов кислого состава, гранитов, очень редко доломитов и кварцевых песчаников . . . 40
- Суммарная мощность приведенного разреза 350 м.

Таким образом, в верхней пачке сатанской свиты преобладают вулканогенно-осадочные породы - туффиты, кремнистые туффиты, конгломераты с туффитовым цементом. Менее распространены туфы основного и кремнекислого состава, а также терригенные породы - песчаники, гравелиты и конгломераты.

### Бозингенская свита

Бозингенская свита состоит из слоистых и массивных доломитов, доломитизированных известняков, тонкокристаллических, серых, на выветрелой поверхности - бурых. В нижней части разреза они переслаиваются с зелено-серыми и бурыми песчаниками, алевролитами и бурыми глинистыми доломитами. В верхах разреза встречаются редкие и маломощные прослойки серпичито-кремнистых алевролитов.

Мощность свиты около 100 м.

Распространена бозингенская свита на ограниченной площади. В пределах восточного крыла Байконурского синклинория выходы ее известны в верховьях сая Бозинген, где она залегает выше сатанской свиты, выполняя небольшие синклиналильные складки. В центральных частях Байконурского синклинория свита известна в низовьях сая Бозинген и залегает ниже тиллоидов байконурской свиты в ядре небольшой антиклинали. По положению в разрезе ниже байконурской свиты и по некоторому сходству литологического состава бозингенская свита сопоставляется с верхней частью курайлинской свиты.

Бозингенская свита выделена Ю. А. Зайцевым и Т. Н. Херасковой (1964). Ранее эта толща рассматривалась А. Л. Книшером (1963) как фация байконурской свиты.

В верховьях сая Бозинген свита слагает ядра двух небольших синклиналильных складок, на крыльях которых обнажаются породы сатанской свиты (рис. 13). Разрез бозингенской свиты здесь не полон - имеется лишь нижняя часть, представленная 80-метровой пачкой зеленых и бурых песчаников, доломитистых песчаников, бурых доломитов, количество которых увеличивается вверх по разрезу. В верхней части залегает 10-метровая пачка коричнево-бурых доломитов (рис. 14).

В нижнем течении сая Бозинген и ее левого притока руч. Тортколь основание свиты не известно. Она обнажается на этом участке в ядрах нескольких антиклиналей, осложненных разрывными нарушениями. На крыльях этих антиклиналей залегают тиллоитоподобные конгломераты байконурской свиты.

Лучшие обнажения видимой нижней части разреза находятся на правом берегу сая Бозинген в 1,5 км выше впадения руч. Тортколь. Здесь в береговом обрыве наблюдаются узкая запрокинутая на восток антиклинальная складка и смежная с ней пологая синклиналь, сложенные бозингенской свитой. Снизу вверх залегают (см. рис. 14):

Мощность, м

1. Глинистые сланцы светло-зеленые, сильно выветрелые . . . . . I,5
2. Доломиты буровато-серые среднеслоистые, тонкозернистые, сильно перемятые и слоенные, нередко будинированные. Между слоями в 3-5 см (в раздувах до 0,4 м) - тонкие (1-3 см) прослойки желтых глинистых

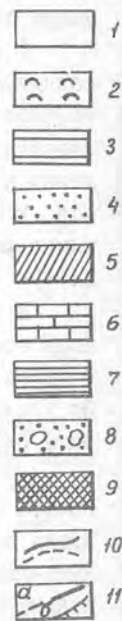
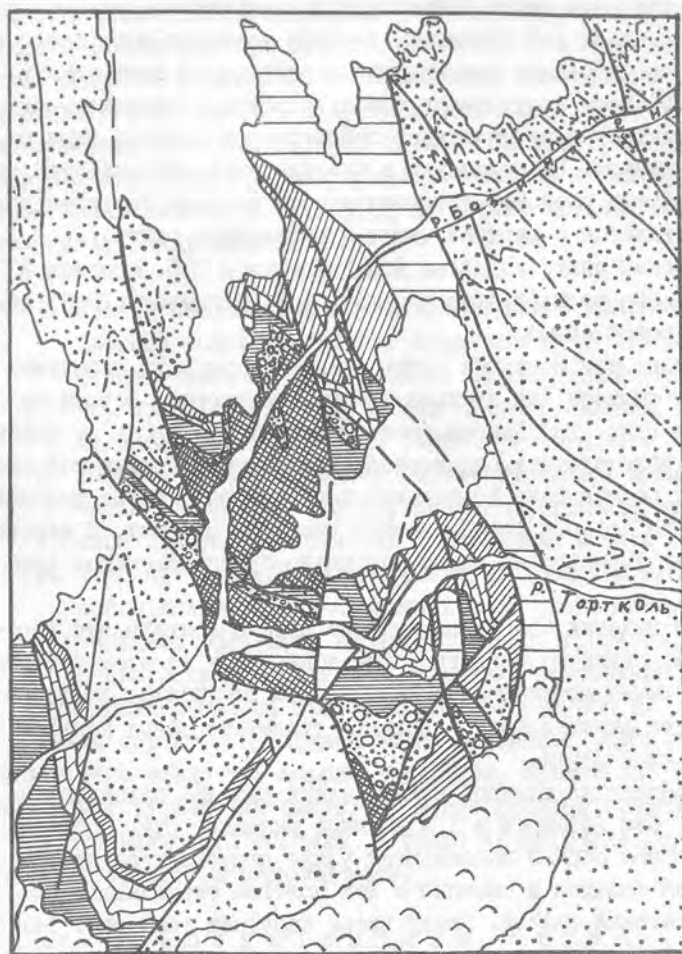


Рис. 13. Геологическая карта нижнего течения р.Бозинген и ее левого притока ручья Тортколь.

I - кайнозойская группа; 2 - юрская система; палеозойская группа; 3 - девонская система, фаменский ярус, ордовикская система (4-5); 4 - средний и верхний отделы - дулыгайинская свита; 5 - нижний и средний отделы - карасурская и ашлысайская свиты; кембрийская система, коктальская свита (6-7); пачка известняков; 7 - пачка кремнистых сланцев; венд (8-9); 8 - байконурская свита; 9 - бозингенская свита; 10 - геологические границы, пласты и пачки пород; 11 - сбросы и взбросы (а), надвиги (б)

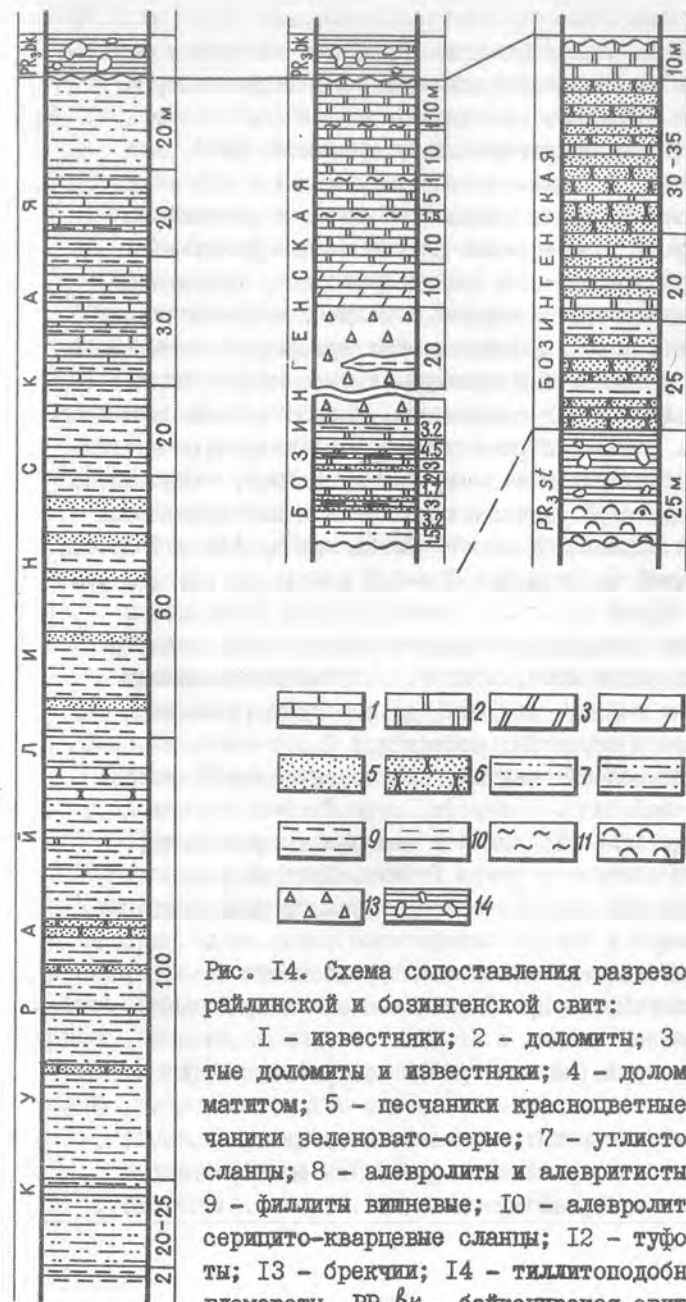


Рис. 14. Схема сопоставления разрезов кузнецкой и бозингенской свит:

I - известняки; 2 - доломиты; 3 - глинистые доломиты и известняки; 4 - доломиты с гематитом; 5 - песчаники красноватые; 6 - песчаники зеленовато-серые; 7 - углисто-глинистые сланцы; 8 - алевролиты и алевролитистые филлиты; 9 - филлиты вишневые; 10 - алевролиты; II - серпичито-кварцевые сланцы; 12 - туфоалевролиты; 13 - брекчии; 14 - тиллитоподобные конгломераты, PR<sub>3</sub>bk - байконурская свита; PR<sub>3</sub>st - сатанская свита

тых доломитов . . . . .	2-2,5
3. Доломитистые полевошпатово-кварцевые песчаники светло-зеленые, сильно выветрелые тонкослоистой текстуры (мощность прослоев 0,1-2 см) . . . . .	0,3
4. Доломит бурый тонкозернистый, среднеслоистый (3-6 см) . . . . .	0,5
5. Пачка тонкослоистых обломочных пород с элементами ритмичности. В основании ритмов обычно имеется пласт грубозернистого, разномасштабного, преимущественно кварцевого песчаника, иногда с зернами черных кремнистых пород. Мощность этих прослоев 1-2 см. Выше следует доломитистый преимущественно кварцевый песчаник мелко- и тонкозернистый. Мощность таких прослоев 5-10 см. Венчается ритм глинистыми алевролитами, глинистыми сланцами плотными, трещиноватыми, темно-зеленого цвета. В отдельных прослоях в них появляется вишневая окраска. Мощность глинистых прослоев 5-10 см, а в средней части пачки 0,4-0,5 м . . . . .	1,5
6. Доломит бурый . . . . .	0,15
7. Глинистые алевролиты темно-зеленого, серо-зеленого цвета, трещиноватые, ломкие, с тремя маломощными прослоями желтых глинистых доломитов и известковистых мелкозернистых песчаников . . . . .	1
8. Глинистый доломит желтый, сильно выветрелый, листоватого сложения . . . . .	0,1
9. Известковистые песчаники и алевролиты зеленовато-серого и вишневого цвета (тонкозернистые разности), тонкослоистые листоватого сложения. Зернистость уменьшается к кровле пласта . . . . .	0,2
10. Глинистый доломит желтовато-бурого цвета . . . . .	0,05
11. Доломитистый кварцевый песчаник мелкозернистый, серо-зеленого цвета . . . . .	0,15
12. Доломит серый, на выветрелой поверхности бурый, массивного сложения . . . . .	0,4-0,7
13. Глинистый алевролит темно-зеленого цвета . . . . .	0,3
14. Доломит тонкозернистый серого, на выветрелой поверхности бурого цвета . . . . .	0,7

15. Глинистый алевролит серовато-зеленый, сильно трещиноватый . . . . .	2
16. Доломит серый, на выветрелой поверхности бурый, в нижней части слоя массивный, в верхней - тонкоплитчатый. Поверхности плиток неровные, бугристые . . . . .	0,8
17. Доломитистый песчаник светло-зеленого цвета, мелкозернистый, неяснослоистый . . . . .	0,5
18. Доломит бурый, на свежем сколе серый, массивной текстуры . . . . .	0,7
19. Глинистый алевролит серо-зеленого цвета . . . . .	0,3-0,
20. Доломит бурый, среднеслоистый, . . . . .	0,5
21. Глинистый алевролит серо-зеленого цвета с редкими маломощными (1-3 см) прослоями глинистого доломита, буро-желтого цвета, тонкослоистого . . . . .	4,5
22. Доломит серый, на выветрелой поверхности бурый, массивного сложения, постепенно сменяет нижележащий слой . . . . .	1
23. Глинистый алевролит серо-зеленого цвета . . . . .	0,4
24. Доломит массивной текстуры, серого, на выветрелой поверхности бурого цвета . . . . .	0,5
25. Глинистый алевролит серовато-зеленого цвета с маломощным прослоем (15 см) доломита в средней части . . . . .	1,2
26. Доломит бурый . . . . .	0,3
27. Зеленовато-серый грубозернистый окварцованный песчаник, переходящий в брекчию. В обломках кварц, калиевый полевой шпат, кремнисто-глинистые сланцы, эффузивы кремнекислого состава. Цемент скудный, серицит-кварцевый . . . . .	1

Суммарная мощность приведенного разреза 25 м.

Верхняя часть свиты может быть описана по правому берегу руч. Тортколь, вблизи его устья. Здесь в ядре небольшой антиклинальной складки, запрокинутой на восток, и далее на восток в смежной синклинали, описана последовательность пород, непосредственно надстраивающая предыдущий разрез (см. рис. 14).

28. Осадочные брекчии светло-зеленого цвета. Основная масса плотная, кремневидная, с прожилками кварца, представляет собой алевролитистый кварцево-серицитовый сланец, в который погружены угловатые и полускатанные

обломки размером 0,3-5 см липаритовых порфиров, ярко-зеленых, изумрудно-зеленых, пепловых туфов. Среди брекчий имеются линзы, почти не содержащие обломков, и прослойки вишневых аргиллитов. По простиранию они переходят в алевритистые кварцево-серицитовые сланцы. В целом породы близки к описанным в слое 27 приведенного выше разреза . . . . .	20
29. Доломиты с гематитом красно-бурые, на свежем сколе темно-вишневые, мелко- и среднекристаллические . . . . .	10
30. Доломиты розовато-серые, среди которых встречены тонкослоистые разности . . . . .	10
31. Доломиты бурые, на свежем сколе розовато-серые, массивные с прослоями тонкослоистых разностей и маломощных прослоев известняков, темно-серых, тонкослоистых . . . . .	1,5
32. Доломиты светло-бурые, тонкоплитчатые . . . . .	5
33. Алевритистые серицито-кремнистые сланцы, светло-зеленые, тонкослоистые . . . . .	0,5
34. Доломиты розовато-серые, на выветрелой поверхности бурые . . . . .	10
35. Серицито-кремнистые алевритистые сланцы светло-зеленые, массивные, неяснотонкослоистые . . . . .	1
36. Доломиты светло-серые, на выветрелой поверхности бурые . . . . .	10

Выше залегают тиллоитоподобные конгломераты байконурской свиты, обнажающиеся в виде высыпок элювиальной щебенки в русле небольшого лога. Суммарная мощность приведенного разреза 70 м. Таким образом, видимая мощность бозингенской свиты в нижнем течении сая Бозинген около 100 м.

Налегание тиллоидов байконурской свиты на размытую поверхность доломитов можно наблюдать в ряде обнажений по правому берегу сая Бозинген, где в ядрах ряда небольших антиклинальных складок обнажаются бурые тонкослоистые глинистые доломиты. Крылья этих же складок сложены тиллоидами с многочисленными гальками и валунами доломитов. Кроме того, в цементе конгломератов присутствует значительное количество тонкоистертого доломитового материала, отчего он нередко бывает желто-бурого цвета. Таким образом, доломиты сая Бозинген имеют самостоятельное стратиграфическое зна-

чение и нет оснований считать их фацшей байконурской свиты, хотя среди последней встречаются в нескольких участках (низовья р. Карасире) маломощные, быстро выклинивающиеся по простиранию прослой тонкослоистых бурых доломитов.

Толща песчаников и доломитов в верховьях сая Бозинген, залегающая выше конгломератов сатанской свиты, близка к разрезу бозингенской свиты в низовьях этого сая. Однако породы первого участка отличаются большей территенностью, появлением красноцветных песчаников, отсутствием прослоев серицито-кремнистых алевролитов. Частично это связано с тем, что здесь имеются более низкие части разреза бозингенской свиты по сравнению с участком в низовьях сая Бозинген.

Несмотря на то, что в настоящее время выходы бозингенской свиты известны лишь в двух участках, она, вероятно, ранее имела несравненно более широкое распространение. Об этом свидетельствует наличие большого количества обломков и глыб доломитов в конгломератах байконурской свиты.

#### Курайлинская свита

Курайлинская свита распространена в центральных частях Байконурского синклинория, где обнажается в ядрах антиклинальных складок ниже байконурской свиты. Основание ее не известно. В видимой нижней части залегают 2-3-метровый горизонт углистых алевролитов, углисто-глинистых сланцев. Выше находится 120-метровая пачка зеленых алевролитов и песчаников с редкими и маломощными прослоями доломитов, близких по облику к находящимся в бозингенской свите. Вверх по разрезу рассматриваемая пачка постепенно сменяется 60-метровой толщей красноцветных алевролитов, песчаников, известковистых песчанистых известняков. Завершает разрез 100-метровая пачка ленточных известняков и глинистых алевролитов, в нижней части пестроцветных, в верхней - сероцветных, баритоносных. Суммарная мощность свиты около 275-300 м.

Курайлинская свита впервые выделена Л.И.Боровиковым (1955), затем изучалась А.Л.Книппером (1963). Нами уточнено строение разреза данной свиты.

Типичный разрез курайлинской свиты описан в низовьях р. Курайлы в 2 км от устья, где она слагает ядро крупной антиклинальной складки. На крыльях этой складки обнажаются тиллоиды байконурской

свиты. Курайлинская свита в ядре антиклинали смята в пологие складки (рис. 15, см. вкладку). Свита здесь имеет следующее строение снизу вверх (см. рис. 14):

- Мощность, м
1. Углистые алевролиты и углисто-глинистые сланцы, иногда тонкослоистые, с обильной вкрапленностью пирита. В высыпках встречены углисто-кремнистые сланцы. Видимая мощность . . . . . 2
  2. Алевролиты темно-серые, при выветривании табачно-зеленые, с карандашной отдельностью, тонкослоистые (прослой 20-30 см), иногда с мелкобугорчатой поверхностью, обусловленной наличием мелких (1-2 мм) стяжений серицито-кварцитового состава . . . . . 20-25
  3. Зеленые алевролиты и тонкослоистые песчаники с редкими и маломощными (2-3 см) прослоями коричневых доломитов. Толща грубослоистая: прослой мощностью 30-50 см чередуются с микрослоистыми разностями. Микрослоистость горизонтальная или косая разнонаправленная. На поверхности напластования иногда видна мелкая расщепленная галька глинистых сланцев и доломитов. В верхней части слоя среди песчаников появляются прослой зеленых алевролитов . . . . . 100
  4. Алевролиты вишневые, тонкослоистые, с подчиненными прослоями зеленых алевролитов. Выше появляются прослой вишневых песчаников, мелкозернистых слюдистых и серых песчаных известняков. Мощность отдельных прослоев 0,3-0,1 м; наиболее мощные из них микрослоисты. Иногда видны следы подводных полойных оползаний. Вверх по разрезу количество прослоев зеленых алевролитов уменьшается . . . . . 60
  5. Среди пород, аналогичных описанным в слое 4, появились маломощные (1-3 см) прослой розовых известняков, количество которых увеличивается вверх по разрезу при уменьшении мощности прослоев алевролитов . . . . . 20
  6. Малиновые алевролиты с прослоями известняков постепенно сменяются толщей, в которой известняки преобладают. Зеленые и вишневые алевролиты слагают прослой мощностью 1-5 см, образуя ленточное переслаивание с 1-10 см прослоями известняков. Породы плей-

- чаты и гофрированы . . . . . 30
7. Серые ленточные баритоносные известняки (Ba до 0,6%) с прослоями серых и зеленовато-серых алевролитов. Слои известняков мощностью 10-50 см чередуются с тонкослоистыми пачками, в которых прослой известняков мощностью 1-2 см переслаиваются с такими же прослоями алевролитов . . . . . 20
8. Алевролиты темно-серые, при выветривании табачно-зеленые, тонкоплитчатые с карандашной отдельностью. В нижней части алевролиты обладают слоистостью, которая подчеркивается изменением окраски от темно-серой и бурой до табачно-зеленой и светло-серой. Мощность прослоев 1-4 см. Отдельные прослой микрослоистые . . . . . 20

Выше без видимого несогласия залегают тиллоиды байконурской свиты. Суммарная мощность приведенного разреза 275 м.

Предложенное сопоставление бозингенской и курайлинской свит (Зайцев, Хераскова, 1971) важно для понимания общей стратиграфической последовательности верхнепротерозойских толщ в Южном Улуту. Бозингенская свита, таким образом, является связующим звеном между разрезами центральных Байконурского синклинория и западного крыла Майтубинского антиклинория. Кроме того, сопоставление бозингенской и курайлинской свит предполагает наличие под курайлинской свитой в центральных частях Байконурского синклинория аналогов сатанской свиты. Возможно, верхи сатанской свиты частично могут соответствовать низам курайлинской.

#### Б а й к о н у р с к а я   с в и т а

Байконурская свита представлена тиллоитоподобными конгломератами (тиллоидами) и глинистыми сланцами. Ее мощность изменяется от 50 до 400 м. В центральных частях Байконурского синклинория она залегает на курайлинской и бозингенской свитах и достигает максимальной мощности в 300-400 м. На восточном крыле Байконурского синклинория байконурская свита резко сокращается в мощности и несогласно залегает на жалтауской свите, а еще далее на восток, в пределах Майтубинского антиклинория, она местами выпадает из разреза. Байконурская свита перекрывается кокतालской свитой кембрия.

Байконурская свита названа Л.И.Боровиковым (1955 г.). Еще ранее она выделялась А.В.Волиным (1943-1946 гг.) под названием "толщи тиллитоподобных конгломератов". Позднее строение свиты в центральных частях Байконурского синклинория изучалось А.Л.Книппером (1963), В.М.Добрыниным. На восточном крыле Байконурского синклинория из-за слабой обнаженности она долгое время была неизвестна и впервые установлена Ю.А.Зайцевым в 1961 г.

Отличительной особенностью байконурской свиты является резкая фашиальная изменчивость. Выделяются три главных структурно-фашиальных зоны, разделенные крупными разломами близмеридионального простирания:

- I - западная зона отвечает западному крылу Байконурского синклинория, смежному с Южнотургайским массивом;
- II - центральная включает центральную часть Байконурского синклинория;
- III - восточная отвечает восточному крылу Байконурского синклинория, общему с Майтубинским антиклинорием.

Выделенные зоны соответствуют Киякты-Булантинскому, Курайлы-Караадырскому и Бозингенскому, Коксу-Жалтаускому "блокам" А.Л.Книппера (1963).

В центральной зоне выходы свиты протягиваются широкой полосой от устья р.Курайлы до р.Белеуты (см. рис. 4). Лучшие обнажения отмечены по рекам Курайлы и Карасире. Байконурская свита на этой площади сложена конгломератами с рассеянной галькой, обычно называемыми тиллитоподобными (тиллоидами). Из-за однообразия строения толщи и отсутствия слоистости не ней невозможно описать ее послойный разрез. Конгломераты представляют собой алевролит или глинистый сланец грязно-зеленого, реже буро-зеленого цвета с погруженными в него несортированными обломками, глыбами и гальками более древних пород, главным образом местного происхождения. Размер обломков от 0,5-1 см до 1 м. Преобладают гальки и валуны не крупнее 20 см. Обломки распределены неравномерно. Наблюдаются они или в виде удаленных друг от друга глыб, валунов и галек, или в виде их скопления, образующих большое количество мелких (0,3-1 см) обломков различных пород. Какой-либо закономерности в чередовании этих разностей не наблюдается. Однако в нижней части вблизи контактов с курайлинской свитой, как правило, распространены разности, не содержащие крупных обломков. Здесь среди них инот-

да встречаются неправильные, частично размытые прослои светло-зеленых глинистых сланцев и алевролитов.

В нижнем течении р.Карасире на ее правом обрывистом берегу В.М.Добрыниным (1965) была изучена галька "тиллитоподобных конгломератов". Исследования показали, что в среднем на 1 м<sup>2</sup> выходов конгломератов приходится 2050 галек. Окатанность их средняя, формы - округлая, овальная и реже угловатая. Определенной ориентировки галек не отмечено. Размер обломков самый разнообразный: преобладают мелкие гальки различной формы, размером 3-5 см, помимо них имеются гальки и обломки размером от 1 до 6 см, редко до 30-40 см, состав галек показан на рис. 16 (микроскопические определения И.З.Филишнович и Т.Н.Херасковой).

В нижнем течении сая Бозинген и по ее правому притоку руч.Торт-коль байконурская свита залегает выше доломитов бозингенской свиты. По сравнению с участком р.Карасире, тиллитоподобные конгломераты обладают здесь меньшей мощностью, не превышающей 150-200 м. В гальке конгломератов преобладают доломиты бозингенской свиты. Тонкозернистый доломитовый обломочный материал присутствует в заполняющем веществе конгломератов и окрашивает его в ржаво-бурый цвет.

В восточной зоне выходы свиты протягиваются узкой полосой от горы Жалтау на севере до горы Караадыр на юге. Далее на юг и на восток байконурская свита выклинивается и ее разрез существенно меняется. Очень резко сокращается мощность (до 100 м). В нижней части свиты находится маломощный горизонт конгломератов с рассеянной галькой, представленной почти исключительно находящимися в кровле жалтауской свиты окремнелыми водорослевыми онколитовыми известняками. Верхняя, большая часть свиты, сложена темными зелено-серыми тонкослоистыми глинистыми алевролитовыми сланцами.

На участке в окрестностях гор Жалтау байконурская свита прослеживается узкой полосой по периклинали Жалтауской антиклинали, выше окремнелых онколитовых известняков жалтауской свиты. В рельефе выходам свиты соответствуют склон и понижение. Наиболее полно разрез свиты описан здесь по керну скважины (см. рис. 6):

1. Тонкослоистые глинистые сланцы. В нижней части желтые, выше фиолетово-серые и красные . . . . . 22 м
2. Конгломераты зеленовато-желтого и желтовато-серого цвета рассланцованные, с гидрослюдистым цементом.

	ЗАПАДНОЕ КРЫЛО БАЙКОНУРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ			ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ БАЙКОНУРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ				ВОСТОЧНОЕ КРЫЛО БАЙКОНУРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ	
	Р. ЖЫМЫК	Р. БУЛАНТЫ	Н. ТЕЧ. Р. КАРАСИРЕ	УСТЬЕ Р. КУРАЙЛЫ	СР. ТЕЧ. Р. КАРАСИРЕ	Р. БОЗИНГЕН	Р. БЕЛУТЫ	Р. ЖАЛТАУ	УСТЬЕ Р. САРЫСАЙ
Породы ЖАЛТАУСКОЙ СЕРИИ	ИЗВЕСТНЯКИ КУРАЙЛИНСКОЙ СВИТЫ								
	ЗЕЛЕННЫЕ ПЕСЧАНИКИ, КРАСНО- ЦВЕТНЫЕ ПЕСЧАНИКИ И АЛЕВ- РОЛИТЫ ПРЕДПОЛОЖИТЕЛЬНО КУРАЙЛИНСКОЙ СВИТЫ								
	ДОЛОМИТЫ БОЗИНГЕНСКОЙ И БАЙКОНУРСКОЙ СВИТЫ								
	ФТАНИТЫ ЖАЛТАУСКОЙ СВИТЫ								
	ФНАЛИТЫ, ПРЕДПОЛОЖИТЕЛЬНО ЖАЛТАУСКОЙ СВИТЫ								
	ОКРЕМНЕЛЫЕ ООЛИТОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ ЖАЛТАУСКОЙ СВИТЫ								
Породы АКУБАЛАСКОЙ СЕРИИ, ПРЕИМУЩЕСТВЕННО КРЕМНИСТЫЕ ТУФФИТЫ									
Породы КОКСУНЕСКО СЕРИИ	БУЛКАНИТЫ КИСЛОГО СОСТАВА								
	ДИАБАЗЫ, ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ ПОРФИРИТЫ								
	ПОРФИРОНДЫ МАЙТЮБИНСКОЙ СЕРИИ								
	КРУПНОЗЕРНИСТЫЕ БИОТИТОВЫЕ ГРАНИТЫ								
Породы ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ	АДЪБИТИЗИРОВАННЫЕ ГРАНИТЫ								
	ГРАНИТ-ПОРФИРЫ С МИКРОПЕГМАТИТОВОЙ ОСНОВНОЙ МАССОЙ								
ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ	ДИОРИТ-ПОРФИРИТЫ								
	ПРИМЕСЬ ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА								
	ПРИМЕСЬ ПИРОКЛАС- ТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА	НЕБОЛЬШАЯ ПРИМЕСЬ ПИРОКЛАС- ТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА	ПРИМЕСЬ ПИРОКЛАС- ТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА	ПРИМЕСЬ МОНТИОРИ- ЛОНИТА В ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ	РЕДКИЕ ОБЛОМКИ ПИРО- КЛАСТОВ				ОКОЛО 10% МОНТИОРИ- ЛОНИТА В ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ

Рис. 16. Состав галек конгломератов байконурской свиты

Галька размером 5-10 см представлена окремнелыми онколитовыми известняками, реже песчаниками, эффузивами кислого состава . . . . . 3-20

3. Вишнево-красные глинистые сланцы и алевролиты . . . . . 35

4. Алевролиты зеленые, тонкослоистые . . . . . 30

5. Светло-серые тонкозернистые песчаники . . . . . 15-20

Суммарная мощность приведенного разреза 100-120 м.

У слияния рек Байконур и Сарысай байконурская свита вскрыта горными выработками на западном крыле Байконурской синклинали, выше окремнелых онколитовых известняков жалтауской свиты. Так, в 1,5 км к западу от зимовки совхоза Карсакпайский, выше окремнелых онколитовых известняков жалтауской свиты серией шурфов вскрыта следующая последовательность пород:

Мощность, м

1. Кора выветривания по конгломератам. В белую глинистую массу включены кварцевые зерна песчаной и гравийной размерности, редкие мелкие гальки кварца и белых, сильно выветрелых пород с вкрапленниками кварца (эффузивы кислого состава). В выветрелую массу породы включены редкие валуны размером от 10 до 30 см, представленные окремнелыми онколитовыми известняками из жалтауской свиты . . . . . 20-30
  2. Сильно выветрелые сланцы, зеленовато-бурые, с включениями отдельных зерен кварца песчаной размерности . . . . . 20
  3. Красно-бурые глинистые сланцы, тонколистчатые и листоватые . . . . . 15-20
- Суммарная мощность приведенного разреза составляет около 50-75 м.

Крайним южным выходом байконурской свиты на восточном крыле Байконурского синклинория является участок западнее горы Карадыр, где свита прослеживается на небольшом расстоянии вдоль западного крыла синклинальной складки, выше окремнелых онколитовых известняков жалтауской свиты. Конгломераты здесь отсутствуют, и свита представлена 25-метровой пачкой розовых в коре выветривания глинистых сланцев.

В западной зоне байконурская свита вновь претерпевает резкие изменения: конгломераты частично замещаются песчаниками, появляются различные вулканогенные породы. Так, в нижнем течении р. Карасире (в 2,6 км к западу от колодца на ней) выше

ленточных известняков курайлинской свиты описана следующая последовательность пород (см. рис. 6):

Мощность, м

I. Конгломераты темно-зеленые, серовато-зеленые с редкой рассеянной галькой филлитов, светло-зеленых липаритовых порфиритов (0,5-1 см), иногда известняков курайлинской свиты (до 5 см) . . . . .	5
Перерыв в обнажении с редкими высыпками серовато-зеленых песчаников и алевролитов - 5 м.	
2. Серовато-зеленые преимущественно кварцевые мелко- и среднезернистые песчаники и алевролиты . . . . .	40
3. Высыпки среднекристаллических темно-зеленых диабазов . . . . .	5
4. Диабазовые порфириты зеленовато-серого цвета, мелкокристаллические, массивные . . . . .	70-80
5. Миндалекаменные диабазовые порфириты массивного сложения. Количество миндалин увеличивается в кровле пласта . . . . .	7-8
6. Диабазовые порфириты, серые, темнокристаллические, рассланцованные . . . . .	2
7. Миндалекаменные диабазовые порфириты, плотные, массивные. Миндалины выполнены хлоритом и халцедоном . . . . .	3
8. Туфовые брекчии. Остроугольные обломки порфиритов размером 2-15 см сцементированы витрокластическим туфом . . . . .	15
9. Диабазовые порфириты серовато-зеленого цвета, мелкокристаллические массивные . . . . .	10
10. Миндалекаменные диабазовые порфириты шарового строения. Шары размером 5-10 см погружены в рассланцованный витрокластический туф . . . . .	6-7
11. Миндалекаменные диабазовые порфириты темно-зеленого цвета. Количество миндалин увеличивается к кровле пласта . . . . .	4-5
12. Туфовые брекчии. Обломки размером до 0,4-0,5 м миндалекаменных порфиритов, редко тонкокристаллических порфиритов с зонами закалки, сцементированы витрокластическим туфом . . . . .	5-6

13. Диабазовые порфириты зеленовато-серые, плотные мелкозернистые. В верхней части маломощная линза витрокластических туфов . . . . .	I
14. Туфовые брекчии диабазовых порфиритов с вариолитовой структурой. Обломки неправильно-округлой формы размером 1-10 см темно-зеленых миндалекаменных порфиритов (миндалины размером 1-3 мм выполнены хлоритом и карбонатом) сцементированы лиловато-серым тонкозернистым туфом или рассланцованным витрокластическим туфом зеленого цвета с остроугольными рогульчатыми обломками (размером до 0,5 см) хлоритизированного стекла . . . . .	5
15. Конгломераты, представляющие собой серовато-зеленый среднезернистый туффит, содержащий мелкие обломки филлитов, мелкие гальки светло-зеленых липаритовых порфиритов, редкие гальки и валуны доломитов . . . . .	40
16. Туффиты мелко- и тонкозернистые тонкослоистые, зеленовато-серого цвета . . . . .	10
17. Песчаники серовато-зеленые среднезернистые тонкослоистые, неяснослоистые, содержащие прослой буроватых туфопесчаников, алевролитов, тонкозернистых туффитов. Видимая мощность . . . . .	100
Суммарная мощность приведенного разреза около 400 м.	

В 5 км севернее разреза, вдоль русла безымянного сая, прослеживаются выходы пород байконурской свиты. Здесь отсутствуют вулканогенные породы, однако конгломераты с туффитовым цементом, залегающие выше толщи песчаников, достигают мощности не менее 200 м. Конгломераты представляют собой темно-зеленый, темно-серый туффит мелко-среднезернистый, в который погружены гравийные зерна филлитов, светло-зеленых липаритовых порфиритов, обломки неправильных очертаний с "рваными" краями хлоритизированных порфиритов, имеющих, по-видимому, пирокластическую природу, а также редкие рассеянные гальки размером 1-10 см светло-зеленых, редко лиловых липаритовых порфиритов, гранит-порфиритов, диорит-порфиритов, альбитизированных гранитов (см. рис. 16). В северной части западной зоны обнажена лишь верхняя часть байконурской свиты, сложенная конгломератами с туффитовым цементом. По сравнению с описанными выше конгломератами они отличаются большим количеством галек, их значи-



тельными размерами (до 40 см), разнообразием состава (см. рис. 16, разрез по р. Жимыки).

Таким образом, разрез байконурской свиты в западной зоне характеризуется появлением вулканогенных пород, замещением части конгломератов песчаниками. Как видно из рис. 16, состав обломков в конгломератах изменяется по простиранию прогиба. Однако для конгломератов всей западной зоны характерно исчезновение кремне-онколитовых известняков жалтауской свиты, столь типичных для конгломератов центральной и восточной зон, почти полное отсутствие доломитов, преобладающих в обломках конгломератов центральной зоны. С другой стороны, в западной зоне резко увеличивается количество эффузивных пород коксуйской серии, песчаников и алевролитов курайлинской свиты. Это позволяет предполагать наличие западного источника сноса (со стороны Южнотургайского поднятия). Из рис. 16 видно, что обломочный материал конгломератов центральной зоны отличается наибольшим разнообразием. По-видимому, в Байконурский прогиб он поступал с запада и с востока. Кроме того, здесь проходил местный разрыв доломитов бозингенской свиты. Однако часть галек доломитов центральной зоны и, по-видимому, всех в западной зоне представляет собой размывы и оползшие по склону прослой доломитов внутри самой байконурской свиты. Реликты таких пластов имеются в западной зоне (нижнее течение р. Карасире) и в западной части центральной зоны. Состав обломочного материала конгломератов центральной зоны отличается выдержанностью. Это позволяет предполагать перенос обломочного материала вдоль осевой части Байконурского прогиба.

Улутауская серия – сложный комплекс пород. Для его низов (жалтауская свита) характерна повышенная фосфатоносность. В составе улутауской серии широко распространены тиллоиды. Характерна фа-циальная изменчивость вкрест простирания Байконурского синклиория и пограничных частей Майтубинского антиклиория. Выделяются три главные структурно-фа-циальные зоны, отвечающие западному крылу, центральной части, восточному крылу Байконурского синклиория. Границы между структурно-фа-циальными зонами совпадают с крупными долговечными разрывными нарушениями меридиональных или близких к ним простираний. Наиболее четко структурно-фа-циальная зональность установлена для эпохи накопления байконурской свиты.

В западной и центральной структурно-фа-циальных зонах основное улутауской серии неизвестно (см. табл. 3), а имеющиеся части разреза отличаются максимальными мощностями, отсутствием перерывов в осадконакоплении и большим сходством с разрезами верхнедо-кембрийских толщ Большого Каратау.

Восточная структурно-фа-циальная зона (см. табл. 3) отличается от центральной сокращенными по мощности разрезами, многочисленными перерывами в осадконакоплении, приуроченностью фосфатопоявлений к низам серии (жалтауская свита). Кроме того, здесь появляются более древние части разреза улутауской серии, не обнаженные на других участках Байконурского синклиория. Наибольшие затруднения вызвало сопоставление разрезов центральной и восточной структурно-фа-циальных зон.

Общая стратиграфическая схема улутауской серии в своих разных частях в настоящее время обоснована с различной достоверностью. В Улутау нет ни одного единого разреза, в котором было бы два горизонта тиллоидоподобных конгломератов – сатанской и байконурской свит (см. рис. 5), подобно тому, как это имеет место в Большом Каратау и Среднем Тянь-Шане (Королев, 1965). Тиллоиды сатанской свиты, в отличие от конгломератов байконурской, имеют ряд отличительных особенностей: часто обладают градационной слоистостью; среди них встречаются разновидности, обогащенные гематитом; присутствует горизонт гематитовых сланцев. Гематитовые сланцы характерны и для горизонта "нижних тиллоидов" Тянь-Шаня (Джолдошев, 1964, 1966; Сагындыков, 1967). Специфической особенностью сатанской свиты является, кроме того, присутствие пачки кремнистых туффилов, туфов кремнекислого состава и пестроцветных туфогенно-осадочных пород, нигде не известных в байконурской свите, в которой отмечаются вулканы основного состава. По-видимому, толщи с тиллоидами в улутауской серии представляют собой в центральных частях синклиория единый комплекс осадков, разделенный на две части маломощной толщей карбонатно-терригенных пород бозингенской и курайлинской свит. Бозингенская свита, залегающая в осевой зоне Байконурского синклиория под тиллоидами байконурской свиты, а на восточном крыле – выше тиллоидов сатанской свиты, является, таким образом, связующим звеном между разрезами центральной и восточной структурно-фа-циальных зон. Сопоставление ее с верхней частью курайлинской свиты предполагает наличие под курайлинской свитой в центральных ча-

стях Байконурского синклиория сатанской свиты. Возможно, верхи сатанской свиты частично соответствуют нижней части курайлинской свиты.

#### Л и т о л о г и ч е с к а я   и   п е т р о г р а ф и ч е с к а я х а р а к т е р и с т и к и

Верхнепротерозойские образования Байконурского синклиория практически лишены органических остатков, поэтому при их расчленении, наряду с выяснением структурных взаимоотношений, использовались литологические признаки: состав пород и толщ, изменения состава обломочного материала, текстуры, особенности сочетания различных типов пород в разрезе. Кроме того, эти данные позволили выявить ряд особенностей условий накопления позднедокембрийских толщ.

#### П о р о д ы   а к б у л а к с к о й   с е р и и

Особенности состава пород акбулакской серии определяются содержанием разнородного материала – терригенного вулканомиктового (размыв подстилающей вулканогенной коксуйской серии), вулканогенного и хемогенного (кремнистого). Различное соотношение этих компонентов предопределяет все многообразие пород акбулакской серии, сочетающихся в разнообразно построенных ритмах. Мощность отдельных ритмов изменяется в широких пределах от десятков метров до долей сантиметра. Ритмы разных масштабов находятся в последовательном соподчинении друг с другом – мелкие оказываются частями более крупных. Внутри них нередко имеет место градационная слоистость. Характерна горизонтальная и волнистая слоистость, часто следы размыва слоев, особенно в верхних частях ритмов и в основании макро-ритмов.

Существуют две группы ритмов. К первой относятся ритмы, сложенные породами осадочного происхождения. В строении ритмов второй группы принимают участие породы пирокластические и пирокласто-осадочные. Примеры различно построенных ритмов показаны на рис. 17 (см. вкладку). Ритмичное чередование осадочных пород обусловлено изменением их зернистости – уменьшением размеров обломков в верхних частях ритмов и преобладанием мелкозернистых разновидностей в верхних частях макро-ритмов. Ритмичность вулканогенно-осадочных пород определяется как изменением размера обломков (туфо-песчаник-

туфоалевролит), так и вариациями количества пирокластического материала. Как правило, роль пирокластики и кремнистого материала увеличивается в верхних частях ритмов. В породах акбулакской серии преобладает тонкозернистый пирокластический материал. В нижних частях ритмов он разбавляется более крупными обломками терригенного происхождения.

Микроритмичное чередование в верхних частях ритмов обусловлено изменением количества тонкозернистого пирокластического материала, погруженного в глинистую, преобразованную в хлорит, или кремнистую массу. Участие в одном ритме пирокластических и осадочных пород заставляет предполагать, что пирокластика переносилась в условиях водной среды вместе с материалом терригенного происхождения. Исключение, по-видимому, составляют ритмы типа 5 (см. рис. 17). Здесь появление кремнистого материала в верхней части ритмов связано скорее всего с периодичностью вулканической (фумарольной) деятельности.

Среди осадочных пород акбулакской серии, в группе обломочных пород, выделяются следующие разновидности: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты.

К о н г л о м е р а т ы – породы зеленовато-серого, темно-лилового и темно-серого цветов. Их окраска зависит от цвета галек и обломочных зерен. Породы отличаются нечеткой, грубой ритмичной слоистостью, обусловленной изменением величины галек и количества цементирующей массы. Конгломераты быстро изменяются по laterали. Отдельные слои линзовидно выклиниваются, создавая крупную и пологую волнистую слоистость, внутри каждого слоя конгломераты обладают довольно плохой сортировкой, хотя по преобладанию тех или иных фракций здесь можно выделить крупно-, средне- и мелкогалечные разновидности. Основные признаки конгломератов показаны в табл. 4.

П е с ч а н и к и , г р а в е л и т ы   и   а л е в р о л и т ы по минералого-петрографическому составу разделяются на полимиктовые и олигомиктовые кварцево-полевошпатовые разновидности. Полимиктовые разновидности преобладают среди грубозернистых песчаников и гравелитов. Они плохо сортированы и разнотипны. По составу близки к заполняющему веществу песчаной фракции конгломератов. Кварцево-полевошпатовые песчаники и алевролиты более мелкозернисты и лучше сортированы, чем полимиктовые. Для них характерны слоистые текстуры. Кварц-полевошпатовые песчаники и алевролиты чаще всего переслаиваются с туфо-песчаниками и туфоалевролитами. Основ-

## Основные признаки конгломератов акбулакской серии

Признаки	Крупноталечная разность	Среднеталечная разность	Мелкоталечная разность
Размер обломков, см а) преобладает б) примесь	5-10 1-5 10-30	4-6 1-4 6-10	2-3 0,5-2 очень редко 3-10
Сортировка	средняя и слабая		
Форма и окатанность обломков	эллипсоидальная, реже шаро- образная, редко угловатая, большой частью хорошо ока- таны	эллипсоидальная, округ- ло-угловатая, хорошо окатаны	округло-угловатая, эллипсоидальная, хо- рошо окатаны
Состав обломков	липаритовые порфиры коксуй- ской серии 80-90%; остальные 10-20% диабазы, плагиоклазо- вые порфиры и туффиты кок- суйской серии, гранитофиды, гра- ниты актаского интрузивного комплекса, гранит-порфиры, диорит-порфиры, кварциты, кварц- полевшпальтовые сланцы, темати- товые сланцы	липаритовые порфиры коксуйской серии 90- 100%; единичные гальки гранит-порфиры, квар- цитов, туфосалевролитов	липаритовые порфиры коксуйской серии 95- 100%; единичные галь- ки гранит-порфиры, туфосалевролитов
Заполняющее вещество (состав и количество)	полимиктовый песчаник с хлоритовым, альбито-хлоритовым, кварцево-альбито-хло- ритовым цементом. В обломках те же породы, что и в гальках, а также альбит. Окатаны зерна хуже, чем гальки, части угловатые обломки. Тип заполнения поро- вий, реже базальный		
Текстура	крупная волнистая слоистость прибрежно-морского типа; ритмичная слоистость, следы размывов неконсолидированного осадка		
Комплекс сопутствую- щих пород (парагенез)	песчаники, гравелиты, реке туфопесчаники, туфосалевролиты, туфы		

ные особенности пород этой группы приведены в табл. 5.

Среди вулканогенных пород в группе пирокластических и пирокласто-осадочных пород присутствуют пепловые туфы альбитофиров и кварцевых альбитофиров, кремнистые туффиты, туфопесчаники и туфоалевролиты.

Пепловые туфы альбитофиров и кварцевых альбитофиров, кремнистые туффиты отличаются очень высоким содержанием кремнезема 77-80% (табл. 6), частично хемогенного. Некоторые разности кремнистых туффитов приближаются к фтанитам и яшмам. Лишь в единичных случаях (разности с эпидотом - образец I5/3) содержат  $SiO_2$  лишь 56,18%. Вторая их главная особенность - большое содержание натрия и малое калия. Калия содержится меньше, чем это свойственно породам кислого состава. Вероятно, это связано с вторичной альбитизацией. О первичном составе пород судить трудно из-за примеси хемогенного кремнезема. Эти породы условно разделены на туфы альбитофиров (без обломков кварца) и кварцевых альбитофиров (с обломками кварца).

Туфопесчаники и туфоалевролиты внешне близки туфам, связаны с ними при ритмичном чередовании постепенными переходами. Основные признаки пирокластических и пирокласто-осадочных пород сведены в табл. 7.

Группа эффузивных пород представлена диабазами, темно-зелеными мелкокристаллическими породами однородного сложения массивной или слабосланцевой текстуры, зеленокаменноизмененными. Состоят они почти полностью из вторичных минералов: альбита, актинолита, гидробиотита, хлорита, серицита и эпидота. Из первичных минералов сохранились лишь апатит и лейкоксенизированный ильменит (?). Альбит составляет от 60 до 80% породы и образует лейсты размером от 0,1 до 1 мм. Актинолит, эпидот и хлорит составляют от 15 до 35% породы. Они заполняют промежутки между лейстами альбита и частично прорастают. Соотношение актинолита, эпидота и хлорита изменяется в широких пределах. Обычно преобладает актинолит или эпидот и хлорит. Серицит и гидробиотит встречается в виде редких листочков и чешуек, развивающихся, по-видимому, по хлориту. Ильменит составляет до 5% породы. Выделения его размером до 0,2 мм разбиты трещинками, по которым развит лейкоксен. В наиболее тонкозернистых разностях диабазов зерна ильменита мелкие (0,02 мм), равномерно опыляют всю породу, местами они

## Основные признаки гравелитов, песчаников и алевролитов акбулакской серии

Признаки	Полимиктовые песчаники и гравелиты	Кварцево-полевошпатовые песчаники и алевролиты
Цвет	лилового-серый, зеленоваго-серый, серый	зеленый, зеленоваго-серый, голубовато-зеленый, серый
Сортировка Состав зерен: а) преобладают б) основная примесь в) акцессорные минералы г) форма зерен	липаритовые порфиры коксуйской серии (70-80%), остальные 20-30% плагиоклазовые порфириты, альбит, кварц гранофиры, глинистые сланцы эцидол, магнетит, апатит слабо окатанная, примесь хорошо окатанных и угловатых обломков	альбит, кварц липаритовые порфиры, плагиоклазовые порфириты магнетит, апатит слабо окатанная и хорошо окатанная
Цемент: а) состав б) количество и тип цементации	хлоритовый, альбито-хлоритовый, кварцево-альбито-хлоритовый с обильными выделениями лейкокосена скудный пленочный или типа выполенения пор	альбито-кварцевый, альбито-кварцево-хлоритовый; в красноцветных разностях - гематитовый более обильный пленочный или базального типа
Текстура	беспорядочная или грубая нечеткая, обычно разнонаправленная косоволнистая слоистость	беспорядочная, параллельнослоистая, редко косоволнистая, ритмичнослоистая
Мощность прослоев, м	0,5-1, редко 5-10	0,5-10
Комплекс сопутствующих пород (парагенез)	конгломераты, кварц-полевошпатовые песчанки, красноцветные алевролиты	полимиктовые песчанки, туфопесчанки, туфалевролиты

## Химический состав пелловых туфов и кремнистых туфитов акбулакской серии

Образец	Результаты анализа													
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.	Σ	H <sub>2</sub> O
3/8	77,26	0,53	0,14	9,42	1,71	3,08	сл.	0,39	2,52	3,58	1,14	0,17	99,94	0,18
15/1	76,90	0,37	0,05	11,68	1,13	2,30	"	0,39	0,72	3,51	1,80	0,75	99,60	0,19
15/3	57,18	1,58	0,45	17,09	1,77	5,22	"	2,08	2,86	6,55	1,80	2,51	99,09	0,20
3/1	70,19	0,70	0,19	13,33	2,72	2,09	"	0,26	1,62	5,28	2,78	0,17	99,33	0,22
30/2	78,94	0,40	0,05	11,20	1,75	1,01	"	сл.	1,18	3,24	2,10	0,70	100,57	0,21
18/3	78,62	сл.	0,05	10,18	2,99	1,66	"	сл.	1,08	5,14	0,12	0,06	99,90	0,21
17/1	80,76	0,30	0,04	11,31	0,48	1,15	"	сл.	0,54	4,87	0,90	0,39	100,74	0,25
20/4	80,23	0,31	0,06	9,94	2,64	0,86	"	0,26	1,08	4,52	0,36	0,49	100,75	0,21

Сравнительная характеристика туфов, кремнистых туфитов, туфопесчанков и туфоалевролитов акбулакской серии

Признаки	Пепловые туфы и кремнистые туфиты	Туфопесчанки и туфоалевролиты
Цвет	голубовато-зеленый, светло-зеленый, буровато-зеленый, темно-лиловый, черный, мелкопятнистый	голубовато-зеленый, светло-зеленый, буровато-зеленый и серый
Размер зерен, мм а) преобладают	0,01-0,05 0,05-0,1 0,1-0,25	0,01-0,05 0,05-0,1 0,1-0,25 0,25-0,5 0,5-1
б) примесь	очень редко до 1-2 см	
Сортировка	хорошая, редко отсутствует	средняя и хорошая
Состав зерен: а) преобладает	альбит, кварц	альбит, кварц
б) примесь	очень редко обломки пепловых туфов	эффузивы кислого состава
в) акцессорные	апатит	апатит
форма зерен	угловатая и оскольчатая	наряду с угловатыми и оскольчатыми окатанные и полукругатые

Основная масса	кварцево-альбитовый, альбито-кварцевый с хлоритом, рудным минералом, иногда эпидотом	кварцево-альбитовый, альбито-кварцевый с хлоритом, альбито-хлоритовый, очень редко с эпидотом
а) состав	тонкозернистая (0,005-0,01 мм) обичны реликты частично перекристаллизованных пепловых структур	тонкозернистая (0,05-0,2 мм) мелкозернистая, иногда с реликтами частично перекристаллизованных пепловых структур
б) структура	очень обильная (60-95% породы)	менее обильная, цемент-базального типа, редко пленочный
в) количество и тип цементации	кремнезидлы с полураковистым изломом. Горизонтально слоистая, ритмично-слоистая, микрослоистая, пизолитовая (1-4 мм), редко беспорядочная	менее кремнезидлы, зернистый или полураковистый излом. Горизонтально слоистая, ритмично-слоистая, редко беспорядочная
Текстура	послойные размыты и оползания	послойные размыты и оползания
Мощность прослоев	2-3 мм	до 10 мм
Комплекс сопутствующих пород	туфопесчанки, туфоалевролиты, диабазы	туфы, кремнистые туфиты, песчаники, алевролиты, диабазы

почти нацело лейкоксенизированы. Содержание апатита до 3%. Его выделения имеют длиннопризматический габитус. Структура пород ближе всего к реликтовой диабазовой или интерсертальной, но отличается полным отсутствием первичных минералов или псевдоморфоз по ним.

Породы зеленокаменно изменены, поэтому о их первичных петрохимических особенностях можно судить лишь ориентировочно. По основным характеристикам - содержанию кремнезема, суммарному количеству щелочей (табл. 8) диабазы могут быть отнесены к толеитовым (известково-щелочным) базальтам. Однако повышенные содержания окиси калия (до 2%), двуокиси титана (до 4,9%), пятиокси фосфора (до 1,3%) сближает их с щелочными оливиновыми базальтами. На петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого (рис. 18) фигуративные точки их химических составов располагаются вблизи спилита, по С.П.Соловьеву (1970). Основное отличие заключается в повышенном содержании окиси калия (анализ 3004/1), которое может быть связано с развитием наложенных процессов - образованием серицита и гидробиотита. Однако большое содержание окиси калия сочетается с аномально высоким содержанием фосфора, так что не исключено формирование серицита и гидробиотита при автометаморфическом процессе.

### Породы улутауской серии

Описание главнейших типов пород улутауской серии впервые было дано Л.И.Боровиковым (1955), алмофосфаты подробно описаны З.Д.Поповой (1959, 1966), З.Д.Поповой и Ш.Ч.Сарбасовым (1963). Т.Н.Херасковой собраны новые материалы о составе пород улутауской серии, распространенных на западном и восточном крыльях Байконурского синклинория.

### Осадочные породы

Группа обломочных пород представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Характерны мономиктовые кварцевые и олигомиктовые полевошпатово-кварцевые разновидности песчаников, гравелитов и алевролитов. Характерные особенности этих пород показаны в табл. 9.

Грубообломочные породы в улутауской серии представлены типичными подобными конгломератами или

Таблица 8

Химический состав диабазов акбулакской серии

№ образца	Результаты анализа												Σ		
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>
3004/1 р. Сарыбулак	48,53	2,99	1,30	13,99	3,34	8,76	0,24	4,96	8,05	3,18	2,06	нет	2,59	0,25	
617 <sup>±</sup>	49,51	2,60	1,07	15,10	3,76	8,32	0,25	4,78	6,65	3,50	1,30	-	<0,1	2,23	
3005/1 р. Сарыбулак	48,89	2,98	0,43	16,97	3,55	7,68	0,28	4,50	7,73	3,02	1,56	-	2,55	0,12	
618 <sup>±</sup>	44,24	4,87	1,35	17,79	3,48	11,23	0,30	5,90	6,25	3,30	1,60	<0,1	0,1	3,31	
															100,24
															99,07
															100,14
															100,62

Результаты пересчета, по А.Н.Заварицкому

№ образца	S	α	c	β	Q	c'	m'	f'	n	y	z	z/c
3004/1 р. Сарыбулак	62	10,8	4,6	22,2	1,8	6,5	39,8	53,7	70,7	13,6	4,5	2,4
617	61,1	10,03	5,5	23,2	3,3	12,5	36,4	51,1	80,4	14,4	3,8	1,8
3005/1 р. Сарыбулак	61,5	9,3	7,4	21,9	3,0	11,55	37,0	51,5	74,4	14,8	4,4	1,2
618	57,0	10,10	5,3	27,6	11,5	9,4	37,8	52,7	75,8	11,3	7,6	1,9

± Приведены анализы по данным Ю.А.Рошина

## Основные признаки песчаников, алевролитов и гравелитов улутауской серии

Признаки	Кварцевые песчанники и гравелиты	Полешчатово-кварцевые песчанники и алевролиты бескарбонатные	Полешчатово-кварцевые	
			известковистые песчанники и алевролиты	Доломитистые песчанники
Цвет	серый, темно-серый и ржаво-бурый	серовато-зеленый, зеленый, темно-зеленый, серовато-лиловый	серовато-лиловый, лиловато-серый, зеленовато-серый	светло-зеленый
Сортировка	обычно плохая, редко хорошая	средняя и хорошая		
Состав зерен:				
а) преобладают	кварц (90-95%)	кварц (70-90%), особенно много в алевролитах, альбит (10-30%)		
б) основная примесь	серцитизированный альбит, в гравелитах - эффузивы коксуйской серии	альбитизированный кальцевый полевой шпат. В более крупозернистых разновидностях - эффузивы кислого и основного состава, кварциты, хлоритовые сланцы		
в) акцессорные минералы	циркон			
Форма зерен	средне и хорошо окатанная	средней окатанности, иногда угловатая	средней окатанности	хорошо окатанная

8

## Цемент:

а) состав	кварцевый, иногда с небольшим количеством серпичита и углелистого вещества; железистый	кварцево-хлоритовый, кварцево-серпичито-хлоритовый, серпичито-хлоритовый с лейкоксеном, иногда кварцево-серпичитовый с тематитом	кальцитовый с серпичитом, хлоритом, кварцем, в лиловых разновидностях с тематитом	Доломитовый с хлоритом и серпичитом
б) количество и тип цементации	пленочный, нарастания и беспорядочные зернистый базального типа, микролепидогранобластовой структуры	пленочный, слугустовый, типа сопряженности, в алевролитах - базальный, микрогранулоидобластовый и криптоочечучатой структуры		слугустовый
Текстура	беспорядочная, слоистая, струйчатая	беспорядочная или слабослоистая, тонкослоистая и косоволнистая (в алевролитах)	беспорядочная	беспорядочная, неяснослоистая
Мощность прослоев, м	0,1-0,5, пачки до 50	0,5-5, пачки до 50	0,5-5	1-3
Комплекс сопутствующих пород (парагенез)	филлиты, углистые филлиты, глинистые сланцы	известняки, доломиты, филлиты, таллитоподобные конгломераты, глинистые сланцы	известняки, песчаные и глинистые известняки	доломиты, глинистые доломиты
В каких местах встречаются	в жалтауской, редко в сатанской	в курайлинской, бо-зингенской, байконурской и сатанской	в курайлинской	в бо-зингенской





Признаки	Тиллоиды	
	Байконурской свиты	сатанской свиты
Цвет	серовато-зеленый, буровато-зеленый	зеленовато-серый, серовато-зеленый, розововато-серый
Размер обломков а) преобладают б) примесь	от 1 см - 5-10 см 0,1 мм - 0,5-1 мм	от 2-3 см - 5-10 см 0,1 мм - 0,5-1 мм
Сортировка	отсутствует	отсутствует или нечеткая градационная
Форма и окатанность обломков	преобладают окатанные эллипсоидальной и шарообразной формы, но много угловатых и полукруглых	преобладают окатанные эллипсоидальной формы, иногда встречаются угловатые
Состав обломков	доломиты, окремелые оолитовые известняки, известняки, песчаники, фланиты, кремнистые туффиты, аффузивы кислого и основного состава, порфиroidы, альбитизированные граниты, иногда осломки шроккладов	доломиты, альбитизированные граниты, граниты жуанкарского комплекса, гранит-порфиры, порфиroidы, аффузивы кислого и основного состава, кварциты, песчаники жалтауской свиты, иногда обломки шроккладов
Заполняющее вещество: а) состав б) количество	глинистый сланец, алевролитистый, глинистый сланец, глинистые сланцы байконурской свиты, туффит очень много	редко глинистый сланец, феллит, алевролитистый феллит, феллиты сатанской свиты очень много, местами мало
Текстура	беспорядочная, очень редко сланцеватая, следы оползания осадка	сланцеватая, реже беспорядочная, иногда нечеткая грубая отсортированная слоистость
Комплекс сопутствующих пород	глинистые сланцы, туффиты, порфиroidы, песчаники	феллиты, песчаники, гематитовые сланцы

ческого материала. По данным рентгеновского дифрактометрического анализа, хлорит имеет магнезиально-железистый состав (рефлекс отражения от плоскости 001-14 Å гораздо слабее рефлекса отражения от плоскости 002-7Å).

Ф и л л и т ы и феллитовый цемент в тиллоидах отмечается вблизи Сатанского и Уштобинского разломов. Здесь глинистые сланцы подверглись метаморфизму фации зеленых сланцев, выразившемуся в появлении бластических структур, укрупнении чешуек серицита, хлорита, четко ориентированных вдоль сланцеватости, новообразования буровато-зеленого мелкочешуйчатого биотита.

У г л и с т о - г л и н и с т ы е с л а н ц ы близки к глинистым сланцам, и отличаются от них значительной примесью углистого вещества ( $C_{орг} = 1-4,64\%$ ), метаморфизованного до антрацитовый стадии, более высоким содержанием кремнезема и обильной вкрапленностью пирита. С углистым веществом связана повышенная фосфатность (Р до 3%) и ванадиеносность ( $V = 0,1\%$ ) этих пород. Сравнительная характеристика глинистых пород удутауской серии, распространенных в различных свитах, представлена в табл. II.

В группе химических и биохимических пород выделяются кремнистые, карбонатные и фосфатные породы.

У г л и с т о - к р е м н и с т ы е и у г л и с т о - г л и н и с т о - к р е м н и с т ы е с л а н ц ы - породы черного и темно-серого цвета, средне- и тонкослоистые (доли миллиметра - 3 см). На поверхностях напластования части примазки роскюлита (ванадиеносный мусковит), серицита, корочки аллюмофосфатов. К сланцам приурочены фосфоритовые конкреции округлой формы размером до 2-3 см. Состоят сланцы из тонкозернистого и микрогранобластового агрегата кварца и тонкораспыленного углистого вещества. Неравномерное распределение последнего обуславливает полосчатые текстуры сланцев. Углисто-глинисто-кремнистые сланцы отличаются тонкослоистыми текстурами, образованными тонким (менее миллиметра) чередованием углисто-кремнистых и углисто-глинистых (гидро-слюдистых) слоев. В сланцах повышенные содержания ванадия, свинца, цинка (до 0,1%); фосфора и бария - первые проценты.

Среди кремнистых сланцев имеются прослойки кремнистых метасоматитов по известнякам и, возможно, аллюмофосфатам. Они выделяются своими текстурными особенностями. По внешнему виду, характеру выветрелой поверхности они похожи на известняки и аллюмофосфаты,

## Основные признаки глинистых сланцев и фидлитов улуатауской серии

Признаки	Глинистые сланцы и фидлиты жузатауской серии		Глинистые сланцы курайлинской серии		Глинистые сланцы байконурской серии	
	Глинистые сланцы и фидлиты жузатауской серии	Глинистые сланцы и фидлиты жузатауской серии	углистые	зеленоцветные		красноцветные
Цвет	серовато-зеленый, буровато-зеленый, темно-серый, черный	буровато-зеленый, зеленовато-серый, лиловато-серый	черный	серовато-зеленый, буровато-зеленый, зеленовато-серый	вишневый	буровато-зеленый, серовато-зеленый
Преобладающий состав	гидрослюдистый с хлоритом и серпентом, иногда с небольшим количеством кароната до 0,5% P	гидрослюдистый с хлоритом; серпентит-хлоритовый, хлорит-серпентитовый, серпентитовый, иногда тематит	гидрослюдистый с серпентитом и кварцем V первые два с хлоритом	гидрослюдистый с небольшим количеством серпентита и хлоритом	серпентитовый с гематитом и каронатом	гидрослюдистый смешанослойный гидрослюда - монтмориллонит в соотношении 1:10; хлорит (мало)
Алевритовая примесь	небольшая или отсутствует (кварц, альбит)	обильная (кварц, альбит, редко обломки пороц)	небольшая (кварц, альбит)	небольшая или обильная (кварц, альбит)	обильная (кварц, альбит)	небольшая или отсутствует (кварц, гидратированный обитит)
Органическое вещество	значительное количество или отсутствует	отсутствует	значительное количество	отсутствует или незначительное количество	отсутствует	отсутствует

Врепленность шпата	обильная до 10-15%	отсутствует	обильная до 10%	отсутствует	отсутствует	отсутствует, редко незначительная
Структура	крипточешуйчатая, редко микролепидобластовая	микролепидобластовая, редко крипточешуйчатая	крипточешуйчатая	крипточешуйчатая, алевритовая	крипточешуйчатая, алевритовая	крипточешуйчатая, редко микролепидобластовая
Текстура	тонкослоистая, сланцеватая	сланцеватая	слабо сланцеватая	тонкослоистая, косослоистая беспорядочная сланцеватая	тонкослоистая, сланцеватая	тонкослоистая и редко косослоистая, беспорядочная, сланцеватая
Комплекс сопутствующих пород (паратенез)	кварцевые песчанки, углесто-кремнистые сланцы, аллюмофосфаты	тиллитоподобные конгломераты, кварцевые песчанки	фтаниты	алевриты, песчанки, известковистые алевриты	известковистые алевриты, глинистые известняки, известняки	тиллитоподобные конгломераты

но целиком сложены тонкозернистым кварцем. Особенно характерны окремнелые онколитовые известняки, слагающие маркирующий горизонт в жалтауской свите.

Доломиты обычно обладают серой, на выветрелой поверхности бурой окраской, мелко- и тонкокристаллической структурой, массивной, редко тонкослоистой текстурой, сложены агрегатом доломита, иногда с примесью серицита и хлорита. Встречаются разности переходные к глинистым доломитам. Кривая нагревания этих пород с четко обособленными двумя эндотермическими эффектами около 800 и 900° типична для доломита (Цветков, Вальяхина, 1955).

Среди доломитов бозингенской свиты есть прослой, состоящие из доломита и сидерита, кальцита и доломита с примесью серицита, хлорита и кварца. Количество карбоната колеблется от 50 до 70%. Наличие кальцита, сидерита и доломита установлено рентгеновским дифрактометрическим анализом по рефлексам отражения от плоскости 101-3,04, 2,81, 2,88А. Особое место занимают доломиты вишневого цвета с гематитом. По данным химического анализа содержание в них Fe - 0,9%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 2,79%.

Известняки розовые, светло-серые, белые и палевые. Зерна кальцита размером 0,02-0,05, редко до 0,1 мм слегка вытянуты вдоль сланцеватости. Окраска пород зависит от примесей-листочков хлорита, серицита, углистого вещества, тонкодисперсного гематита. Они либо равномерно рассеяны в породе, либо концентрируются в микрослои, обуславливая полосчатую текстуру пород. Наблюдаются переходы к глинистым известнякам и известковистым алевролитам. В серых известняках спектральным анализом обнаружены повышенные содержания бария (0,1-0,6%), при содержании Sr - 0,01-0,04%.

Фосфориты и альмофосфаты образуют прослой 0,4-4 м в сланцах жалтауской свиты. Содержание фосфорного ангидрида изменяется от 10 до 33, глинозема - от 2,5-33%. Главные фосфатные минералы, по З.Д. Поповой (1959, 1966), - франколит, врисцит, крадаллит. По текстурным признакам выделяются плотные, полосчатые, брекчиевидные и пизолитовые руды.

#### Вулканогенные породы

Породы из группы вулканогенных в ултауской серии распространены незначительно, однако их состав и структурные особенности разнообразны.

Мелкозернистые кремнистые туффиты распространены в сатанской свите. Внешне и по составу они близки кремнистым туффитам акбулакской серии, отличаются от последних отсутствием ритмичной слоистости. Для них характерны равномерные тонкослоистые и тонкополосчатые текстуры. По химическому составу они также близки к туффитам акбулакской серии (табл. 12). Для них характерно высокое содержание кремнезема, в значительной мере, по-видимому, хемогенного, большое содержание натрия, входящего в состав альбита; почти полное отсутствие калия. Зеленые и лиловые туффиты имеют одинаковый состав, равное количество закисного железа. Лиловые туффиты отличаются лишь большим содержанием окисного железа, входящего в состав красящего пигмента - гематита. Гематит, по-видимому, вулканогенно-осадочного генезиса.

Туффопесчаники и туффоалевролиты переслаиваются с кремнистыми туффитами, иногда конгломератами. Отличаются от туффитов большим количеством окатанных обломочных зерен кварца, альбита, калиевого полевого шпата, а в туффопесчаниках - эффузивов кислого состава.

Конгломераты с туффитовой основной массой - массивные или рассланцованные породы лилового цвета. Гальки хорошей окатанности размером от 0,5 до 5-10 см представлены разнообразными эффузивами кислого состава, по-видимому, из коксуйской серии (около 80%). Остальное количество галек составляют гранофиры и альбитизированные граниты. Заполняющее вещество конгломератов довольно обильно и представлено лиловыми туффитами и туффопесчаниками, аналогичными описанным выше.

Мелкозернистые туффиты распространены в байконурской свите. Это зелено-бурые или темно-серые породы, часто тонкослоистые. По составу они очень близки к основной массе тиллитоподобных конгломератов с туффитовым цементом. В обломках средней окатанности размером около 0,1 мм преобладает кварц, в меньшем количестве серицитизированный полевой шпат, иногда эффузивы кислого состава, кварциты. Кроме того, имеются обломки пирокластов оскольчатой формы: серицитизированный полевой шпат (размером 0,02-0,05 мм), плагиоклазовые порфириты, пепловые туфы основного состава (размером 0,1-0,2 мм). Для них характерны нечеткие очертания или корки закалки, обогащенные рудным веществом. Цемент базального типа, обильный, представлен плохо раскристаллизованной

Химический состав кремнистых туффов сатанской свиты

№ образца, район	$SiO_2$	$TiO_2$	$P_2O_5$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	п.п.п.	$H_2O$	$\Sigma$
Зеленый туффт 595/2 р. Сатан	83,55	0,33	0,08	8,92	0,89	0,86	сл.	0,26	0,54	4,25	0,06	0,34	0,15	100,08
Лавовый туффт 595/3 р. Сатан	83,07	0,47	0,19	8,39	1,65	0,64	сл.	0,13	0,90	4,12	0,24	0,32	0,08	100,12

глинистой массой, в которой видны отдельные чешуйки гидрослюд и хлорита, реликты пепловых структур.

Пепловые туфы основного состава (возможно гналокластиты) встречаются в байконурской свите в низовьях р. Карасире. Это зеленые сильно рассланцованные породы, состоящие из остроугольных обломков размером от долей миллиметра до 0,5 см хлоритизированного и эпидотизированного стекла. Они погружены в тонкозернистую массу, представляющую собой соскритизированное стекло светло-бурое, у краев обломков более темное, не прозрачное. В соскритовой массе видны мелкие (0,1-0,2 мм) зерна эпидота и кучные скопления карбоната.

В группе эффузивных пород установлены диабазы, диабазовые порфириты и лавовые брекчи.

Диабазы встречаются в разрезе байконурской свиты в нижнем течении р. Карасире. Это среднекристаллические зеленокаменно измененные породы массивного сложения, диабазовой структуры, состоящие из беспорядочно перекрещивающихся лейст плагиоклаза размером 1-3 мм. Плагиоклаз альбитизирован, эпидотизирован, хлоритизирован и серицитизирован. В промежутках между лейстами плагиоклаза располагается пироксен, сохранившийся в виде реликтов, благодаря замещению волокнистым буровато-зеленым уралитом, хлоритом и эпидотом. Пироксен бесцветный, слегка розоватый. По оптическим свойствам близок пижониту. Около 10% составляет рудный минерал, образующий таблитчатые кристаллы, неправильные скопления, прорастающие пироксен и частично плагиоклаз. Рудный минерал частично лейкоксенизирован и представляет собой, по-видимому, ильменит.

Кроме диабазов, в байконурской свите встречаются миндалекаменные диабазовые порфириты со структурой близкой к вариолитовой. Они отличаются большей мелкозернистостью, отсутствием пироксена. Вся порода состоит из радиально-новолокнистых масс, метельчатых пучков, радиальнолучистых сростков альбитизированного и соскритизированного плагиоклаза. Внутри таких сростков, вариолей и между ними рассеяны мелкие зернышки лейкоксенизированного рудного минерала. Вариолы размером 0,1-0,2 мм не имеют четких границ. В промежутках между ними кое-где встречаются остатки соскритизированного и обогащенного рудным минералом стекла. Иногда в породах присутствуют фенокристаллы альбитизированного и соскритизированного плагиоклаза размером до 2 мм.

Лавовые брекчии диабазовых порфиритов состоят из обломков округлых и неправильных очертаний размером 3-5 см миндалекаменных порфиритов, погруженных в тонкокристаллическую лавовую же массу. Миндалины выполнены хлоритом и карбонатом. Структура пород в обломках базитовая, в цементирующей массе гиалопилитовая. Основу породы составляют лейсты альбита размером 0,1-0,8 мм, разбитые трещинками, заполненными хлоритом и карбонатом. Промежутки между лейстами альбита заполнены мелкозернистым агрегатом хлорита, эпидота, карбоната, образовавшимися при раскристаллизации стекла.

Эффузивные породы байконурской свиты подвержены зеленокаменным изменениям, поэтому о петрохимических их свойствах можно судить с достаточной долей условности (табл. 13). По содержанию кремнезема (50,3-53,09%) при содержании окиси натрия (4,3-4,7%) и окиси калия (до 0,5%) они могут быть отнесены к толеитовым базальтам близким к андезитовым базальтам. Следует отметить почти полное отсутствие в породах калия, что, видимо, связано с вторичной альбитизацией.

При сравнении их химических составов со средними химическими составами магматических пород СССР, по С.П.Соловьеву (1970), диабазовые порфириты обнаруживают сходство с кварцевым диабазом (см. рис. 18), отличаясь большим содержанием глинозема и меньшей концентрацией окисного железа. Вариолитовый диабазовый порфирит близок к среднему вариолиту, отличаясь от последнего меньшим содержанием щелочей. Диабазовые порфириты байконурской свиты отличаются от диабазов акбулакской серии большей кремнекислотностью и меньшим содержанием окиси калия. Сходным для тех и других является чрезвычайно высокое содержание двуокиси титана.

#### Обоснование возраста

Для отделения протерозоя первостепенное значение имеет установление нижней границы кембрия. В пределах Южного Улутау наиболее древние скелетные ископаемые органические остатки встречены в коктальской свите кембрия, лежащей выше байконурских тиллоидов. В известняках верхней пачки коктальской свиты в 1958-59 гг. В.М.Добрыниным и Е.М.Сигитовой (1961, 1962) были найдены остатки трилобитов, которые, по заключению Н.В.Покровской, Н.К.Ившина и Г.Х.Ергалиева, характерны для верхнего кембрия. Позднее Г.Х.Ергалиев (1965) на разных стратиграфических уровнях в пачке известняков установил

пять комплексов трилобитов, принадлежащих зонам верхнего кембрия. Выявленные позднекембрийские комплексы характеризуют лишь верхнюю часть коктальской свиты в пределах центральных частей Байконурского синклинория (табл. 14).

Более восточные и западные разрезы свиты, равно как и ее нижняя пачка (пачка кремнистых сланцев), не имели биостратиграфической характеристики. В последнее время В.М.Добрыниным, Ю.А.Зайцевым, Т.Н.Херасковой собраны, а Б.Ш.Клингер определены онколиты и катаграфии. В заведомой коктальской свите (р.Карасире) установлены *Vesicularites bothrydioformis* (Краснояр.), характерные для юдомского комплекса Сибирской платформы, а также остатки трубчатых водорослей *Volvatella* sp., *Girvanella* Nich. et. Ether., *Ortonella* Garewood., встречающиеся в немакит-далдынском горизонте верхов юдомского комплекса. В низах фосфатно-баритовой пачки по р.Сатан и в известняках в пределах месторождения Сарысай присутствуют *Vesicularites lobatus* Reittl., *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *Osagia concrescentia* Kling. f. nov., *Volvatella* sp. Очевидно, что эти формы не определяют возраста коктальской свиты.

Палеонтологические остатки, известные из коктальской свиты Южного Улутау не дали возможности установить основание кембрия. Поэтому приходится прибегнуть к материалам по стратиграфии кембрия хр.Каратау и Тянь-Шаня.

Нижняя пачка кремнистых сланцев коктальской свиты сопоставляется с курумсакской свитой Большого Каратау. Последняя перекрывается кокубулакской свитой, заключающей трилобитовую фауну не только верхнего, но и среднего кембрия (Ергалиев, 1965, 1971, 1974). Курумсакская свита в свою очередь отвечает фосфоритоносной чулактауской свите Малого Каратау (Макарычев, 1960; Анкинович, 1961; Ергалиев, 1971). Чулактауская и шабактинская свиты Малого Каратау соответствуют кембрийской системе (см. табл. 14).

Б.М.Келлером, В.Г.Королевым и др. в основании шабактинской свиты доломитов и известняков, в 5-6 м выше контакта с чулактауской свитой были установлены трилобиты нижнего кембрия - *Ushbaspis*, *Pagetina* (?) sp., *Hebediscus* sp., изученные Н.В.Покровской (Келлер, Покровская, 1965) и принадлежащие по ее заключению к верхам адданского - самым низам ленского яруса.

По данным Н.В.Покровской и Г.Х.Ергалиева (1971), низы тамдинской серии (р.Ушбас) являются возрастными аналогами атдабанского горизонта адданского яруса, что устанавливается по присутствию ос-

Химический состав диабазовых порфиров Байконурской свиты

№ образца и название породы	Химический состав													
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	п.п.л.	Σ	H <sub>2</sub> O
1153/1 Варколитовый миндалекаменный диабазовый порфирит	48,26	2,35	0,18	13,16	3,68	6,92	сл.	5,62	8,53	2,16	0,06	8,48	99,42	0,66
То же, с поправкой на потери при прокаливании	53,09	2,58	0,18	14,47	4,04	7,61	сл.	6,19	9,38	2,36	0,06	-	99,42	
3021/12 Диабазовый порфирит	51,49	3,16	0,39	14,66	0,41	8,81	0,15	4,36	7,74	3,18	0,51	3,11	99,50	0,31
3021/13 Диабазовый порфирит	50,36	2,90	0,27	16,54	1,77	7,68	0,18	5,09	7,08	4,69	0,3	3,50	100,37	0,19
3021/6 Лавовая брекчия диабазового порфирита	47,25	2,33	0,19	15,99	1,60	8,76	0,23	6,27	5,27	3,61	сл.	8,53	100,03	0,12
То же, с поправкой на потери при прокаливании	51,64	2,54	0,19	17,47	1,74	9,57	0,25	6,85	5,75	3,95	сл.	-	100	0,12

Данные пересчета по А. Н. Заварицкому

№ образца и название породы	S	a	c	b	Q	c'	a'	m'	f'	t	y	n	$\frac{a}{c}$
	1153/1 Варколитовый миндалекаменный диабазовый порфирит	62,3	5,2	7,0	25,5	7,3	17,3		40,3	41,8	3,5	13,5	98,6
То же, с поправкой на потери при прокаливании													
3021/12 Диабазовый порфирит	64,8	8,2	6,2	20,7	7,1	17,8		37,4	44,7	4,5	1,4	91,2	
3021/13 Диабазовый порфирит	61,6	11,2	5,8	21,4	5,0	14,4		41,6	43,9	4,1	7,2	94,2	1,9
3021/6 Лавовая брекчия диабазового порфирита													
То же, с поправкой на потери при прокаливании	60,9	8,7	7,0	23,4	2,6		3,2	49,7	47,1	3,7	6,4	100	1,2

Сравнительная палеонтологическая характеристика венда и кембрия Южного Улугау и хр. Карагау. Кембрий, по Г. Х. Ергалиеву, Н. В. Покровской (Ергалиев, 1965; 1971, 1972, 1974; Ергалиев, Покровская, 1974), венд, по А. М. Мамбетову, В. В. Миссаржевскому (Мамбетов, 1973, Миссаржевский, Мамбетов, 1975)

Отделы	Малый Карагау	Большой Карагау	Улугау		
Кембрий	Верхний Шабактинская свита	Зона Prosaukia?	Верхняя подсвита		
		Зона Agnostus hedinii - Koldinicoidea	Зона Agnostus hedinii - Diceratopurge mobergi	Зона Agnostus hedinii - Diceratopurge mobergi	
Кембрий	Шабактинская свита	Зона Lotagnostus-Hedinaspis regalis	Зона Lotagnostus - Hedinaspis regalis	Зона Lotagnostus - Hedinaspis regalis	
		Зона Kaolishania-Irvingella major	Зона Pseudagnostus leptoplastorum? (не выявлена)	Зона Pseudagnostus leptoplastorum? (не выявлена)	
		Зона Corynexochus plumula	Зона Pseudagnostus longiformis? (не выявлена)	Зона Pseudagnostus longiformis? (не выявлена)	
		Зона Gylptagnostus reticulatus	Зона Pseudagnostus stolidotus	Зона Pseudagnostus stolidotus	
		Зона Gylptagnostus stolidotus	Зона Blackwelderia mingzilneuluss		
		Зона Homagnostus feaundus Blackwelderia			
		Кокшетауская свита		Кокшетауская свита	
		Кокшетауская свита			
		Кокшетауская свита			
		Кокшетауская свита			

Отделы	Малый Карагау	Большой Карагау	Улугау	
Кембрий	Средний Шабактинская свита	Зона Lejopyge laevigata	Зона Lejopyge laevigata	Нижняя подсвита Vesicularites bothyodiformis (Krasnop.), V. lobatus Reitt., V. concretus Z. Zhur., Volvatella sp., Girvanella Nich. et Ether Ortonella Garewood Osagia conrescentia Kling. f. nov.
		Зона Pseudophalacroma crebra	Зона Pseudophalacroma crebra? (не выявлена)	
Кембрий	Нижний Чулактусская свита	Зона Triplognostus gibbus	Зона Triplognostus gibbus	Кокшетауская свита
		Зона Peromopsis scutalis (Salt) Triplognostus cf. remotus Pocr. et Jegor u sp.		
Кембрий	Нижний Чулактусская свита	Зона Probowmania "ligea"		Кокшетауская свита
		Зона Redlichia chinensis		
Кембрий	Нижний Чулактусская свита	Зона Ushbaspis granulata		Кокшетауская свита
		Зона Hebediscus orientalis		
Кембрий	Нижний Чулактусская свита	Чулактусская свита		Кокшетауская свита
		Зона Uniformithesa		
Кембрий	Нижний Чулактусская свита	Зона Pseudorthotheca costata - Huolithellus rectus		Кокшетауская свита
		Беркутинская свита		
Кембрий	Нижний Чулактусская свита	Protobertzia anabarica		Кокшетауская свита
		Miss., P. siciformis Miss		
Венд				Байконурская свита

татков трилобитов - *Hebediscus orietalis* Chang., *Pagetiellus anabarus* Laz. В разрезах тамдинской серии по р.Коксу Н.В.Покровской были обнаружены нижнекембрийские *Redlichia Cossmanni* и *Paleolenella Rep.* совместно с *Kootenia abascanica* (Polrt.). Последний вид, по Н.В.Покровской, известен в санаштыгольском горизонте нижнего кембрия Западного Саяна.

В самой чулактауской свите А.М.Мамбетовым и В.В.Миссаржевским (1971) были выделены следующие стратиграфические уровни:

1. Зона *Hyolithellus rectus* - *Pseudorthis costata*. К ней отнесена основная часть чулактауской свиты до подошвы железомарганцевого горизонта. Комплекс включает хиолительминты, примитивные хиолиты, беззачатковые брахиоподы, ханцеллории и гастроподы (см. табл. 14) и может сопоставляться с суннагинским и кенядинским горизонтами томмотского яруса нижнего кембрия Сибири.

2. Зона *Uniformithes*, совпадающая с железомарганцевым горизонтом чулактауской свиты, включает комплекс хиолитов, сахитид, каменелл, конодонтов, ханцеллорий и беззачатковых брахиопод. Этот комплекс может сопоставляться с самыми верхами томмотского яруса.

В толще "нижних доломитов" (беркутинская свита) был определен вендско-вдомский комплекс микрофитолиитов (Келлер, Покровская, 1965). Позднее А.М.Мамбетовым и В.В.Миссаржевским (Мамбетов, Миссаржевский, 1971; Мамбетов, 1973; Миссаржевский, 1975) были обнаружены многочисленные остатки конодонтоморфных организмов (*Protoherzina anabarica* Miss., *P. siciformis* Miss., *Anabarites ex. gr. trisulcatus* Miss.). Эти данные позволяют отнести "нижние доломиты" к самым верхам вендского комплекса (Мамбетов, 1973; Миссаржевский, 1975).

В Чаткало-Нарынской зоне, в толще ванадиеносных сланцев (стратиграфическом аналоге коктальской свиты) на юго-западном склоне Таласского хребта, в хр.Чаткал и Сандалах А.Ф.Степаненко (1963), П.П.Мисюс и К.С.Сагындыков (1967) обнаружили остатки беззачатковых брахиопод нижнего кембрия, а также хиолитов и строматолитов. В хр. Куругтаг Ху-Шу-кнем (1958) с стратиграфических аналогов горизонта ванадиеносных сланцев найдены трилобиты *Redlichia* sp., *Paleolenella* sp., *Kootenia* sp. нижнего кембрия.

Совокупность приведенных данных позволяет отнести коктальскую свиту и ее стратиграфические аналоги к кембрию в целом (Келлер, Королев, Крылов, 1965; Борукаев, Ившин, Ергалиев, 1964; Зай-

цев, Филатова и др., 1965; Покровская, Ергалиев, 1971). При этом верхняя подсвита коктальской свиты принадлежит верхнему кембрию, нижняя - отвечает нижнему и среднему отделам.

Верхнюю границу докембрия принято проводить в подошве коктальской свиты кембрия. При этом отнесение подстилающей байконурской свиты к верхам докембрия условно и основано на данных о широком распространении тилитоподобных конгломератов в самых верхах протерозоя во многих складчатых областях земного шара (Лунгерсгаузен, 1963; Грецкая, 1966; Келлер, 1968, 1972; Чумаков, 1970; Салоп, 1974 и др.).

В жалтауской, бозингенской свитах, а также в гальке конгломератов байконурской свиты установлены онколиты и катаграфии *Osagia concrescentia* Kling. f. nev., *Vesicularites lobatus* Reith., *V. bothryodifermis* (Krasnop.), *V. concretus* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reith.), свидетельствующие, по Б.Ш.Клингер (1971), о принадлежности удутауской серии к верхам докембрия. Перечисленные формы, по заключениям Б.Ш.Клингер, характерны для вдомского комплекса Алданского щита, сопоставляемого с вендом Русской платформы.

Амбулакская серия сопоставляется с малокаройской серией Карагау-Таласской структурно-фациальной зоны (Зайцев, Королев, Филатова, 1966; Зайцев и др., 1971). Малокаройская серия, по И.Н.Крылову (1967), включает комплекс строматолитов *Linella ovis* Kryl., *Patomia essica* Kryl., *Cocophyton gaubitzia* Kryl. и *Tungussia* sp.-формы, характерные для нижних горизонтов вендского (вдомского) комплекса Урала и Сибири (Келлер, Королев, Крылов, 1965; Крылов, 1967).



ГЛАВА III  
ВЕНД КАЛМЫККУЛЬСКОГО СИНКЛИНОРИЯ И ДЖАРКАИНАГАЧСКОГО  
АНТИКЛИНОРИЯ

Стратиграфия

Образования вендского комплекса широко распространены в районе Ишимской Луки, где они слагают ядро Джаркаинагачского антиклинория и южное крыло Калмыккульского синклинория. Строение вендского комплекса и нижнего палеозоя в этом регионе близко строению разновозрастных образований в Байконурском синклинории.

Современная схема стратиграфии венда и нижнего палеозоя этого региона разработана благодаря исследованиям Н.П.Четвериковой (1960), А.И.Хабелашвили (1966), О.В.Минервина (1972), Т.Х.Ергалиева и А.И.Хабелашвили (1972). Т.Н.Херасковой удалось более детально изучить вещественный состав отложений и частично стратиграфию вендских толщ этого региона по данным бурения, проводившегося здесь в связи с разведкой железорудных месторождений и рудопроявлений среди образований венда и кембрия.

Среди позднекембрийских отложений О.В.Минервиным (1972) выделены следующие стратиграфические подразделения.

Братолобовская серия, сопоставляемая с акбулакской серией венда Байконурского синклинория, представлена сложным комплексом лав базальтового состава, их туфов, пестроокрашенных туфогенно-осадочных и терригенных пород, яшм и яшмокварцитов (около 2000 м).

Шандакская свита, сопоставляемая с курайлинской свитой удутауской серии Байконурского синклинория, сложена зеленоцветными полимиктовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами, аргиллитами с маломощными прослоями доломитизированных известняков в верхней части. Мощность свиты изменяется от 100 до 900 м.

Байконурская свита тиллитоподобных конгломератов мощностью до 150 м. Она перекрывается шинсайской свитой кембрия, представленной ванадиеносными углисто-кремнистыми сланцами и известняками мощностью 300-350 м.

Братолобовская серия

Братолобовская серия была описана Н.П.Четвериковой (1960) под названием братолобовской толщи позднего докембрия - раннего кембрия, затем детально изучалась О.В.Минервиным (1972). На втором Казахском стратиграфическом совещании в Алма-Ате (1971 г.) было предложено называть ее акбулакской серией по литологическому сходству с последней (Зайцев, Хераскова, 1971). Однако в настоящее время не ясно, насколько точно соответствуют объемы братолобовской и акбулакской серий.

В районе Ишимской Луки братолобовская серия слагает ядро Джаркаинагачского антиклинория и обнажается в полосе северо-восточного простирания между с.Ишимское и пос.Державинское, ширина которой до 40 км. Породы серии смяты в узкие линейные складки с углами падения на крыльях до 80°. Складчатая структура нарушена многочисленными разрывными нарушениями различных направлений, однако, наиболее крупные из них являются продольными. О.В.Минервин (1972) подразделяет братолобовскую серию на три толщи: нижнюю (вулканогенную), среднюю (кремнисто-терригенную) и верхнюю (туфогенно-осадочную).

Нижняя (вулканогенная) толща

Нижняя толща братолобовской серии залегает в видимой нижней части разреза Джаркаинагачского антиклинория. Она представлена темно-зелеными редко с фиолетовым оттенком диабазами, базальтовыми афиритами чрезвычайно однородными, мелкокристаллическими. В виде линз и отдельных горизонтов среди них встречаются лавовые брекчии, агломератовые туфы, состоящие из обломков и вулканических бомб размером от 0,5 до 20 см миндалекаменных базальтовых афиритов и порфиритов темно-зеленого, редко фиолетово-красного цвета. В виде обособленных пачек встречаются темно-зеленые мелкообломочные туфы и туффиты с нечеткой слоистостью. Толща прорвана субвулканическими телами габро-диабазов.

Наиболее полный разрез нижней толщи описан О.В.Минервиным (1972) в окрестностях с.Братолобовка (рис. 19, см. вкладку):

Мощность, м

1. Диабазы темно-зеленые, массивные с редкими миндалинами . . . . . 150
  2. Чередующиеся зелено-серые диабазы и лилово-серые лавовые брекчии, состоящие из обломков диабазов, иногда красных яшм . . . . . 250
  3. Диабазы массивные, темно-зеленые, мелкозернистые . . . . . до 800
  4. Яшмовидные кремнистые породы, светло-зеленые, возможно, окремнелые тонкозернистые туффиты с неявно выраженной слоистостью . . . . . 200
- Перерыв в обнажении около 100 м.
5. Переслаивающиеся зелено-серые мелкозернистые туффы и кремнистые туффиты, тонкополосчатые, с прослоями зеленых диабазов и фиолетово-серых тонкозернистых туфов . . . . . 300
  6. Диабазы и диабазовые (базальтовые) порфириты, темно-зеленые . . . . . 50

Общая мощность разреза около 1700 м.

Средняя (кремнисто-терригенная) толща

По данным О.В.Минервина, средняя толща залегает согласно на нижней толще братолюбовской серии. В ней преобладают вулканомиктовые песчаники зеленовато-серые, красновато-серые разнозернистые до гравелитистых, которые переслаиваются с вишневыми и голубовато-зелеными тонкослоистыми кремнистыми алевролитами. Для толщи характерно присутствие в обломках вулканитов кислого состава. В разрезе преобладают среднезернистые песчаники, образующие прослой от первых метров до 15-20 м. В основании слоев песчаники грубозернистые до гравелитистых. Кремнистые алевролиты образуют прослой, обычно не превышающие несколько метров, лишь изредка достигающие мощности в несколько десятков метров. Внутри пачек кремнистые алевролиты образуют многослой мощностью от 30 см до 1 м. Внутри многослоя наблюдается ритмичное переслаивание кремнистых алевролитов (3-10 см) и тонкослоистых, микрослоистых кремнистых аргиллитов (1-5 см). Слоистость горизонтальная, редко волнистая. Между ритмами и, особенно, многослоями обычны следы разрывов и примазки глинистого материала.

Наиболее полный разрез кремнисто-терригенной толщи описан О.В.Минервиным к югу от с.Ишимское (см. рис. 19):

Мощность, м

1. Кремнистые алевролиты и аргиллиты, красно-серые и голубовато-зеленые . . . . . 25
  2. Ритмично чередующиеся зелено-серые песчаники и кремнистые алевролиты . . . . . 120
  3. Кремнистые алевролиты и аргиллиты, голубовато-зеленые и красно-бурые, ритмично переслаивающиеся, отдельные прослой яшм . . . . . 70
  4. Песчаники мелко- и среднезернистые, неравномернозернистые, от зелено-серых до красновато-серых с галькой, гравием и остроугольными обломками кремнистых алевролитов и яшмовидных пород . . . . . 115
  5. Кремнистые алевролиты и аргиллиты с прослоями мелкозернистых песчаников, обеленных, выветрелых... 120
- Суммарная мощность разреза около 450 м.

Верхняя (туфогенно-осадочная) толща

Верхняя толща братолюбовской серии распространена на ограниченной площади. Повсюду она выполняет ядра синклиналей, крылья которых образованы породами нижних частей серии. По мнению О.В. Минервина, в районе с.Ишимское верхняя толща залегает согласно на средней, а западнее с.Братолюбовка с небольшим несогласием на нижней (вулканогенной) толще братолюбовской серии.

Туфогенно-осадочная толща сложена довольно разнообразными образованиями, среди которых преобладают пирокласто-осадочные породы - туффиты различной зернистости, туфопесчаники, кремнистые туффиты кремнистые алевролиты, яшмы. Они обладают зеленой, голубовато-зеленой окраской. Среди пород, обогащенных кремнеземом, присутствуют и красочные разноцветности. Текстура пород слоистая от нечеткой неправильной, часто косоугольной слоистости в крупнозернистых разноцветностях, до тонкой горизонтальной в кремнистых алевролитах. Среди пирокласто-осадочных пород имеются прослой и пачки туфов базальтового состава: литокластических и витрокластических.

Разрез верхней пачки, описанный О.В.Минервиным (1972) южнее

с.Ишимское, имеет следующий вид (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Яшмы красные и красно-лиловые, грубополосчатые, чередующиеся с красно-бурыми железненными кремнисто-глинистыми сланцами . . . . .	180-200
2. Кремнистые алевролиты, зелено-бурые, массивные и тонкослоистые, с редкими прослойками туфопесчаников..	110
3. Пепловые туфы и кремнистые туффиты тонкослоистые, яшмовидные, зеленые, иногда тонкополосчатые, красно-зеленые, с прослоями зернистых туфов и туфопесчаников . . . . .	150-300
4. Конгломераты (скорее туфо-конгломераты) крупногалечные, зеленые, с галькой диабазов и миндалекаменных базальтовых порфиритов, туфов, реже габбро-диабазов . . . . .	100

Выше с угловым несогласием залегают кремнистые сланцы шинсайской свиты.

Общая мощность разреза около 600-700 м.

Севернее с.Савинковка и по южному обрамлению Кокчетавского массива О.В.Минервиним (Минервин, Бабичев, Розен, 1971) под названием гаршинской серии выделялась толща литологически и по возрасту близкая братолюбовской серии (см. рис. 19). Позднее О.В.Минервин объединил гаршинскую серию с братолюбовской. Севернее с.Савинковка породы серии обнажаются главным образом в зоне экзоконтакта массива гранитов и изменены благодаря его контактовому воздействию. Здесь не удается выделить три описанные выше толщи братолюбовской серии. Однако можно утверждать, что в видимой нижней части разреза преобладают диабазы, лавовые брекчии диабазов. В верхней части появляются туфы, туфоконгломераты.

Таким образом, братолюбовская серия представлена мощным (2000 м) и довольно разнообразным комплексом вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Меньшее значение имеют собственно осадочные образования. Все вулканогенные породы имеют базальтовый состав.

### Ш а н д а к с к а я с в и т а

Шандакская свита впервые была выделена А.И.Хабелашвили (1966). Одновременно она была описана О.В.Минервиним под названием обалы-

кульской свиты. Обнажается свита на северном крыле, а также вдоль южного крыла Калмыккульского синклиория. Налегание шандакской свиты на братолюбовскую (гаршинскую) установлено О.В.Минервиним в окрестностях с.Гаршино. Кроме того полные разрезы свиты имеются восточнее с.Курское и севернее с.Савинковка. Южнее с.Савинковка шандакская свита выпадает из разреза.

Шандакская свита в нижней части сложена темно-зелеными, темно-серыми разнозернистыми полимиктовыми песчаниками и гравелитами с редкими горизонтами алевролитов; выше залегает ритмично построенная пачка песчаников, алевролитов и аргиллитов. Венчается разрез чередованием песчаников, яшм и брекчиевидных известняков. В окрестностях с.Гаршино отмечаются прослой туфогенных песчаников, кремнистых алевролитов, красных яшм. Для свиты характерно слоистое сложение, рассланцевание, причем алевролиты и аргиллиты превращены в филлитовидные сланцы. Мощность свиты изменяется от 850 м на севере до 100 м на юге.

На втором Казахском стратиграфическом совещании в Алматы в 1971 г. Г.Х.Ергалиевым предложено сопоставлять ее с курайлинской свитой. Вероятно, действительно шандакская свита отвечает низам улутауской серии и в частности курайлинской свите вендского комплекса Байконурского синклиория. Однако полного литологического сходства здесь нет. В шандакской свите отсутствует ленточное переслаивание карбонатных и глинистых пород, столь характерное для курайлинской свиты.

Восточнее с.Курское О.В.Минервиним описан следующий разрез шандакской свиты (см. рис. 19):

	Мощность, м
1. Песчаники зеленые и голубовато-зеленые, полимикто-вые, мелко- и разнозернистые, с прослоями гравелитов, рассланцованные; характерно присутствие мелких обломков красных и зеленых кремнистых пород и алевролитов . . . . .	600
2. Песчаники мелко- и среднезернистые, зеленые, с прослоями красновато- и зеленовато-серых алевролитов; все породы рассланцованы . . . . .	200
3. Алевролиты зеленые, рассланцованные, с единичными прослоями красно-зеленых пятнистых яшм и доломитизированных брекчиевидных известняков . . . . .	20

4. Песчаники мелкозернистые, зеленые, рассланцованные . . . . . 25

Общая мощность разреза около 850 м.

По направлению к югу мощность шандакской свиты сокращается. Севернее с.Савинковка она представлена толщей гравелитов, полимиктовых песчаников и алевролитистых глинистых сланцев, ороговикованных вблизи контакта с додевонскими гранитоидами и имеющих благодаря этому темно-серый цвет. Грубообломочные разности концентрируются в нижней части разреза. На месторождении Шолак-Сандык (в 12 км севернее с.Савинковка) шандакская свита вмещает горизонт гематит-магнетитовых руд. Состав рудовмещающих пород близок к описанным в составе шандакской свиты севернее с.Савинковка. Наиболее подробно разрез свиты на месторождении Шолак-Сандык описан нами по скважине 16 (рис. 20, см. вкладку):

Мощность, м

- I. Пятнистые кордиеритовые кварц-биотитовые сланцы переслаиваются с ороговикованными алевролитами. Сланцы представляют собой агрегат кварца и коричнево-бурого биотита микролепидобластовой структуры, с пятнисто, неравномерно расположенными включениями листочков гематита. В этой массе имеются порфириобласты кордиерита размером до 5 мм. Породы скарнированы — содержат гнезда эпидота, граната, силлиманита (?) ... 22
2. Биотит-магнетитовый кварц. Содержание магнетита
3. Гематит-магнетитовые руды, массивные, тонкозернистые, пронизаны прожилками эпидота, актинолита и сульфидов . . . . . 3  
15-30%, распределение его в породе неравномерное .... 5
4. Ороговикованный глинистый сланец, состоящий из микролепидобластового агрегата биотита с включением тонких иголок рутила и редких обломочных зерен кварца алевролитовой размерности . . . . . 8
5. Альбит-эпидотовые породы светло-серые, зеленоватые, мелкозернистые с вкрапленностью сульфидов, вероятно, представляют собой измененный туффит . . . . . 20
6. Мраморы коричневато-серые, светло-серые, зеленоватые, с гетерогранобластовой структурой, с многочисленными прожилками хлорита, кварца, сульфидов, включениями эпидота. Среди мраморов имеются прослои ороговикованных глинистых сланцев биотитового состава . . . I9

7. Ороговикованные глинистые алевролиты . . . . . 7
8. Кварц-эпидотовые породы с гранатом светло-серые, тонкозернистые . . . . . 2,2
9. Ороговикованные полимиктовые песчаники. В обломках — кварц и голубовато-зеленые породы, замещенные актинолитом. Цемент биотитовый . . . . . I
10. Мрамор светло-серый, с актинолитом, термолитом, мелкой вкрапленностью сульфидов . . . . . I,5
11. Скарнированные мелкозернистые известковистые песчаники, светлые пятнисто-полосчатые, тонкозернистые с вкрапленностью сульфидов . . . . . 5

Суммарная мощность разреза 94 м. Выше залегают ороговикованные редкогалечные конгломераты, которые мы относим к байконурской свите.

Таким образом, шандакская свита сложена комплексом преимущественно осадочных пород. Песчаники имеют полимиктовый состав. Алевролиты в основном кварцевые и кварц-полевошпатовые. В верхней части разреза, которая в естественных обнажениях слабо обнажена или срезана разрывными нарушениями, могут появляться карбонатные и кремнистые породы. Часть пород, особенно красноцветные разности, обогащены окислами железа. Вблизи контактов с интрузиями они содержат вкрапленность магнетита или превращены в гематит-магнетитовые руды.

### Байконурская свита

Байконурская свита впервые выделена О.В.Минервиным<sup>I</sup>. Описывалась она также А.И.Хабелашвили (1966) как толща тиллитоподобных конгломератов. О.В.Минервин и А.И.Хабелашвили предполагали более высокое положение байконурской свиты по отношению к шинсайской. Т.Х.Ергалиев считает, что в районе Ишимской Луки соотношение толщи тиллитоподобных пород в шинсайской свите не ясны, но литологическое сходство тиллитоподобных пород с байконурской свитой, а шинсайской — с кокतालской свитой Байконурского синклинория, позволяет относить шинсайскую свиту к кембрию, а байконурскую — к вендскому комплексу (Ергалиев, Хабелашвили, 1972). Г.Х.Ергалиев предло-

<sup>I</sup> Ранее О.В.Минервин называл ее акчакульской.

жил упразднить название "акчакульская свита" и выделять, по аналогии с разрезом Улутау, байконурскую свиту тиллитоподобных конгломератов. Эта точка зрения была принята на втором Казахском стратиграфическом совещании в Алма-Ате в 1971 г. и подтверждена при наших полевых исследованиях (см. ниже). В естественных обнажениях байконурская свита известна на р.Ишиме у с.Курское и на правом берегу руч.Шолак-Сандык. Кроме того, она вскрывается канавами на рудопроявлении Карагайлыкское, скважинами на месторождении Шолак-Сандык. К югу от села Савинковка байконурская свита, по-видимому, выклинивается. Повсюду она представлена монотонной толщей неотсортированных конгломератов, по облику близких к тиллоидам. Они представляют собой зеленовато-бурый алевролит, глинистый алевролит, реже глинистый песчаник с включениями гальки, гравия, небольших валунов. В гальках и валунах встречены глинисто-кремнистые, углисто-кремнистые сланцы, яшмовидные породы, эффузивы основного состава, лиловые глинистые сланцы, бурные карбонатные породы, светло-серые серицитовые сланцы, кварциты, гранит-порфиры, граниты. Состав обломков в конгломератах изменяется в широких пределах от обнажения к обнажению. Среди конгломератов в том или ином количестве присутствуют прослой тонкослоистых и неслоистых аргиллитов, алевритистых аргиллитов и мелкозернистых песчаников. Количество их увеличивается в верхней части свиты. В верхах свиты появляется углистый материал, алевритистые аргиллиты приобретают серую и темно-серую окраски. Изредка встречаются маломощные прослой углисто-кремнистых сланцев. Мощность конгломератов изменяется от 150 до 250 м. Залегание байконурской свиты на шандакской устанавливается на месторождении Шолак-Сандык (в 12 км севернее с.Савинковка). Так, в скв. 16 (см. рис. 20) выше ороговикованных песчаников, глинистых алевролитов с прослоями мраморов, относимых к шандакской свите, нами описан следующий разрез байконурской свиты:

- Мощность, м
1. Темно-серые, ороговикованные полимиктовые песчаники, мелкозернистые (в обломках кварц, плагиоклаз, кварциты), содержащие прослой таких же песчаников (1-3 см), но встречающих обломки светло-серых карбонатных пород . . . . . 6,5
  2. Ороговикованные полимиктовые песчаники, темно-серые, мелкозернистые с биотитовым, актинолит-биотитовым

- цементом, содержащие включения редких обломков размером от 1 мм до 4 см. Обломки угловатой и неправильной формы светло-серого (кварц-серицитовые и карбонатные) и темно-зеленого (измененные диабазы?) цвета, которые частично замещены игольчатым актинолитом. . . . . 12
3. Полимиктовые песчаники, темно-серые мелкозернистые ороговикованные с тонкими прожилками сульфидов . . . . . 8
  4. Ороговикованные полимиктовые песчаники темно-серые, зеленоватые, коричневатые с биотитовым, актинолит-биотитовым цементом и включениями обломков, размером от 1 мм до 5 см. Породы близки к описанным в слое 2 . . . . . 175
- Суммарная мощность разреза около 200 м.

Верх байконурской свиты вскрыты канавами на рудопроявлении Карагайлыкское (северо-восточнее с.Савинковка). Здесь в ядре антиклинальной складки, сложенной на крыльях породами шинсайской свиты, описана следующая последовательность пород:

- Мощность, м
1. Алевритистые глинистые сланцы серо-зеленые, табачно-зеленые. В нижней части слоя появляются 1-5 м горизонты, обогащенные галькой и имеющие вид тиллоида. Мощность прослоев увеличивается в нижней части разреза. Тиллоиды сильно выветрелы, рассланцованы, рассыпаются на мелкие плитки. Гальки имеют размеры 2 мм - 1 см, редко до 3 см. В гальке темно-зеленые эффузивы основного состава, лиловые глинистые сланцы, бурные карбонатные (?) породы, серицитовые сланцы . . . . . 60
  2. Алевритистые аргиллиты темно-серые углистые, листоватые и тонкослоистые. Прослой мощностью 1-2 см чередуются с микрослоистыми разностями. Слоистость горизонтальная, обусловлена изменением количества алевритового и углистого материала. В нижней части слоя аргиллиты приобретают зеленоватую окраску из-за уменьшения количества углистого вещества . . . . . 50
- Слой 2 приведенного разреза, возможно, является переходным к вышележащей шинсайской свите кембрия.

Таким образом, на месторождении Шолак-Сандык и рудопроявлении Карагайлыкском выявлены ранее не известные соотношения байконурской свиты с шандакской и шинсайской свитами, и в настоящее

время выделяемая терригенная толща более однозначно может быть сопоставлена с байконурской свитой Байконурского синклинория.

#### Л и т о л о г и ч е с к а я и п е т р о г р а ф и ч е с к а я х а р а к т е р и с т и к и

Верхнепротерозойские и нижнепалеозойские отложения Ишимской структурно-фациальной зоны практически лишены органических остатков. При их расчленении и сопоставлении с одновозрастными образованиями Байконурского синклинория необходимо использовать литологические признаки пород и особенности их состава. Однако до последнего времени состав и особенности литологии древних образований Ишимской Луки почти не изучались.

#### П о р о д ы б р а т о л ю б о в с к о й с е р и и

Особенности состава пород братолюбовской серии определяются содержанием разнородного материала — терригенного, вулканогенного и хемогенного (кремнистого). Преобладают породы вулканогенные и пирокласто-осадочные. Среди вулканогенных присутствуют группы эффузивных и пирокластических пород базальтового состава.

Г р у п п а э ф ф у з и в н ы х пород базальтового состава представлена диабазами, базальтовыми порфиритами, мандельштейнами, лавовыми брекчиями. Все породы зеленокаменно изменены. Базальтовые порфириты обнаруживают сходство с спилитами. Их текстура массивная, редко шаровая. Диабазы и порфириты рядом постепенных переходов связаны с лавовыми брекчиями, которые, вероятно, слагают кровлю потоков. Отдельные обломки в брекчиях слабо выделяются из основной массы породы главным образом лиловатым цветом, иногда несколько иной зернистостью и различным количеством миндалин. Породы массивной текстуры характеризуются лучшей раскристаллизацией, почти полным отсутствием вкрашеников (диабазы). Породы с шаровой текстурой, как правило, обладают порфировой структурой, большим количеством миндалин (спилиты). Нередко в туфах встречаются отдельные бомбы шарообразной формы размером 10–20 см, сложенные пузырьстыми лавами и мандельштейнами. Особенности минерального состава, текстуры и структуры эффузивных пород братолюбовской серии приведены в табл. 15.

Эффузивы братолюбовской серии претерпели зеленокаменные изменения, поэтому о их первичном химическом составе можно судить лишь приближенно (табл. 16, см. рис. 18). По основным характеристикам (содержанию кремнезема, суммарному количеству щелочных металлов) они могут быть отнесены к толеитовым (известково-щелочным) базальтам, хотя и обладают рядом специфических особенностей. Так для них характерно незначительное содержание кремнезема (44,6–47,2%). По этому признаку базальтоиды братолюбовской серии заметно отличаются и от вулканитов Байконурского синклинория (см. табл. 8, 13). Кроме того, в вулканитах братолюбовской серии отмечается высокое содержание двуокиси титана (2–2,5%) и высокое для толеитовых базальтов содержание окиси калия (0,7–2%). Эти особенности присущи диабазам акбулакской серии Байконурского синклинория (см. выше). Для вулканитов братолюбовской серии характерна большая железистость. При этом обычно преобладают окисные формы железа. На петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого фигуративные точки базальтоидов братолюбовской серии располагаются вблизи подобных точек океанического базальта, по Канну (1973), и толеитового базальта, по Нокольдсу, отличаясь большим содержанием щелочных металлов и соответственно пониженным окиси кальция.

Г р у п п а п и р о к л а с т и ч е с к и х пород основного состава представлена широко и разнообразно. Наиболее распространены литокластические и витрокластические разновидности. Для туфов характерна нечеткая горизонтальная и косая слоистость, обусловленная чередованием грубообломочных, часто агломератовых туфов (прослой 1–2 м) с более мелкообломочными, а также туффитами и туфопесчаниками (слои в 3–5 м). В туфах различной зернистости имеются включения шаров и бомб размером до 0,5 м базальтовых порфиритов, мандельштейнов, редко диабазов. Туфам свойственна шаровая и скорлуповатая отдельность. Основные особенности туфов показаны в табл. 17.

Г р у п п а п и р о к л а с т о - о с а д о ч н ы х пород отличается наибольшим разнообразием, особенно в средней и верхней частях разреза серии. Эти породы обладают зелеными, голубовато-зелеными, реже красноватыми окрасками и различной зернистостью. От туфов они отличаются более четко выраженной слоистостью, обычно градиационного типа с элементами ритмичности. Слоистость в основном горизонтальная, иногда нечеткая косая. Среди этой группы можно выделить следующие разновидности: туффиты,

## Основные признаки эффузивных пород братолюбовской серии

Признаки	Диабазы	Базальтовые порфириты (спилиты)	Мандельштейны	Габбро-диабазы
Цвет	темно-зеленый	темно-зеленый, лиловый	темно-зеленый, лиловый	темно-зеленый
Текстура	массивная	массивная, шаровая	шаровая	массивная
Структура	мелкокристаллическая, офиокая, иногда обильная пойкилофитовой	порфировая с долеритовой апоинтерстиальной или апогипоцилитовой структурой основной массы	пузыристая, минералогическая, апокристаллическая, мелкокристаллическая порфировая или афировая, офиокая, апоофиокая	среднекристаллическая, мелкокристаллическая порфировая или афировая, офиокая, апоофиокая
Вкрапленники	-	альбитизированный плагиоклаз, редко авгит	-	диопсид
состав	-	I-3 мм	-	I-3 мм
размер	-	авгит, магнетит, гематит	-	титаномагнетит
Основная масса	авгит, олигоклаз, андезит, магнетит	авгит, магнетит, гематит	бурое разломное стекло, микролиты авгита	титаномагнетит
Состав:				
а) первичные минералы				

б) вторичные минералы	альбит, хлорит, эпидот, пумпеллит	альбит, хлорит, актинолит, сфен	кварц, эпидот, хлорит	альбит, уралит, эпидот, актинолит, лейкоксен
в) размер зерен, мм	0,5-1,5	0,2-0,6		0,5-0,7
Минералы				
а) состав	пумпеллит, хлорит, кварц	хрупкие слюшки, хлорит, кварц		-
б) форма	неправильная	округлая, неправильная	округлая, реже неправильная	-
в) количество	небольшое	0-40% массы породы	50% массы породы	-
форма тел	мощные покровы	покровы, шары и бомбы в туфах, размером до 0,5 м	шары и бомбы в туфах размером до 0,5 м	штики, дайки

Химический состав пород братагольбовской серии\*

№ образца, адрес	Название породы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	ш.п.п.	Σ
И-25/2-72 горы		47,20	2,40	13,70	8,31	6,73	0,11	5,93	7,30	2,72	2,00	0,55	0,56	не опр.	2,46	99,97
И-25/3-72	мелкокри- сталлический диабаз	47,12	2,54	13,98	8,37	7,09	0,18	5,93	7,30	3,34	1,10	0,46	0,38	"-	2,56	100,45
И-25/3а-72	" -	46,85	2,64	14,08	8,42	6,96	0,15	5,77	7,59	3,30	1,00	0,45	0,42	"-	2,50	100,13
И-27/72	" -	48,31	2,49	14,34	8,28	5,83	0,24	7,61	5,25	4,24	0,26	0,37	0,51	"-	2,68	100,41
с. Братагольбовка		44,59	2,64	16,56	17,18	1,53	0,08	2,47	9,20	1,60	1,80	0,23	0,15		2,25	100,28
Т-27а-72	лавовая брекчия диа- базового порфирита	46,25	2,13	12,94	5,98	6,46	0,18	8,82	8,16	3,60	0,87	0,46	3,22	1,05	-	100,18
И-23/2-72 жнее с. Ишимское	базальтовый порфирит	46,31	2,13	13,28	5,89	6,46	0,18	8,77	7,71	3,61	1,07	0,53	3,09	0,93	-	99,96
И-23-72 жнее с. Ишимское	литокласти- ческий туф основного состава	45,44	1,96	13,23	3,37	8,16	0,17	9,19	8,88	3,04	0,73	0,21	3,81	1,18	0,24	99,61
И-23/10-72 жнее с. Ишимское	литокласти- ческий туф основного состава	46,94	1,65	16,03	5,03	6,85	0,21	6,98	4,34	4,80	0,85	0,51	1,60	1,21	2,71	99,41
И-35/1-72	мелкокри- сталлический диабаз															

124

Химические составы по методу А.Н.Заварицкого

№ образца	S	a	c	b	c'	m'	f'	n	q	t	y	$\frac{a}{c}$
И-25/2-72	57,24	9,19	4,88	28,69	15,02	36,20	48,77	67,69	-9,08	3,73	25,61	1,9
И-25/3-72	57,05	9,21	4,96	28,78	14,32	35,44	50,24	81,77	-9,28	4,11	25,48	1,86
И-25/3а-72												
И-27/72	58,04	9,73	4,72	27,51	6,22	47,02	46,76	96,48	-8,10	5,18	25,77	2,05
И-27а-72	58,34	6,77	8,87	26,01	13,59	17,63	68,86	57,77	-5,72	4,25	62,14	0,76
И-23/2-72	54,4	9,2	3,9	32,4	18,4	45,9	35,6	85,9	-13,4	3,3	16,0	2,4
И-23-72	55,1	9,5	4,5	30,8	15,4	47,9	36,7	82,8	-15,2	3,1	16,2	2,1
И-23/10-72	54,2	7,8	5,0	32,9	18,4	48,2	33,4	86,7	-12,1	3,1	8,9	1,6
И-35/1-72	57,8	12,4	5,0	24,6	2,0	51,0	47,0	89,9	-14,0	2,5	18,2	

125

\* Химические анализы выполнены в лаборатории силикатного анализа НИСа Киевского университета



## Состав туфов и туфитов братагольбовской серии

Признаки	Туфы		Туфиты	
	литокластические	виторокластические и кристалло-вигро-кластические	крупно- и грубозер-нистые	мелко- и тонкозер-нистые
Цвет	темно-зеленый, серо-рогато-зеленый, буровато-зеленый	темно-зеленый, серо-рогато-зеленый, бурый	серовато-зеленый, темно-зеленый	темно-зеленый, серовато-зеленый
Размер обломков, мм	от долей до 5	0,2-0,7	0,2-0,7	0,02-0,04, 0,05-0,2
Сортировка материала	слабая или отсутствует	слабая или отсутствует	довольно хорошая и слабая	довольно хорошая
Состав обломков: а) главные	мандельштейн, плагиоклазовые и пироксен-плагио-клазовые порфириты гиалопидитовой, интерсертальной, микролитовой и ва-риолитовой структу-ры, темно-серое непрозрачное стек-ло	хлоритизированное стекло с миндали-нами, выполненно-ми пуппеллитом	плагиоклазы, моно-клинные пироксены, пироксен-плагиокла-зовые и плагиокла-зовые порфириты раз-личной структуры, часто ожелезненные	плагиоклазы, моно-клинные пироксены
б) второсте-пенные	авгит, плагиоклаз	авгит	сильно ожелезненное или замещенное хло-ритом стекло	сильно ожелезненное, замещенное хлоритом стекло

Форма обломков	рогульчатая, округлая, неправильная с "рваными" краями	причудливая, ро-гульчатая	рогульчатая, угло-ватая, полуокатан-ная	рогульчатая, углова-тая
Цемент а) состав	хлоритовый, карбо-нат-хлоритовый, эпидот-альбитовый	бурые окислы желе-леза, хлорит	соссуритоподобная масса с отдельными листочками хлорита, хлоритовый	соссуритоподобная масса с отдельными листочками хлорита, хлоритовый
б) тип цементации	поровый, стустко-вый, очень скудный	очень скудный поровый	базальный, стустковный базальный поровый	базальный, стустковный базальный поровый
в) структура	беспорядочно-зер-нистая и реликто-вая пепловая		криптозернистая, иногда с реликтами пепловых структур	криптозернистая, иногда с реликтами пепловых структур
Комплекс сопутст-вующих пород	базальтовые порфи-риты, туфиты, виторокластические туфы	литокластические туфы, туфиты, редко базальтовые порфириты	туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые алевролиты	туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые алевролиты

туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты. Основные их особенности показаны в табл. 17, 18.

Группа осадочных пород включает песчаники, алевролиты, распространенные лишь в средней вулканогенно-терригенной толще, а также более многочисленные кремнистые алевролиты и железо-кремнистые яшмовидные породы. Основные признаки песчаников и алевролитов показаны в табл. 19.

Кремнистые алевролиты и железо-кремнистые яшмовидные породы обычно обладают тонкой слоистостью, пестрыми окрасками, кремневидным или яшмовидным обликом. Слоистость обусловлена неравномерным распределением обломочного материала или окислов железа. Породы представляют собой криптозернистый агрегат кварца, возможно, с примесью альбита, мелких зернышек эпидота, хлорита, серицита, в виде разностей тонкораспыленных окислов железа. В том или ином количестве (от 0-50%) могут присутствовать обломочные зерна кварца и плагиоклаза средней окатанности. Некоторые разности этих пород, особенно вдоль разрывных нарушений, значительно обогащены окислами железа ( $FeO - 2,5-4\%$ ,  $Fe_2O_3 - 15-30\%$ ).

#### Породы шандакской и байконурской свит

Шандакская и байконурская свиты состоят почти исключительно из терригенных пород: песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, тиллоидов. Резко подчиненное положение занимают карбонатные породы, туфы, туфопесчаники, железистые породы. Шандакская и байконурская свиты, видимо, одного возраста с улутауской серией Байконурского синклинория. Однако терригенные породы, как видно из табл. 20, отличаются большей полимиктовостью, разнотерригенностью, меньшей карбонатностью. Как было показано при описании байконурской свиты Приимья, тиллоиды отличаются от тиллоидов Байконурского синклинория меньшими размерами обломков и однообразием их состава.

Карбонатные породы шандакской свиты встречены лишь в скважинах на месторождении Шолак-Сандык, мраморизованы и скарнированы вблизи контакта позднедевонских гранитоидов, утратили свои первичные признаки. Остановимся на характеристике гематит-магнетитовых руд.

Гематит-магнетитовые руды. Горизонт

гематит-магнетитовых руд мощностью до 30 м приурочен к верхней части разреза шандакской свиты на месторождении Шолак-Сандык. Он залегает здесь среди ороговикованных глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, превращенных в биотитовые, биотит-актинолитовые, кварцево-биотитовые, кварцево-биотит-актинолитовые, альбит-биотит-актинолитовые роговики, мраморов, известковистых туфитов, превращенных в скарноиды кальцит-плагиоклаз-пироксен-эпидотового, альбит-эпидотового состава. Главными рудными минералами являются магнетит и гематит, образующие тонкие прорастания с кварцем. Руды обладают массивными и полосчатыми текстурами, в редких случаях можно наблюдать слоистость, характерную для осадочных пород, со следами мелких размывов. Слоистость и полосчатость обусловлены неравномерным распределением рудных минералов в микрогранулоидном агрегате кварца. Содержание железа, по данным В.М. Григорьева (1973), составляет 27-33%. Контактное воздействие гранитоидов затрудняет выяснение первичной природы железистых пород. По-видимому, они являются осадочными образованиями и ассоциируют с горизонтами железистых яшм, встречающихся в разрезе шандакской свиты вдоль северного крыла Калмыккульского синклинория.

#### Сопоставление с разрезом Улутау

Рассмотренные толщи венда Ишимской Луки лишены органических остатков. Наиболее древние ископаемые остатки скелетной фауны обнаружены лишь в образованиях ордовика, залегающих на размывной поверхности шинсайской свиты (талсайская свита с верхнеаренигским комплексом граптолитов). В шинсайской свите В.Д. Якименко и А.И. Хабелашвили обнаружен, а Б.Ш. Клиггер определен комплекс онколитов и катаграфий, аналогичный комплексу проблематичных органических остатков кокतालской свиты кембрия Байконурского синклинория. Кроме того имеются данные определения абсолютного возраста шинсайской свиты свинцовым методом -  $715 \pm 100$  млн. лет (Ордынец, 1969). Этих данных совершенно не достаточно для обоснования возраста братолюбовской серии, шандакской и байконурской свит. В таких условиях большое значение имеет сопоставление разреза древних толщ Ишимской Луки с разрезом венда - кембрия Улутау и других районов Центрального Казахстана. Такие сопоставления проводились неоднократно (Зайцев, Хераскова, 1971; Ергалиев, Хабелашвили,

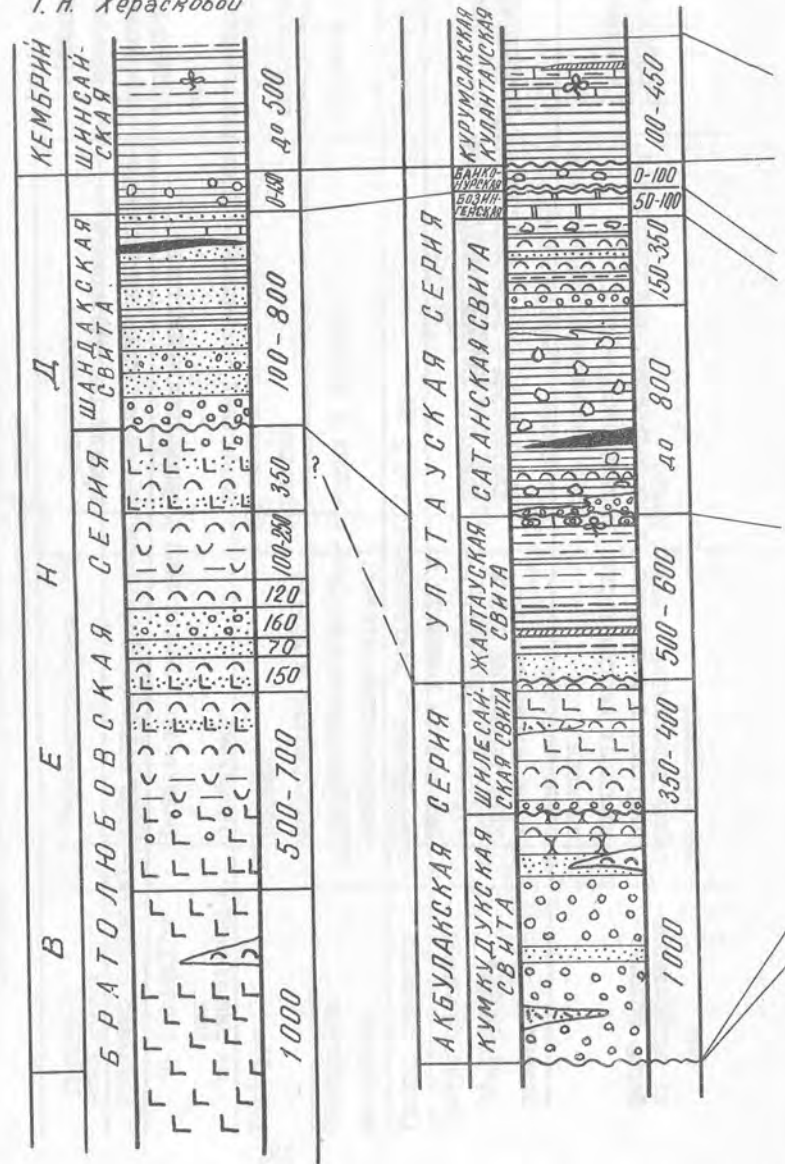
Основные признаки туфопесчаников, туфоконгломератов и туфоалевролитов  
Братолюбовской серии

Признаки	Туфоконгломераты	Туфопесчаники	Туфоалевролиты
Цвет	темно-зеленый, пестрый	серовато-зеленый, голубовато-зеленый	серовато-зеленый, голубовато-зеленый, вишневый
Текстура	массивная	массивная, нечеткослоистая, слоистая	тонкослоистая, тонкополосчатая
Сортировка материала	слабая	средняя и хорошая	хорошая
Размер обломков	2-20 см	0,1-0,5 мм	0,05-0,1 мм
Состав обломков: а) главные	кремневидные породы, диабазы темно-зеленые и темно-лиловые	сильно ожелезненные порфириты различной структуры и порфириты свежего облика, плагиоклазы, пироксены, лейкоксенитизированное стекло	пироксены, плагиоклазы, лейкоксенитизированное стекло
б) второстепенные	серые известняки, светлые кварциты	кварц	кварц

Форма обломков	округлая и угловатая, в диабазовых интрузиях корка закали	оскольчатая, полуокатанная, окатанная	оскольчатая, полуокатанная
Цемент: а) состав	известковистый туф и туфопесчаник, превращенный в зоне контакта с гранитами в плагиоклазоэпидото-актинолитовые, хлоритоидно-актинолит-карбонатные и другие породы	хлоритовый с включением тонких иголок руттила эпидота; серицит-хлоритовый	
б) тип цементации	базальный	плечочный, базальный, типа выполнения пор	
в) структура	реликтовая обломочная	микрореликтообластовая	
Комплекс сопутствующих пород	туфы базального состава	туффиты, туфоалевролиты, кремнистые алевролиты	туфопесчаники, кремнистые алевролиты, туффиты

Джаркайнагачский  
антиклинорий  
Калмыкульский  
синклинорий  
(Сводный разрез)  
по О.В. Минервину  
Т.Н. Херасковой

Восточное крыло Бай-  
конурского синкли-  
нория  
(сводный разрез)



Байконурский  
синклинорий

Б. Каратау

М. Каратау

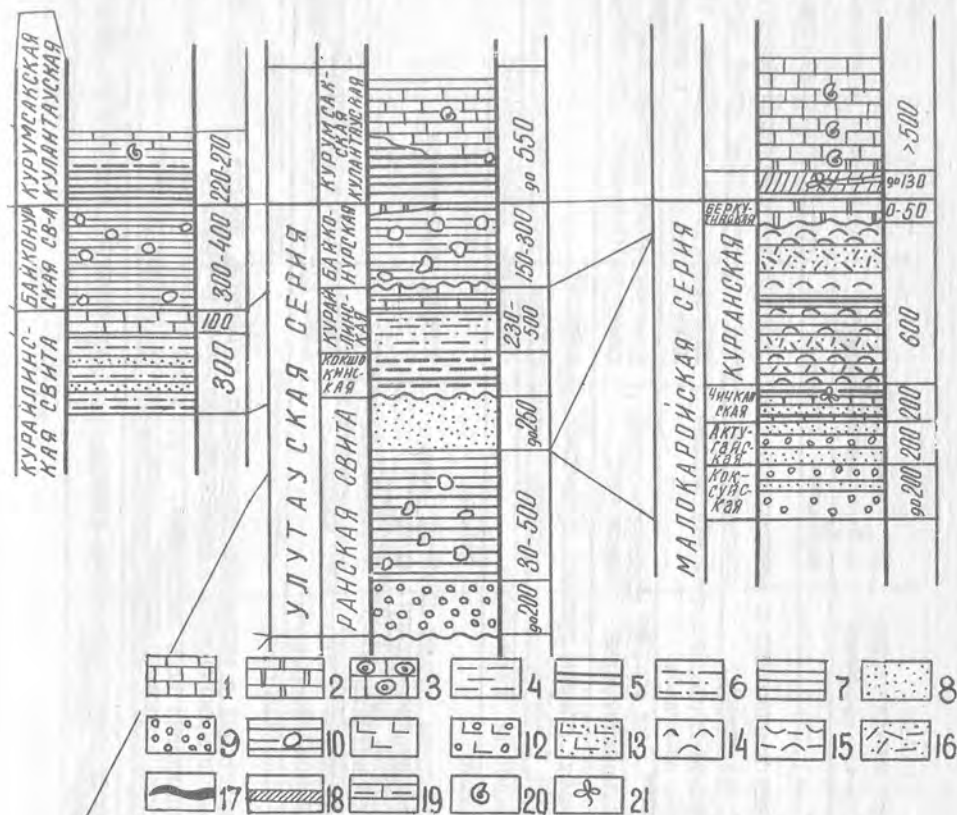


Рис. 21. Схема сопоставления разрезов венда и кембрия  
Улутау, Каратау и Ишимской Луки.

1 - известняки; 2 - доломиты; 3 - кремнистые онколитовые известняки; 4 - углисто-глинистые, углисто-кремнисто-глинистые сланцы и филлиты; 5 - углисто-кремнистые сланцы и фтаниты; 6 - алевролиты; 7 - аргиллиты; 8 - песчаники; 9 - конгломераты; 10 - тиллитоподобные конгломераты; 11 - диабазы и диабазовые порфириты; 12 - миндаляк-каменные диабазовые порфириты; 13 - туфы диабазовых порфиритов; 14 - туфопесчаники, туфоалевролиты; 15 - туффиты; 16 - туфы кислого состава; 17 - гематитовые и магнетит-гематитовые руды; 18 - фосфориты и алмофосфаты; 19 - кварцево-баритовые породы; 20 - находки ископаемой фауны; 21 - находки микрофитоцитов

## Основные признаки песчаников и алевролитов братолюбовской серии

Признаки	Крупно- и среднезернистые песчаники	Мелкозернистые песчанники, алевролиты
Цвет	красновато-серый, розовато-серый, зеленовато-серый	красновато-серый, вишневый, зеленовато-серый
Сортировка	слабая, обична примесь гравийных зерен и гальки	хорошая
Текстура	массивная, слоистая	слоистая, тонкослойная
Состав обломков:		кварц, плагиоклаз
а) преобладают	порфириты сильно ожелезненные, серпигитовые сланцы, кварциты, граниты, липаритовые порфиры, микропегматиты	
б) второстепенные	кремнистые алевролиты, кварц, плагиоклаз	обломки пород различного состава (см. крупнозернистые песчанники)
Цемент:		
а) состав	хлоритовый с небольшим количеством серпигита, иногда эпидотом, карбонатом, в красноцветных разновидях окислами железа	
б) тип цементации	выполнения пор, пленочный, ступчатый	
в) структура	микрорельефная, микрогранулоиднообластовая	
Комплекс сопутствующих пород	алевролиты, кремнистые алевролиты	песчанники, кремнистые алевролиты

## Основные признаки терригенных пород мандакской свиты

Признаки	Разнозернистые гравелистые песчанники, гравелиты	Среднезернистые песчанники	Алевролитные глинистые сланцы и алевролиты
Цвет	темно-зеленый, табачно-зеленый, бурый, при ороговиковании темно-серый		
Сортировка	слабая	слабая, средняя	хорошая
Состав зерен:			
а) преобладают	порфириты, варюлиты, липаритовые порфиры, плагиоклаз	кварц, плагиоклаз	кварц, плагиоклаз
б) основная примесь	кварциты, микропегматиты, актинолитовые сланцы, кварц, микролин, биотит, циркон, эпидот	обломки пород в среднезернистых песчанниках, биотит	
в) акцессорные минералы	циркон, эпидот	циркон	магнетит
Форма зерен	полуокатанная и окатанная	окатанная, полуокатанная	окатанная, полуокатанная
Цемент:			
а) состав	хлоритовый с лейкоксеном, при ороговиковании состоит из биотита с саггитом, офеном, карбонатом	хлоритовый	хлоритовый, при ороговиковании состоит из буро-зеленого биотита и актинолита
б) количество и тип цементации	пленочный, ступчатый; базальный	пленочный, ступчатый, базальный	базальный, очень обильный (40-90% массы породы)
Текстура	массивная	массивная, слоистая	слоистая
Комплекс сопутствующих пород	среднезернистые песчанники, алевролиты, сланцы, известняки	разнозернистые песчанники, сланцы, известняки	алевролиты, глинистые

1972; Минервин, 1972). Главная трудность здесь заключается в слабой изученности древнейших отложений Джаркаинагачского антиклинория по сравнению с близкими по возрасту образованиями Улутау. Наименее полно изучено внутреннее строение братолюбовской серии. В дальнейшем этот сложный комплекс пород огромной мощности несомненно будет разделен на ряд свит. Наиболее спорно положение второй кремнисто-терригенной толщи, которая резко отличается по составу от остальной части братолюбовской серии. Возможно, она занимает более высокое стратиграфическое положение и близка по возрасту шандакской свите. В целом разрез доордовикских отложений Джаркаинагачского антиклинория близок разрезу Байконурского антиклинория, хотя полной аналогии здесь нет. Наибольшее сходство обнаруживает горизонт тиллоидов, объединяемый в Улутау и в окрестностях Ишимской Луки в байконурскую свиту. Аналогичные образования распространены и в других районах Казахстана и Тянь-Шаня (рис. 21). По кровле этого горизонта обычно проводится условная граница венда и кембрия.

Шандакскую свиту Г.Х.Ергалиев (1972) предлагает сопоставлять с курайлинской свитой улутауской серии Байконурского синклинория, хотя полного сходства разрезов здесь нет — отсутствуют типичные для курайлинской свиты ленточные известняки, терригенные породы отличаются большей полимиктовостью. С другой стороны, шандакская свита вмещает горизонт гематит-магнетитовых руд, а появление железистых пород характерно для нижней части улутауской серии Байконурского синклинория (сатанской, в меньшей степени, бозингенской свит) и одновозрастных образований Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня (свите Джетымтоо). Поэтому, возможно, шандакская свита имеет больший стратиграфический объем и должна сопоставляться со всей "добайконурской" частью улутауской серии венда, исключая жалтаускую свиту (см. рис. 21).

Братолюбовская серия по набору пород ближе всего акбулакской серии. Общим является присутствие вулканитов базальтового состава, ритмично построенных пачек ширококласто-осадочных пород и кремнистых алевролитов. Однако, вулканогенные образования базальтового состава в братолюбовской серии распространены несравнимо более широко и наряду со сходством химического состава (высокое содержание окиси калия и двуокиси титана) обладают и существенным отличием (меньшей кремнекислотностью).

#### ГЛАВА IV ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ВЕНДА И КЕМБРИЯ БАЙКОНУРО-ИШИМСКОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Вендские толщи Байконуро-Ишимской структурно-фациальной зоны образуют ряд естественных парагенетических комплексов пород — формаций. Термин "формация" понимается в соответствии с определением, данным Н.С.Шатским (1954, 1960, 1965) и Н.П.Херасковым (1952, 1967).

Формации, слагающие Байконурский и Калмыккульский каледонские прогибы, отражают основные этапы развития Байконуро-Ишимской структурно-фациальной зоны (см. рис.2,3). С начальными этапами развития этих во многом сходных прогибов связаны вулканогенно-терригенная и яшмово-диабазовая формации нижнего венда, со средними этапами — поздневендские — терригенно-кремнистая фосфатоносная и спаррамитовая, а также кембрийская карбонатно-кремнистая фосфатоносная и ордовикская яшмово-терригенная формации (табл. 21). В позднюю, зрелую стадию развития геосинклинальных прогибов образовались ордовикские граувакковая (флишoidная) и порфирировая формации. (Табл. 21 см. вкладку.)

Границы формаций совпадают с границами стратиграфических подразделений, так как стратиграфическое расчленение верхнепротерозойских и нижнепалеозойских толщ в значительной мере проведено по литологическим признакам.

Большая часть подобных формаций широко распространена в геосинклиналях различного возраста и выделяется примерно в таком же понимании многими авторами. Например, спаррамитовая формация описана Б.М.Келлером (1968). В близком объеме под названием фангломератовой формации она рассматривалась ранее В.Г.Королевым (1960). Кремнисто-карбонатная фосфатоносная формация выделялась геологами

(Миртов, Цыкин, 1964; Донов и др., 1967; Еганов, 1968), изучавшими верхнедокембрийские и кембрийские фосфатоносные толщи Западной Сибири, Монголии и Прибайкалья. Группа карбонатно-кремнистых и терригенно-кремнистых фосфатоносных формаций описана И.В.Хворовой (1968). Они сходны с отдаленно-кремнистыми формациями, установленными ранее Н.С.Шатским (1955). Однако условия образования этих широко распространенных формаций различными авторами понимаются по-разному. Ниже нами рассматриваются строение и условия образования вендских и отчасти кембрийских формаций, прослеживаются их изменения и латеральные связи.

#### Яшмово-диабазовая формация

Яшмово-диабазовая формация распространена в Приишимье и приурочена к Джаркайнагачскому антиклинорию и Калмыккульскому синклинорию. Последнее описание этой формации принадлежит О.В.Минервину. Яшмово-диабазовой формации соответствует нижняя толща братолюбовской серии, слагающая ядро Джаркайнагачского антиклинория. Нижняя граница формации не известна. Вверх по разрезу она сменяется вулканогенно-терригенной формацией.

Главные члены яшмово-диабазовой формации – мелкокристаллические, чрезвычайно однородные диабазы. В меньшем количестве встречаются базальтовые порфириты и лавовые брекчии. Лавовые брекчии, по-видимому, слагают кровлю потоков диабазов и базальтовых порфиритов. Диабазы и базальтовые порфириты группируются в пачки мощностью до нескольких сотен метров, разделенные прослоями и пачками пирокластических пород базальтового состава, кремнистых алевролитов и яшм. В лавовых брекчиях диабазов и базальтовых порфиритов иногда встречаются обломки серых и сургучных яшм. Широко распространены субвулканические образования – дайки и штоки габбро-диабазов, с которыми иногда связаны рудопроявления титаномagnetита. Облик пород типично зеленокаменный. Из первичных минералов сохранились лишь авгит, титаномagnetит, magnetит и гематит, плагиоклазы всегда деанортизированы вплоть до полного замещения альбитом. Широко распространены постмагматические хлорит, альбит, эпидот, актинолит, пумпеллит и др.

Как было показано в главе III, диабазы по химическому составу (см. табл. I6, обр. 25/2, 3, 3а, 27, 35/I) принадлежат к известково-щелочным (толеитовым) базальтам, отличаясь несколько повышенной щелочностью (калийностью) и пониженной кремнекислотностью, что

сближает их с щелочными оливиновыми базальтами. Кроме того характерной особенностью диабазов является большое содержание двуокиси титана и значительная общая железистость при преобладающей роли окисных форм железа. Обычными минералами этих пород являются титаномagnetит, который иногда образует рудные скопления, magnetит и гематит.

Химический состав вулканитов яшмово-диабазовой формации Ишимской Луки изучен пока недостаточно, что не позволяет уверенно сравнивать их с вулканитами близких формационных типов других регионов. Пока лишь можно предполагать, что они существенно не отличаются по составу от базальтоидов более восточных районов Казахстана – ерментауской серии, карамурунской свиты уртынджалской серии. Для всех них типична значительная щелочность, малая кремнекислотность, а также высокая железистость и титанистость.

#### Вулканогенно-терригенная формация

Вулканогенно-терригенной формации отвечает акбулакская серия, средняя и верхняя толщи братолюбовской серии. Лучше всего строение этой формации изучено в Байконурском синклинории. Вулканогенно-терригенная формация здесь распространена вдоль восточного крыла синклинория. По направлению к Майтубинскому антиклинорию она выклинивается, а в центральных частях Байконурского синклинория, видимо, замещается толщей вулканитов основного состава, предполагаемых по геофизическим данным (Строкин, 1974). Верхняя и нижняя границы формации выражены отчетливо: она несогласно залегает на размытой поверхности порфировой формации позднерифейского возраста и, в свою очередь, несогласно перекрывается терригенно-кремнистой фосфатоносной формацией. Среди верхнепротерозойских отложений она выделяется благодаря своему специфическому составу и строению.

Главными членами формации являются две группы пород: осадочные терригенные и терригенно-кремнистые (около 60%), вулканогенно-осадочные и вулканогенные (около 40%) разности. Среди осадочных пород преобладают грубообломочные разности – конгломераты, разнотерристые и грубозернистые песчаники. Алевролиты и аргиллиты встречены в меньшем количестве. Во второй группе пород наиболее распространены вулканогенно-осадочные, главным образом пирокласто-кремнистые и пирокластические альбитофирового и кварцево-альбито-

фирового состава, преимущественно мелко- и тонкообломочные. Эффузивы, представленные диабазами и альбитофирами, имеют меньшее значение. Следует отметить натровый кремнекислый состав пирокластических пород. Для диабазов характерно повышенное содержание щелочей, главным образом калия, а также двуокиси титана и пятиокиси фосфора (см. табл. 8).

Большинство пород вулканогенно-терригенной формации зеленой, буровато-зеленой и серой окраски, красноцветные разности встречаются изредка. Мощность формации около 1500 м.

Характерная особенность вулканогенно-терригенной формации — ее ритмичное строение. Как было показано выше, выделяется две группы ритмов — осадочные и вулканогенно-осадочные, подразделенные на ряд типов (см. рис. 17). Наиболее часто встречается многопорядковая ритмичная слоистость. В нижних частях макроритмов и в нижней части формации преобладают грубообломочные терригенные породы с нечеткой грубой волнистой слоистостью. В верхних частях макроритмов и в верхней части формации — тонкослоистые, горизонтально-слоистые мелкозернистые туфогенные, туфогенно-обломочные и туфогенно-кремнистые породы.

Для обломочных пород формации характерна отсортированная слоистость со следами размывов между отдельными ритмами, следами взмучивания и размыва неконсолидированного осадка, послонные оползания тонкозернистых туфоалевролитов. Терригенный материал, особенно грубый, хорошо окатан и состоит преимущественно из обломков липаритовых порфиров подстилающей порфировой формации (коксуйской серии верхнего рифея).

Пирокластика альбитофирного и кварцево-альбитофирного состава несет следы обработки и переноса в условиях водной среды — породы обладают тонкой градационной слоистостью, присутствует примесь хорошо окатанных песчаных зерен.

Из-за ограниченности выходов формации вдоль восточного крыла Байконурского синклинория латеральные изменения в ней не отмечены. Однако по направлению к осевой части Майтубинского антиклинория с запада на восток (см. рис. 5, разрезы по саяу Шилесай и р. Коксу) часть конгломератов замещается грубозернистыми песчаниками и гравелитами, появляются красноцветные разности пород. Одновременно увеличивается количество пирокластических пород. В обнажениях по р. Байконур, вблизи Жалтауского разлома, и по р. Акбулак, вблизи Усгырлытауского разлома, наряду с пирокластическими

породами появляются маломощные покровы альбитофиров.

Образование вулканогенно-терригенной формации связано с начальными стадиями развития Байконурского геосинклинального прогиба. После раздробления докембрийского складчатого основания, сопровождавшегося образованием порфировой формации (Зайцев, 1968), а в осевых частях прогиба — базальтоидных формаций (Строкин, 1970), в окраинной части Байконурского прогиба накапливается вулканогенно-терригенная формация. При этом вначале имел место размыв горного рельефа, сформировавшегося при накоплении более древней порфировой формации. В мелководных прибрежно-морских условиях трансгрессирующего бассейна образуются мощные толщи конгломератов, состоящие из галек пород порфировой формации, среди которых преобладают разности непосредственно подстилающие конгломераты. Отчетливо проявлен тектонический уступ, проходивший вблизи Усгырлытауского разлома (рис. 22) — восточнее этого разлома верхняя часть терригенно-кремнистой формации (шилесайская свита) трансгрессивно перекрывает порфировую формацию. По мере нивелировки рельефа грубость терригенного материала и его количество уменьшается. Одновременно, по-видимому, увеличивается глубина бассейна (исчезают косослоистые и красноцветные разности пород).

Грубая ритмичная слоистость терригенных частей разреза, особенно в нижней части формации, связана, видимо, с неравномерностью прогибания в области Байконурского прогиба и соответствующего поднятия в пределах Майтубинского антиклинория.

Одновременно с накоплением обломочных терригенных пород проявляется вулканическая деятельность, усиливающаяся с течением времени и подавляющая терригенную седиментацию. Преобладают вулканы центрального типа с большим коэффициентом explosивности. Часть их находилась, по-видимому, вдоль Усгырлытауского и Жалтауского разломов (здесь имеются покровы альбитофиров). Широкое развитие градационной ритмичной слоистости среди пирокластических пород, следы их осадения в условиях неспокойной водной среды позволяют предполагать значительную роль при их формировании суспензионных турбидитных потоков, разносивших пирокластический материал далеко от вулканических центров в более глубокие части морского бассейна. Возникновение потоков вероятно было связано с непрочным положением осадков, их оползанием на склонах прогиба и отдельных вулканов. Частично ритмичная слоистость связана с периодичностью вулканической активности — в отдельных ритмах нижняя



часть сложена пирокластическим материалом, верхняя – кремнистыми туффидами, в которых преобладает кремнезем, являющийся, очевидно, продуктом фумарольной деятельности.

Таким образом, в различных типах ритмов, характерных для формации, представлены парагенезы пород, сформировавшиеся в результате двух различных процессов: вулканического и осадочного. В ходе осадконакопления оба эти процесса тесно переплетались, вследствие чего помимо собственно вулканических (пирокластических, вулканогенно-кремнистых) и осадочных (терригенных) пород возникли более сложные образования вулканогенно-осадочного генезиса. Завершается накопление формации трещинными излияниями диабазов, связанными с усилением движений по разломам, отделявшим Байконурский прогиб от поднятия Майтубинского антиклинория.

В Джаркаинагачском антиклинории вулканогенно-терригенной формации отвечает средняя и верхняя толщи братолюбовской серии. Строение и состав формации здесь близки к описанным выше. Сохраняется основной парагенез формации – ритмичное переслаивание пестроцветных осадочных терригенных, терригенно-кремнистых, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород<sup>1</sup>. Среди вулканогенных преобладают пирокластические разности основного состава. Кремнекислые породы встречаются здесь реже, чем в Байконурском синклинории, практически отсутствуют и покровы базальтоидов. Имеются лишь лито- и витрокластические туфы базальтового состава, содержащие шары и бомбы диабазов и базальтовых порфиритов. По химическому составу (см. табл. 16, обр. 23/1, 23/2, 23/10) они близки вулканитам яшмово-диабазовой формации. От диабазов акбулакской серии они отличаются меньшим содержанием кремнезема.

Имеющиеся отличия могут быть связаны с положением внутри геосинклинального прогиба в условиях несколько более удаленных от областей поднятия по сравнению с вулканитами акбулакской серии. Поэтому здесь отчетливее проявляется связь вулканогенно-терригенной формации с яшмово-диабазовой, выразившаяся в появлении большего количества грубообломочных вулканогенных пород базальтового состава, близких по общему облику и петрохимически вулканитам подстилающей яшмово-диабазовой формации. В Байконурском синклинории присутствие яшмово-диабазовой формации можно лишь предполагать в центральных частях прогиба.

Снос обломочного материала в геосинклинальный прогиб Калмык-

кульского синклинория происходил, по-видимому, с юга, с северной окраины Улутау-Северотяньшаньского поднятия, и, возможно, с севера, с Кокчетавских поднятий. Дальность переноса обломочного материала обусловила меньшую его грубость – в верхней части братолюбовской серии отсутствуют конгломераты, имеются лишь песчаники, изредка гравелиты. Состав обломочного материала близок составу обломочного материала в песчаниках акбулакской серии. В значительном количестве в обломках присутствуют вулканиты кремнекислого состава – продукт размыва порфировой формации. С другой стороны, присутствуют обломки базальтоидов подстилающей яшмово-диабазовой формации.

Вулканогенно-терригенная формация по составу своих вулканогенных членов приближается к группе вулканогенно-осадочных формаций с преобладанием вулканокластических отложений, наиболее подробно описанных Л.В.Хворовой, М.Н.Ильинской (1963) под названием карамалыташской спилито-кератофирово-яшмовой формации, А.А.Гавриловым (1967, 1968) – как диабазово-кварц-альбитофирово-туфовой формации.

Вблизи поднятий в формации появляется большое количество терригенного материала, а среди вулканогенных пород наряду с базальтоидами фиксируются кремнекислые разности. В более глубоких частях прогибов кремнекислые разности вулканитов исчезают, уменьшается количество терригенных пород. Вулканогенно-терригенная формация по латерали и вниз по разрезу может замещаться формациями, в которых преобладают вулканиты базальтового состава. Структурная приуроченность формации к краевым частям геосинклинальных прогибов, по-видимому, обуславливает специфику состава вулканогенных членов – несколько повышенную щелочность (калийность), преобладание окисных форм железа над закисными.

#### Т е р р и г е н н о - к р е м н и с т а я ф о с ф а т о н о с н а я ф о р м а ц и я

Терригенно-кремнистой фосфатоносной формации соответствует жалтауская свита основания улутауской серии венда. Выходы формации приурочены к восточному крылу Байконурского синклинория. На остальной части территории Байконурского синклинория формация скрыта под покровом более молодых отложений. По направлению к осевой части Майтубинского антиклинория она срезается залегающей несогласно на ее размтой поверхности спарагмитовой формацией.

<sup>1</sup> Описания пород см. в гл. III.

Нижняя и верхняя границы формации резкие – она трансгрессивно залегает на размытой поверхности всех более древних образований и, в свою очередь, несогласно перекрывается более молодыми толщами.

Главные члены терригенно-кремнистой формации – углисто-глинистые сланцы, углистые филлиты, углисто-кремнистые и углисто-глинисто-кремнистые сланцы; второстепенные – кварцевые песчаники и гравелиты, аллюмофосфаты, карбонатные породы. Характерная особенность формации – кремнистые метасоматиты по известнякам и аллюмофосфатам.

Почти все породы формации (исключая карбонатные) пиритовосны и обладают повышенным содержанием фосфора, а углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы обогащены ванадием и другими металлами. Мощность формации 150–300 м.

В основании формации преобладают кварцевые песчаники и гравелиты, быстро меняющие по простиранию мощность и зернистость. Причем увеличение мощности сопровождается уменьшением зернистости пород. Выше кварцевые песчаники сменяются углистыми филлитами, среди которых песчаники встречаются в виде маломощных прослоев. На этом же стратиграфическом уровне появляется горизонт углисто-кремнистых сланцев, оолитовых и обломочных карбонатных пород, аллюмофосфатов, кремнистых метасоматитов по известнякам и аллюмофосфатам. Верхняя часть формации образована тонкослоистыми пиритовосными углистыми филлитами и глинистыми сланцами с редкими маломощными прослоями кварцевых песчаников. Количество прослоев песчаников увеличивается по направлению к поднятию Майтубинского антиклинория (см. рис. 7, разрез гор Усгырлытау). В кровле формации залегает горизонт кремнистых метасоматитов по оолитовым известнякам, содержащий в подошве окислы марганца (I, 2,7–4,71%).

Таким образом, в толщу углисто-глинистых сланцев и филлитов с прослоями кварцевых песчаников включен горизонт углисто-кремнистых сланцев и аллюмофосфатов. При этом не наблюдается сколько-нибудь заметного изменения состава сланцев и филлитов, залегающих ниже, среди или выше этого горизонта. Повсюду они имеют преимущественно гидрослюдистый состав с тем или иным количеством хлорита. Они образовались за счет деградации аллотигенных слюд преимущественно биотита. Наиболее крупные проявления аллюмофосфатов (месторождение Сарысай, участок юго-западнее горы Басалтауит) приурочены к зонам Усгырлытауского разлома и его продолжению на юг –

Алтуайтскому разлому, находящимся в зоне сочленения Байконурского синклинория и Майтубинского антиклинория. Кроме того спецификой этих участков является резкая фациальная изменчивость – замещение углисто-кремнистых сланцев с фосфатными конкрециями углистыми филлитами и углисто-глинисто-кремнистыми сланцами. Наиболее мощные тела аллюмофосфатов в пределах участка Центральный на месторождении Сарысай залегают в углисто-глинистых сланцах на одном стратиграфическом уровне с углисто-кремнистыми сланцами (см. рис. 9). Менее мощные горизонты аллюмофосфатов подстилают углисто-кремнистые сланцы (участок "Издиктобе" и "Северный" месторождения Сарысай) или залегают непосредственно выше их (участок "Южный" месторождения Сарысай). Таким образом, отчетливо выявляется парагенетическая связь между аллюмофосфатами и углисто-кремнистыми сланцами с фосфатными конкрециями. Видимо, их образование связано с одним и тем же источником, однако условия локализации несколько различны – кремнистый материал разубоживал первичные фосфатные породы.

Терригенно-кремнистая формация сменяет сверху по разрезу вулканогенно-терригенную. Ее накопление связано с новым этапом формирования Байконурского прогиба. Характерная особенность этого этапа – затухание вулканической деятельности в ее эффузивной форме, вовлечение в область осадконакопления западной части Майтубинского поднятия. Частично это связано с дальнейшим ростом Байконурского прогиба, частично с тем, что горный рельеф, существовавший на Майтубинском поднятии во время накопления базальной вулканогенно-терригенной формации, был сnivelирован. Поэтому даже небольшое опускание привело к трансгрессии моря и затоплению значительных пространств Майтубинского антиклинория. В обстановке слабого приноса терригенного главным образом глинистого материала и замедленного осадконакопления формировались фосфатносные и ванадиеносные осадки. Бассейн осадконакопления был, по-видимому, мелководным, о чем свидетельствует наличие линзовидных пластов онколитовых известняков и анкеритов в средней и верхней частях формации. Углистые филлиты, слагающие большую часть формации, обладают тонкой (1–2 мм) горизонтальной и волнистой градиционной слоистостью. Прослой отсортированных кварцевых песчаников со струйчатой слоистостью в средней и верхней частях формации свидетельствуют о значительной роли течений. По крайней мере на начальных этапах накопления формации отчетливо проявлен тектонический уступ в области Усгырлытауского, Алтуайтского и Уштобинского разломов. К вое-

току от них в основании формации развиты грубозернистые песчаники и гравелиты с линзами конгломератов мощностью 25–50 м (горы Устурлытау, участок "Центральный" месторождения Сарысай, гора Алтуайт и др.), западнее – мелкозернистые песчаники и филлиты мощностью до 120 м (участок "Издиктобе" месторождения Сарысай). Вероятно, восточнее этих разломов над поверхностью морского бассейна возвышался ряд плоских островов, создавались условия для многократного переувлажнения осадков и накопления мономиктовых и олигомиктовых кварцевых песчаников. О существовании таких поднятий можно судить по быстрому изменению зернистости и мощности кварцевых гравелитов и песчаников в основании формации.

Образование фосфатоносных и ванадиеносных кремнистых пород и алюмофосфатов, видимо, связано с одним и тем же источником. Генезис геосинклинальных фосфоритов и часто связанных с ними металлоносных кремнистых сланцев рассматривался рядом исследователей (Казаков, 1937; Орлова, 1951; Шатский, 1955; Страхов, 1937, 1960, 1965; Гиммельфарб, 1958; Бушинский, 1966а, 1966б; Хворова, 1968; Бродская, Ильинская, 1968; Еганов, 1968, 1974; Холодов, 1970б, 1973 и др.). Суммируя существующие представления, следует отметить, что фосфориты, металлоносные углисто-кремнистые сланцы могут быть образованы за счет: 1) фосфатов, накопленных при выветривании континента и захваченных трансгрессирующими водами; 2) кремнистых и фосфатосодержащих растворов, поступающих с интенсивно выветривающейся суши; 3) фосфатов и кремнезема, уже накопленных в водах бассейнов и подаваемых в место отложения фосфоритов течениями; 4) фосфатов и кремнезема, поступающих в бассейн при подводной вулканической деятельности; 5) фосфатов и кремнезема, поступающих в бассейн во время деятельности подводных эксталяций и терм, поднимающихся по тектонически активным разрывным нарушениям.

Оценим, насколько приведенные точки зрения на генезис фосфоритов удовлетворяют условиям и литологическим особенностям толщ, установленным для данного региона. Первый процесс, по-видимому, не имел места. Иначе проявления алюмофосфатов были бы приурочены к основанию формации – пачке гравелитов, чего в действительности нет. Кроме того, как показали исследования Е.А.Еганова (1968), для формирования такого рода фосфатов необходимо наличие материнской толщи, обогащенной фосфором. Древние толщи Майтубинского антиклинория, служащие источником сноса, по данным Д.К.Фролова, обладают пониженными по сравнению с кларками содержаниями фосфора

и ванадия. Не имели существенного значения, по-видимому, процессы выветривания, протекавшие на суше одновременно с накоплением терригенно-кремнистой формации. Глинистые породы формации, представляющие собой продукты деградации аллотитенных слюд, в том числе биотита, позволяют предполагать незначительность роли процессов выветривания в областях размыва.

В терригенно-кремнистой формации имеются осадки течений. Они распространены по всей формации, а кремнистые породы и алюмофосфаты сконцентрированы лишь в ее средних частях. Возможно, течения, вызывавшие смешение вод, благоприятствовали переводу фосфора и кремнезема в осадок.

По-видимому, не могла оказывать существенного влияния на образование кремнистых и фосфатоносных осадков и подводная вулканическая деятельность, следы которой в осадках отсутствуют. Однако, сравнение с другими районами распространения фосфатоносных кремнистых формаций, например в Западной Сибири (Мкртычян, 1966; Еганов, 1968 и др.), где в осевых частях прогибов установлено замещение кремнистых фосфатоносных формаций вулканиками основного состава, делает возможным предположение о присутствии вулкаников в центральных, наиболее прогнутых частях синклинория. Возможно, следует обратить внимание на то, что в подстилающей вулканогенно-терригенной формации имеются диабазы с несколько повышенной щелочностью и заметным содержанием фосфора. По данным Н.Т.Бродской и М.Н.Ильинской (1968), вулканики такого типа часто ассоциируют с фосфатоносными отложениями.

Образования кремнистых и фосфатных пород, вероятно, следует связывать с деятельностью подводных эксталяций и терм, поднимающихся вдоль крупных разрывных нарушений, как это ранее предполагалось А.Л.Книппером (1963). Наиболее проницаемы, по-видимому, были разломы в зоне сочленения Байконурского синклинория и Майтубинского антиклинория. Об этом свидетельствует распространение горизонтов алюмофосфатов вблизи этой зоны разломов. Широко развиты здесь также кремнистые метасоматиты по карбонатным породам и алюмофосфатам, с которыми иногда связаны повышенные содержания марганца.

Исследованиями Уайта (1959), С.И.Набоко, В.Т.Сильченко (1960) и других установлено, что среди отложений современных термальных источников широко развиты "опалиты" – кремнистые породы, замещающие осадочные породы по пути движения растворов. Нередко такое замещение происходит в породах, находящихся на одном стра-

тиграфическом уровне. Значительный вынос кремнезема и фосфора одновременно гидротермами доказан К.К.Зеленовым (1963).

В последнее время появились новые данные о значительной роли в осадконакоплении восходящих минеральных вод, газов, глубинных флюидов, поднимающихся по активным разломам в земной коре, по особым "шовным" зонам и узлам в тектонических структурах (Miller and oth., 1966; Degens, Ross, 1967; Буданов и др., 1968; Батурич и др., 1969; Скорякова, 1970). Причем зоны интенсивной глубинной дегазации и подводной гидротермальной деятельности часто пространственно разобщены с областями активного вулканизма.

### С п а р а г м и т о в а я   ф о р м а ц и я

Спарагма в переводе с греческого означает обломок, осколок. Спарагмитами в Норвегии и Швеции первоначально назывались красные и серые песчаники, кварциты, конгломераты, тиллиты и другие обломочные породы, относящиеся к спарагмитовой формации (серии).

Спарагмитовая серия Норвегии и Швеции принимается за формационный тип и выделяется в качестве особой формации. Таким образом, спарагмитовой формацией называют обломочные толщи терригенного происхождения. Ее положение в ряду и основные особенности в качестве формаций геосинклиналей будет рассмотрено ниже.

Эта формация широко распространена в позднем докембрии многих складчатых областей, в том числе и каледонидах Центрального Казахстана. Наиболее подробно ее строение и особенности образования изучены в Байконурском синклинории. Здесь спарагмитовая формация включает сатанскую, бозингенскую, курайлинскую и байконурскую свиты; в южном крыле Калмыккульского синклинория — шандакскую и байконурскую свиты. Главными членами формации являются тиллитоподобные конгломераты (тиллоиды), глинистые сланцы, песчаники, известняки и доломиты; второстепенными — кремнистые породы и гематитовые сланцы, могут присутствовать также вулканиды основного состава.

В Байконурском синклинории тиллоиды слагают низы и верхи формации. В ее средней части преобладают известняки и доломиты, переслаивающиеся с мелкообломочными красноцветными и зеленоцветными породами.

Для формации характерно резкое изменение мощности и строения вкост Байконурского прогиба. Наиболее четко эти изменения установлены для верхней части формации — байконурской свиты (см.

рис. 22). Мощность ее в осевых частях прогиба составляет 300–400 м, а на его восточном крыле 25–100 м. При этом тиллитоподобные конгломераты отчасти замещаются тонкослоистыми глинистыми сланцами. Восточнее, очевидно, располагалась область размыва, о чем свидетельствует состав галек конгломератов (см. рис. 16) — вулканиды коксуйской серии, породы акбулакской и жалтауской свит. На западном крыле Байконурского синклинория мощность тиллитоподобных конгломератов резко сокращена, большая часть их замещена песчаниками. Однако общая мощность свиты составляет здесь около 400 м, за счет появления базальтовых порфиритов, туфов и брекчий. На западном крыле синклинория установлены источники сноса с запада из областей Кжно-Тургайского массива — здесь почти отсутствуют гальки пород жалтауской свиты, акбулакской серии, доломитов; зато резко увеличено количество галек вулканидов коксуйской серии, пестроцветных песчаников курайлинской свиты, присутствуют альбитизированные граниты. Как видно из рис. 16, состав галек здесь резко меняется по простиранию прогиба, выявляя местные источники сноса. В целом на крыльях Байконурского прогиба состав галек в конгломератах более однообразен, чем в его приосевых центральных частях, где происходило смешение обломочного материала западного и восточного крыльев и разнос его вдоль прогиба. Это обстоятельство обусловило распределение разнородного обломочного материала по простиранию прогиба.

Для тиллоидов сатанской свиты, выходы которых известны лишь вдоль восточного крыла Байконурского синклинория, состав галек также резко меняется по простиранию, как и конгломератах байконурской свиты (см. рис. 12). Специфика нижнего горизонта тиллоидов — несколько лучшая отсортированность материала, признаки градационной слоистости, наличие горизонта гематитовых сланцев ( $Fe_2O_3$  — 69,2%,  $FeO$  — 5,66%) мощностью 0,5–10 м. Этот горизонт приурочен к участку замещений грубовалунных разностей конгломератов филлитами хлоритового состава с мелкой рессеянной галькой. В тех же участках рессеянный гематитовый материал обогащает отдельные прослои конгломератов и филлитов. В верхней части сатанской свиты и отчасти, по простиранию синклинория с севера на юг тиллоиды замещаются вулканогенно-осадочной толщей, в которой преобладают конгломераты и туфогенно-кремнистые породы.

Для средней части спарагмитовой формации характерно появление известняков, доломитов, иногда доломитов с гематитом. Часть облом-

ков и глыб доломитов в тиллитоподобных конгломератах, вероятно, представляет собой разорванные и оползшие части пластов (олисто-литы). Доломиты ассоциируют с зеленоцветными терригенными породами, преимущественно глинистыми (см. разрез бозингенской свиты на рис. 14) и распространены в центральной части Байконурского прогиба. По направлению к крыльям прогиба появляются красноцветные разности терригенных пород (курайлинская свита, бозингенская на восточном крыле), а доломиты замещаются известняками. Появление красноцветных разностей пород свидетельствует о мелководности прибрежной части бассейна с окислительными условиями среды (Гинзбург, 1947; Разумова, 1960). Вытеснение доломитов известняками в краевых частях бассейнов, по данным многих исследователей (Форш, 1955; Ронов, 1956; Страхов, 1956; Шатский, 1965), часто бывает связано с притоком пресных вод, поступавших в данном случае с суши, примыкавшей к западному крылу Байконурского прогиба (см. на рис. 3 Южно-Тургайское поднятие). Доломитам, ассоциирующим с зеленоцветными породами, соответствуют удаленные от берега более осолоненные участки бассейна с восстановительными условиями среды.

Условия формирования гематитовых сланцев не ясны. Однако, по аналогии с Чаткало-Нарынской зоной Тянь-Шаня (Джолдошев, 1966), серией Стерт в Австралии (Браун и др., 1970), можно считать, что спарагмитовая формация в целом перспективна для поисков окисных руд железа. Благоприятными являются участки, в которые грубый обломочный материал приносился в меньшем количестве. Гематитовым сланцам сопутствуют филлиты и доломиты.

В районе Ишимской Луки выходы формации известны в зоне сочленения Улутау-Северотяньшаньского поднятия (Джаркаинагачский антиклинорий) и прогиба Калмыккульского синклинория (см. рис. 3). Она распространена здесь на ограниченной площади, плохо обнажена и изучена недостаточно. Однако можно утверждать, что основные особенности строения формации здесь сохраняются. Горизонт тиллоидов в верхней части формации маломощен (не более 100 м) - резко выклинивается к югу по направлению к осевой части Джаркаинагачского антиклинория. Обломочный материал тиллоидов местного происхождения; состав его меняется от обнажения к обнажению, подобно тому, как это происходит в горизонтах тиллоидов на крыльях Байконурского синклинория. В нижней части формации здесь распространены песчаники, глинистые сланцы с маломощными прослоями карбонатных пород и горизонтом гематитовых кварцитов, превращенных в зоне контакта гранитоидов в гематит-магнетитовые кварциты.

Выяснение условий образования спарагмитовой формации в какой-то мере связано с установлением генезиса тиллитоподобных конгломератов, которые являются главным и неотъемлемым членом этой формации, широко распространенной на продолжении Байконурского синклинория к югу - в хребте Большой Каратау, Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоне Тянь-Шаня, в хребте Куруттаг. Они отличаются чрезвычайной выдержанностью своего облика по простиранию тектонических структур и резко выклиниваются вкост их простирания. В антиклинории Большого Каратау они описаны С.Г. Анкиновичем (1961), Г.И. Макарычевым (1957, 1960); в пределах Тянь-Шаня - В.Г. Королевым (1958, 1965), Е.И. Зубцовым и Е.И. Зубцовой (1963, 1966), Е.И. Зубцовым (1971), В. Куруттаге - Э. Нориним (1940), Ху-Цу-Юнем (1960).

Происхождение этих конгломератов разными исследователями рассматривается по-разному. Специфический облик, широкое площадное распространение позволило Д.В. Наливкину (1956), С.Г. Анкиновичу (1961) отнести эти конгломераты к ледниковым образованиям. К ледниковым и ледниково-морским накоплениям относят их Е.И. Зубцов и Е.И. Зубцова (1963, 1966). Ими в Тянь-Шане, в бассейне р. Сарыджаз, около древнего горста Куילו были обнаружены следы штрихованного ложа ледника. Г.И. Макарычев, В.Г. Королев считают конгломераты байконурской свиты пролювиальными отложениями, образовавшимися у подножия крутых уступов. А.В. Волин (1966) связывал образование конгломератов байконурской свиты в Улутау с грандиозным гравитационным оползанием неуплотненных осадков по более древнему ложу Л.И. Боровиков (1955) рассматривал их как конгломераты затопления, фацию подножий скалистого берега. А.Л. Книппер (1963) считал тиллитоподобные конгломераты "полигенетическим комплексом осадков, возникшим в результате сложного сочетания подводно-оползневых и ледниковых процессов". При этом оледенение имело, по его мнению, характер горного.

Полученные нами данные (Зайцев, Хераскова, 1971) позволяют сделать следующие выводы: тиллитоподобные конгломераты несомненно являются морскими образованиями. Среди них имеются прослои карбонатных пород, тонкослойных кремнистых и кремнисто-туфовых осадков, образование которых трудно представить в континентальных условиях. Резкое изменение мощности тиллитоподобных конгломератов, выпадение формации из разреза в области поднятий (см. рис. 22), снос обломочного материала с западного и восточного склонов прогиба - все эти факты заставляют предполагать образование формации в узком прогибе, имевшем тектонические ограничения.

По соседству с морскими прогибами располагались области размыва, откуда поступал местный обломочный материал в эпохи интенсивных тектонических движений, сопровождаемых иногда вулканической деятельностью. В эпохи относительного покоя и в участках, защищенных от поступления больших масс обломочного материала, накапливались доломиты, известняки, железистые сланцы. Местный характер обломочного материала, резкое изменение состава, выявляющие близкие источники его сноса, исключает ледниковое происхождение этих осадков (во всяком случае за счет деятельности льдов материкового оледенения). Противоречит ледниковому генезису этих пород и широкое распространение среди обломков и конгломератов доломитов, похожих на растащенные и оползшие по склонам подводных поднятий пласты (олистолиты). Кроме того в тиллитоподобных конгломератах широко распространены оползневые структуры, подробно описанные А.Л.Книппером (1963). Для филлитов, тиллоидов сатанской свиты характерна отсортированная градационная слоистость, образование которой вероятней всего следует связывать с деятельностью суспензионных потоков.

Из приведенных данных следует, что тиллитоподобные породы спарагмитовой формации являются сложными полигенетическими образованиями. Среди них преобладают конгломераты свала, подводно-оползневые накопления, формирующиеся вдоль уступов тектонического происхождения. Судя по характеру и составу обломочного материала, область прогиба могла соседствовать с областями расчлененного, возможно, горного рельефа. Пролувиальные, селевые выносы заполняли узкие прогибы. При этом та или иная часть обломков может нести ледниковую обработку, как это показано для некоторых районов Тянь-Шаня Е.И.Зубцовым и Е.И.Зубцовой (1963, 1971). Главным, однако, является то, что образование спарагмитовой формации связано с определенным этапом развития тектонической структуры Байконурского синклинория — с контрастным и интенсивным его прогибанием, его оформлением в виде единого узкого прогиба, имеющего тектонические ограничения. Разрывы, вдоль которых происходили наиболее интенсивные движения, были унаследованы от предыдущей эпохи. Тектонические уступы вдоль них имели место и ранее во время накопления вулканогенно-терригенной и терригенно-кремнистой формаций.

Спарагмитовая формация широко распространена в палеозойских геосинклиналях. Распространение тиллитов и тиллоидов на Земном шаре изучалось Г.Ф.Лунгерстаузен (1963), Б.М.Келлером (1972),

Н.М.Чумаковым (1971, 1972, 1973), Л.И.Салопом (1974), Ч.Харландом (Harland, 1964) и многими другими исследователями. В качестве формации она была выделена Б.М.Келлером (1968). Типичным примером этой формации он считает спарагмит Норвегии, серебрянскую серию Среднего Урала (рис.23, см. вкладку). Сходный состав и строение имеет серия Готия и Поларисбреен венда Шпицбергена (Красильщиков, 1973), серия Стерт и нижняя часть серии Марино в надсерии Аделаида в Австралии (Браун, Кемпбелл, Крук, 1970). Многие исследователи (Г.Ф.Лунгерстаузен, Б.М.Келлер, У.Харланд, Н.М.Чумаков и др.) рассматривают тиллитоподобные породы этой формации как морские или континентальные тиллиты. Однако в последние годы их ледниковое происхождение все чаще ставится под сомнение. Так У.Харланд (Harland, 1964), последовательно развивающий идеи планетарного предкембрийского оледенения, подчеркивает полигенетическую природу большинства "тиллитовых формаций", допуская гляциальное происхождение не всех компонентов осадка и, возможно, лишь на какой-то стадии его формирования.

По У.Хольтедалю (1957), каледонская геосинклиналь Норвегии в эпоху накопления спарагмитовой формации "превратилась в зону опускания, и не столько благодаря ровному корытообразному прогибу земной коры, сколько в результате опускания, отчасти связанного с образованием сбросов". У.Хольтедаль связывает образование спарагмита с началом каледонского орогенетического цикла. По его представлениям, породы спарагмитовой формации имеют различное происхождение. Так, собственно спарагмиты (кварцево-полевошатовые песчаники) образовались при быстром вымывании материала в период наводнения. Конгломераты Бери накоплены, по-видимому, в результате деятельности больших рек в эпоху интенсивных поднятий близлежащих областей в результате движения земной коры. В межтиллитовой толще Флинмаркена отмечены турбидитные накопления (Reading, Walker, 1966). Большинство "тиллитов" Норвегии содержит в обломках преимущественно местный материал, в том числе карбонатные породы, подстилающие "тиллиты". На обломках большей частью отсутствуют следы ледниковой штриховки (Хольтедаль, 1957). У.Хольтедаль предполагает их ледниково-морской генезис.

Наибольшую близость к настоящим моренам обнаруживают тиллиты Варангер-фиорда — "морена Реуша" (Хольтедаль, 1957; Bjorlykke, 1967). Однако, по Д.Кроуэллу (1968), опирающемуся на литологические данные и условия залегания, "морена Реуша" могла быть образо-

вана как подводными грязевыми потоками или оползнями, так и ледниками. Большая часть морены в разрезе перемежается со слоистыми кварцитами. В кварцитах наблюдаются хорошо заметные следы ледниковой штриховки. На конце одной из борозд обнаружена галька, вдавленная в нижележащие кварциты. Эта галька, по всей вероятности, могла оставить след на мягком песке, который превратился в дальнейшем в кварцит. Таким образом может создаться ошибочное впечатление "исштрихованного ложа". Оползневые структуры обнаружены Д. Кроуэллом в докембрийских тиллитах Швеции. По его мнению, свидетельства в пользу оледенения не доказательны и требуют дальнейшего тщательного исследования, а галечные аргиллиты скорее говорят о существовании горного рельефа, чем о ледниковой обстановке.

А.А.Красильщикова (1973), изучавший подобные образования на Шпицбергене, пришел к выводу, что с позиций "ледниковой" гипотезы трудно объяснить присутствие хемогенного карбоната в цементе песчаников и конгломератов и в виде обособленных горизонтов, подстилающих и перекрывающих тиллитовые толщи. Нельзя ответить и на вопрос о расположении возможной области материкового оледенения, поскольку резкое преобладание в составе валуно-галечного местного материала свидетельствует о существовании источника сноса в пределах архипелага, т.е. в зоне скорее теплого (фитолитовые доломиты), чем холодного климата.

Таким образом, спарагмитовая формация Норвегии, Шпицбергена, Австралии и других, как и Байконурского синклинория Казахстана, состоит главным образом из обломочных пород, среди которых присутствуют и тиллоиды. Подчиненное значение имеют карбонатные породы. Для формации характерна резкая фациальная изменчивость и накопление в условиях тектонически расчлененного рельефа – горные гряды соседствовали с узкими и протяженными морскими прогибами. Породы формации полигенны, но среди них, по-видимому, преобладают оползневые накопления, селевые выносы, конгломераты свала, хотя не исключается ледниковый генезис отдельных разностей тиллитоподобных конгломератов.

Каковы же роль и место спарагмитовой формации в истории развития геосинклиналей? К.А.Клитин (1965), Б.М.Келлер (Келлер и др., 1974) предполагают, что тиллитоподобные конгломераты являются орогенной формацией байкалид. По-видимому, в байкалидах сходные образования действительно накапливаются в орогенную стадию развития,

в эпоху преобладания дифференцированных по скорости и знаку тектонических движений на фоне общего воздымания (например, толща с тиллоидами Тимана).

Однако в каледонидах Казахстана, Норвегии спарагмитовая формация, имеющая, как правило, позднедокембрийский (позднерифейско-вендский и вендский) возраст, оказывается тесно связанной с выше-лежащими комплексами нижнего палеозоя не только структурно, но и формационно. В каледонидах спарагмитовая формация появляется на начальных и средних стадиях развития геосинклинали, во время заложения прогиба в результате опускания по системам крупных разломов (спарагмиты Норвегии). В этом случае спарагмитовая формация оказывается тесно связанной с базальной терригенной формацией или замещает ее. Спарагмитовая формация может также появляться на более поздней стадии, фиксируя этап резкого и интенсивного геосинклинального прогибания, сопровождаемого движениями вдоль разломов, ограничивающих прогиб, и одновременного интенсивного поднятия окружающих геоантиклиналей (спарагмитовая формация Казахстана). Намечившаяся при накоплении спарагмита структурно-фациальная зональность сохраняется и при образовании более молодых, как правило фосфатоносных, отложений. Таким образом, спарагмитовая формация может фиксировать стадию дифференциации геосинклинального прогиба и роста геоантиклинальных поднятий. Подобное положение спарагмитовая формация занимает в структурно-фациальных зонах Казахстана – Большого Каратау и Байконур-Ишимской. Время появления спарагмитовой формации в каледонидах часто совпадает с моментами проявления складчатости в байкалидах.

Историко-геологическую роль формаций венда в образовании структуры Байконур-Ишимской структурно-фациальной зоны будет легче понять после хотя бы краткого рассмотрения формаций кембрия этих зон, с которыми вендские формации тесно связаны и образуют единый вертикальный ряд.

#### Карбонатно-кремнистая фосфатоносная формация кембрия

В кембрии в пределах Большого Каратау, Байконурского и Калмыккульского синклинориев и Джаркаинагачского антиклинория распространена карбонатно-кремнистая фосфатоносная формация. К

карбонатно-кремнистой фосфатоносной формации<sup>I</sup> отнесена кокतालская свита (Зайцев, Хераскова, 1971; Хераскова, 1971), широко распространенная в Байконурском синклинии и прилегающих частях Улутау-Северотяньшаньского поднятия, шинсайская свита Калмыккульского синклиория, курумсакская и кокбулакская свиты Большого Каратау (см. рис. 21).

В Байконурском синклинии формация распространена на большей площади. Здесь выявлены основные закономерности ее строения. Главными членами формации являются различные углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые, углисто-глинистые сланцы и фтаниты, доломитизированные известняки, известняки. Второстепенные, но обязательные, члены формации - фосфориты, которые редко образуют самостоятельные пластовые тела, чаще встречаются в виде конкреций и горизонтов конкреций в кремнистых сланцах. Из второстепенных, не обязательных, членов присутствуют кварцево-серпичитовые пиритоносные сланцы, кварцевые песчаники, баритовые породы.

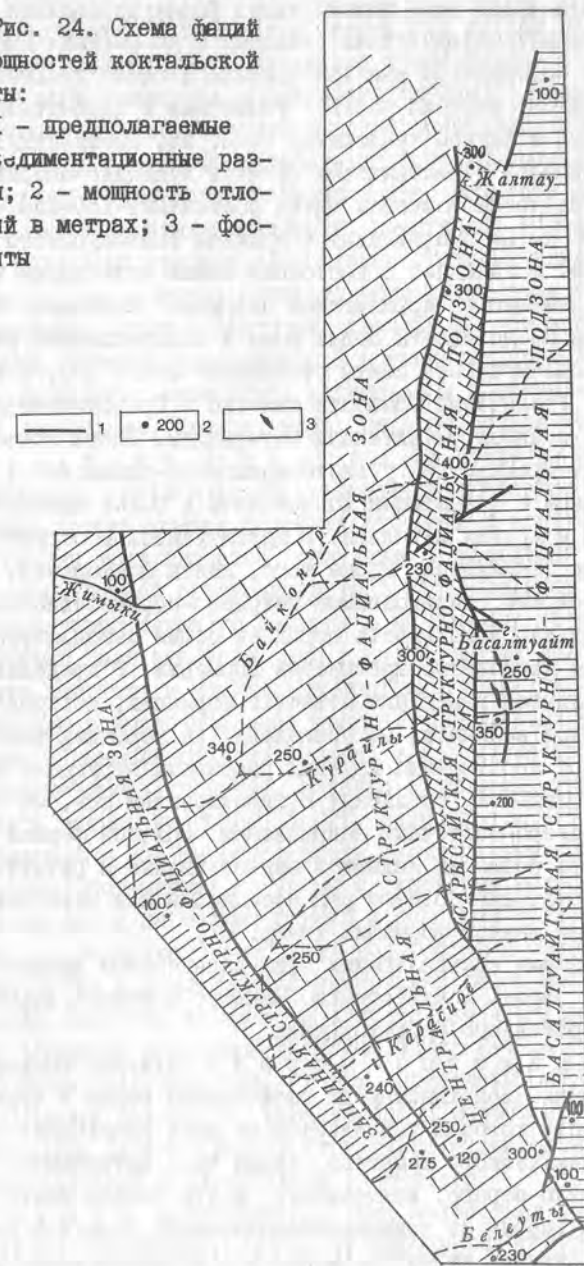
Нижняя граница формации резкая. Карбонатно-кремнистая формация трансгрессивно залегает на спаргамитовой формации, а в пределах Майтубинского антиклинория на всех более древних отложениях докембрия. Вверх по разрезу она постепенно сменяется образованиями яшмово-сланцевой формации ордовика. Для эпохи образования карбонатно-кремнистой фосфатоносной формации характерна структурно-фациальная зональность, унаследованная от позднего протерозоя - эпохи накопления спаргамитовой формации. Выделяется три зоны, разделенные крупными длительно существовавшими разрывными нарушениями близмеридионального простирания (рис. 24): 1) западная зона, отвечающая западному крылу Байконурского синклиория, смежная с Южно-Тургайским поднятием; 2) центральная, соответствующая центральной части Байконурского синклиория; 3) восточная, занимающая восточное крыло Байконурского синклиория и смежная с поднятием Майтубинского антиклинория. Она подразделена на две подзоны - Сарысайскую и Басалтуайтскую.

Выделенные структурно-фациальные зоны соответствуют Кыякты-Булантинскому, Курайлы-Караадырскому, Бозингенскому и Коксу-Жалтаускому блокам А.Л.Книшпера (1963).

<sup>I</sup> Материал по строению и условиям образования карбонатно-кремнистой формации обобщен Т.Н.Херасковой.

Рис. 24. Схема фаций и мощностей кокतालской свиты:

1 - предполагаемые конседиментационные разрывы; 2 - мощность отложений в метрах; 3 - фосфориты





В центральной зоне нижняя часть формации сложена фанитами, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами с фосфатными конкрециями и повышенным содержанием ванадия (первые десятые процента) и других микроэлементов; верхняя часть - углистыми и доломитизированными известняками с фауной трилобитов (рис. 25, см. вкладку). Иногда появляются прослой известняковых брекчий подводно-оползневое происхождения. Мощность формации здесь составляет 150-250, в редких случаях 340 м. По направлению к крыльям Байконурского синклинория (см. рис. 24) в западной и восточной зонах известняки частично или полностью замещаются кремнистыми породами. Имеющиеся здесь прослой известняков представлены оолитовыми и водорослевыми разностями. В западной зоне мощность свиты составляет около 100, в восточной - 100-400 м. Увеличение мощности связано с "разбавлением" хемогенных кремнистых осадков терригенным материалом. Здесь преобладают углисто-глинисто-кремнистые, углисто-кремнисто-глинистые и углисто-глинистые сланцы с фосфатными конкрециями и более высоким содержанием ванадия и других металлов. В Басалтуайтской структурно-фациальной подзоне появляются, кроме того, линзы фосфоритов, прослой и конкреции барита, пиритовые кварцево-серицитовые сланцы.

Фациальная зональность отражает общие закономерности изменения состава карбонатно-кремнистой формации. В пределах выделенной зоны наблюдаются изменения мощности формации, которые не велики по абсолютной величине, но происходят на коротких расстояниях, часто вкрест простирания крупных разрывных нарушений не только близмеридиональных, согласных с простиранием зон, но и северо-западных и северо-восточных направлений. Обычной формой сочетания пород внутри формации являются переслаивание и ритмичное чередование. Эти сочетания создают ряд ассоциаций или парагенезов пород типичных для данной формации (табл. 22).

Важнейшими составляющими этих парагенезов являются различные кремнистые породы и известняки. Меньшее значение имеют обломочные породы терригенного происхождения.

Кремнистые породы слагают большую часть разреза формации. Большинству их свойственна серая и черная окраски, интенсивность которой усиливается по мере увеличения содержания в породе органического вещества. Кроме того встречаются кремнистые породы светло-серого, желтоватого, почти белого цвета. Состоят кремнистые породы из тонкокристаллического агрегата кварца, в различной степени пигментированного тонкораспыленным углистым ве-

ществом, иногда с примесью гидрослюд, серицита, иногда хлорита. Выделяются две разновидности: сланцеватые и массивные. В сланцеватых разностях прослеживается чередование слоев, сложенных углисто-кремнистым и углисто-гидрослюдистым веществом. Мощность слоев 1-2 мм. Реже чередуются разности углисто-гидрослюдисто-кремнистые и углисто-кремнисто-гидрослюдистые. Мощность слоев от 2 мм до 1,2 см. В массивных разностях кремнистых пород чередуются породы в различной степени обогащенные углистым веществом. Мощность слоев 1-5 см, имеются пятнисто-полосчатые разности. Для массивных кремнистых пород характерны стилолитовые поверхности сочленения слоев, остатки радиоларий. В кремнистых породах, особенно в тонкосланцеватых разностях, установлены повышенные содержания ванадия, молибдена, свинца, меди, серебра, бария (табл. 22).

Карбонатным породам свойственна серая и темно-серая окраска, обусловленная примесью органического вещества. Лишь изредка встречающиеся доломиты окрашены в коричнево-бурый цвет. Встречены тонкослоистые, оолитовые и массивные разности карбонатных пород. Четкой закономерности в распределении доломитистых разностей известняков по разрезу и на площади установить не удалось. Однако было замечено, что известковистые доломиты и чистые доломиты тяготеют к крыльям Байконурского синклинория. Карбонатные породы в восточной зоне обладают повышенным содержанием кремнезема. Тонкослоистые известняки и доломитистые известняки мелкокристаллические, углистые, нередко с примесью гидрослуды. Примесь доломита обычно не более 15-20%, редко достигает 50%. Слоистость толщиной в 2-3 мм обусловлена чередованием слоев в различной степени обогащенных углистым и глинистым веществом. Известняки раскалываются на тонкие плитки и содержат остатки трилобитов, реже (на поднятиях) трубчатых водорослей и онколитов. Оолитовые известняки и доломитистые известняки более массивны, слоистость в них выражена не четко и обусловлена чередованием разновидностей с оолитами величиной от долей мм до 2-4 мм. Оолиты имеют водорослевое происхождение - в них определены онколиты, катаграфии и трубчатые водоросли. Бариеносные и фосфатносные доломиты, встреченные в Басалтуайтской структурно-фациальной подзоне, отличаются массивностью и отсутствием слоистости.

Фосфориты встречаются в виде маломощных (0,5-3 м), не выдержанных по простиранию линз. Это породы ржаво-бурого, розовато-серого цвета, в различной степени кремнистые, обладают массивной, тонкослоистой или брекчиевидной текстурой. Фосфатное

Типы парагenezов пород известняково-кремнистой формации и их главные особенности

Особенности парагenezов		Парагenezы		
		фтанитов, слабо уг- листых кремнистых пород, углисто-гли- нисто-кремнистых сланцев	пиритиносных углис- то-глинистых, слан- цисто-кремнистых сланцев и фтанитов надлеянные сланцы	пиритиносных углис- то-глинистых слан- цев и фтанитов (ва- надлеянные сланцы)
Характер чередования		ленточное переслаи- вание, мощность про- слоев 1-10 см	ритмичное чередова- ние, мощность 1,5-5 м	тонкое переслаива- ние. Мощность про- слоев 1-2 мм
Структурная приуроченность		распространен по- всюду, но наиболее характерен для Цент- ральной и Западной зон	в Западной и Вос- точной зонах	в Юго-восточной части Центральной зоны, на границе с Восточной зоной
Фосфатность		фосфатные конкреции. Наибольшее их коли- чество в западной зоне	большое количество фосфатных конкре- ций	большое количество фосфатных конкре- ций

160

Повышенные содержания микроэлементов		Во фтанитах		
Центральная зона	V - 0,1-0,6% Zn - 0,02-0,3% Mo - 0,003-0,01%	-	-	V - 0,1-1% Zn - 0,3-0,5% Mo - 0,01-0,02% Pb - 0,1%
Восточная зона	V - 0,3-0,6% Ag - 0,0005% Pb - 0,3% Cr - 0,06%	V - 0,01-1% Zn - 0,01-0,03% Pb - 0,08-0,3% Cr - 0,01-0,3% Mo - 0,005-0,008% Ba - 0,2%	V - 0,6-1% Pb - 0,2% Cu - 0,2% Mo - 0,15% Ag - 0,0015% Ba - 1-2%	-

II - 1433

161

Особенности парагenezов	Углисто-глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев и олигитовых доорослевых известняков	Парагenezы углисто-серпичито-кремнистых, кремнисто-хлорито-серпичитовых сланцев и баритовых пород, изредка известняки и фосфориты	Пиритноносных кварцево-серпичитовых сланцев, кремнистых сланцев и кварцевых песчаников	Пластовых фосфоритов
Характер чередования	неравномерное переслаивание. Мощность прослоев 5-20 м. Преобладают сланцы	ритмичное чередование. Пачки (0,5-1м) с тонким переслаиванием баритовых пород и сланцев чередуются с пачками сланцев (1-3 м), не содержащих прослоев баритовых пород	резко преобладают кварцево-серпичитовые сланцы. Песчаники и кремнистые сланцы присутствуют в виде маломощных прослоев	в парагenezе 6. Между прослоем баритовых серпичитовых сланцев и кремнистых сланцев и известняков. В парагenezе 4 вблизи разрыва на границе пачки кремнистых пород и известняков
Структурная приуроченность	Западная зона и Сарысайская структурно-фациальная подзона	Басалтуайтская подзона	Восточная зона	Центральная и Восточная зона

Фосфатогенность	-	Редкие линзы фосфатов. В породах содержание P до 1%	-	Линзы мощностью до 3 м. Максимальное содержание P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 23%
Центральная зона	-	-	-	См. парагenez 4
Восточная зона	-	V - 0,15% Zn - 0,05-0,06% Ba (в сланцах) 0,4-1,5% 0,1%	V - 0,01-0,2% Zn - 0,02-0,03% Mn - 0,001-0,02% Cu - 0,005-0,1% Ag - 0,0003%	См. парагenez 6

Повышенные содержания микроэлементов

вещество, по данным Л.Н.Коробовой, представлено вутхаузитом ( $\text{CaAl}_6[\text{OH}]_6[\text{Si}_2\text{O}_4][\text{PO}_4]$ ). Максимальное содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  23%. Широко распространены кремнистые метасоматиты по этим породам.

Фосфатные конкреции распространены в кремнистых и глинисто-кремнистых разностях пород. Они имеют округлую и лепешкообразную форму размером от 1 до 10-15 см в поперечнике; окрашены в охристо-желтый цвет или пигментированы углистым веществом. Фосфатный минерал представлен, по данным Е.А.Анкинович (1959), Б.Б.Голубева, горсейкситом ( $\text{BaAl}_3[\text{PO}_4][\text{HPO}_4](\text{OH})_6$ ). Содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  в нем - около 20%.

Кварцево-серицитовые пиритоносные сланцы встречаются в виде небольших по мощности пачек среди кремнистых пород там, где имелся привнос терригенного материала. Это серебристо-серые породы с шелковистым блеском, тонкосланцеватые. Состоят они в основном из мелкочешуйчатого серицита с небольшой примесью хлорита с обильной вкрапленностью сагенита (50-80%) и переменным содержанием кварца (10-50%). Пирит в виде мелких (0,05-2 мм) кристалликов рассеян в породе. Содержание его может достигать 10%. Акцессорные минералы представлены турмалином, цирконом, лейкоксенизированным рудным минералом. Структура пород микролепидобластовая и микролепидогранобластовая. Иногда имеется примесь обломочных зерен кварца хорошей окатанности алевролитовой размерности. Обломочные зерна образовались, по-видимому, за счет размыва порфиroidов и биотитсодержащих пород, широко распространенных среди среднепротерозойских толщ Майтубинского антиклинория.

Углисто-серицитовые пиритоносные сланцы отличаются от серицитовых сланцев черным цветом, иногда заметным содержанием хлорита и большей концентрацией микроэлементов (см. табл. 22).

Кварцевые песчаники встречаются в виде маломощных (5-10 см) прослоев среди серицитовых сланцев. Это породы светло-серого цвета, крупно- и среднезернистые, нередко разнозернистые. Цемент очень скудный, кремнисто-серицитовый. Окатанность зерен в большинстве хорошая, однако иногда они имеют округло-заливчатую форму, характерную для вкрапленников в эффузивах. По-видимому, они образовались преимущественно за счет размыва среднепротерозойских порфиroidных толщ Майтубинского антиклинория.

Кварцево-баритовые породы светло-серые, очень тяжелые, имеющие обычно тонкополосчатую текстуру. Четко выражено тонкое ритмичное чередование глинисто-кремнистых и кварцево-баритовых слоев (2-3 мм). Реже кварцево-баритовые породы слагают слои мощностью от 5-10 см до 1 м. Они состоят из мелко- или среднезернистого агрегата светло-серого барита с переменным количеством (10-40%) кварца. Иногда имеются неправильной формы слойки, сложенные аморфным фосфатом. Структура пород гранобластовая с размером зерен 0,04-0,4 мм. Иногда присутствуют реликтовые обломочные зерна кварца. По данным М.Л.Габая, содержание  $\text{BaSO}_4 + \text{SrSO}_4$  - 89,35% при содержании  $\text{BaSO}_4$  - 88,7%,  $\text{SrSO}_4$  - 0,5-1,7%,  $\text{P}_2\text{O}_5$  - 2-3%.

Баритовые конкреции встречаются в глинисто-кремнистых сланцах, чередующихся или замещающих по простиранию пачки с тонкослоистыми баритовыми породами. Они имеют сигарообразную или лепешкообразную форму, размером 2-3 x 7-10 см с ребристыми выступами. Внутреннее строение конкреций чаще всего радиально-лучистое, с небольшим центральным ядром, сложенным мелкозернистым кварцево-баритовым агрегатом. Конкреции сигарообразной формы чаще имеют зернистое сложение, причем размер кристаллов барита постепенно увеличивается от центра к периферии от долей миллиметра до 1-2 мм. Барит в конкрециях, так же как и в прослоях окрашен в светло-серый цвет. Кроме барита в конкрециях содержится небольшая примесь кварца и серицита. Слоистость в сланцах сечет конкреции.

Кварцево-карбонатные конкреции размером 5-7 x 2-3 x 10-20 см окрашены в серый, темно-серый цвет из-за примеси тонкораспыленного органического вещества. Они имеют лепешкообразную форму с ребристыми выступами, ориентированными радиально или беспорядочно. Внутреннее строение конкреций радиально-лучистое. Имеется небольшое центральное ядро, сложенное гранобластовым агрегатом кварца или кварца и карбоната. Периферия конкреции сложена агрегатом карбоната, преимущественно доломита, образующим лучеобразные зоны. По морфологическим признакам кварцево-карбонатные конкреции очень близки к баритовым конкрециям. Возможно, баритовые конкреции образованы при замещении баритом карбоната. Содержание бария в кварцево-карбонатных конкрециях до 0,6%.

Кремнистые породы находятся во всех ассоциациях и парагенетически связаны с терригенными, карбонатными и баритовыми породами (см. табл. 22). Наибольшие концентрации ванадия и других металлов присутствуют во всех кремнистых ассоциациях, особенно в Басалтаутской подзоне, находящейся на сочленении Байконурского синклиория и Майтубинского антиклиория. К этой же подзоне приурочены наиболее крупные скопления фосфатных конкреций в кремнистых, углисто-серицитовых и углисто-глинистых породах. Пластовые залежи фосфоритов обычно появляются там, где в ассоциации присутствуют известняки.

Отдельные разности пород и их ассоциации фациально замещают друг друга. Установлено три направленных ряда, в которых породы и породные ассоциации сменяют друг друга по латерали от осевой части Байконурского прогиба к его крыльям (табл. 23). Эти замеще-

Т а б л и ц а 23  
Латеральные замещения в карбонатно-кремнистой фосфатноосной  
формации Байконурского синклиория

Латеральные ряды пород и парагенезов пород	Структурно-фациальные зоны			
	Западная	Центральная	Восточная	
			Сарысайская подзона	Басалтаутская подзона
I	фтаниты (парагенез I)			тонкослоистые углисто-глинисто-кремнистые сланцы (парагенез 3)
2	оолитовые водорослевые известняки	тонкослоистые известняки	оолитовые водорослевые известняки, доломитовые известняки	баритовые породы, доломиты (парагенез 6)
3	углисто-кремнисто-глинистые сланцы	тонкослоистые известняки	углисто-кремнисто-глинистые сланцы и фтаниты	углисто-кремнисто-глинистые сланцы

ния резкие и чаще всего происходят на границах структурно-фациальных зон. Рассмотрение стратиграфических разрезов (см. рис. 23), фациальных рядов и породных ассоциаций приводит к выводу о том,

что обычная для формации изменчивость вполне закономерна. Прежде всего обращает на себя внимание ее симметричное строение (см. рис. 22). На крыльях синклиория формация почти целиком сложена кремнистыми породами, содержащими маломощные прослои мелководных водорослевых известняков. По направлению к осевой части Байконурского синклиория часть кремнистых пород замещается относительно более глубоководными, не содержащими водорослей углистыми известняками.

По-видимому, в центральных частях синклиория прогибание было наиболее интенсивным и здесь располагалась глубокая впадина с довольно значительными уклонами дна бассейна, о чем свидетельствуют распространенные карбонатные брекчи подводно-оползневого происхождения. Однако симметрия была не полной и отражала лишь общую направленность изменений. Как в пределах наиболее глубокой (центральной) части прогиба, так и на относительно приподнятых крыльях существовали участки более или менее интенсивного прогибания. Это устанавливается по колебаниям мощности и изменениям состава формации внутри выделенных структурно-фациальных зон. На восточном крыле Байконурского прогиба, по сравнению с западным, был более интенсивный привнос терригенного материала - здесь широко распространены ассоциации кремнистых, кремнисто-глинистых, глинисто-кремнистых сланцев, которые преобладают над фтанитами. С этим связано увеличение мощности формации, а частично и мелководность осадков (компенсация прогибания осадками).

В районе Ишимской Луки карбонатно-кремнистая формация распространена в пределах Джаркаинагачского антиклиория и в зоне его сочленения с Калмыккульским синклиорием. Она имеет здесь строение близкое к строению формации на крыльях Байконурского синклиория, особенно в западной структурно-фациальной зоне (см. рис. 2I, 25). В нижней части формации преобладают фтаниты и углисто-кремнистые сланцы с фосфатными конкрециями и повышенным содержанием ванадия (до 0,2%), хрома (до 0,06%), бария (до 0,2%), молибдена (до 0,02%), серебра (до 0,0003%). В верхней части преобладают углисто-глинистые, углисто-кремнисто-глинистые пиритовые сланцы, часто сильно выветрелые. Среди них имеются маломощные прослои онколитовых известняков.

В целом для формации характерна небольшая мощность. Разрез всего кембрия соответствует толще пород мощностью от 100 до 500 м. Очевидно, образование известняково-кремнистой формации происходи-

ло в условиях прогиба с чрезвычайно замедленным осадконакоплением, что создавало благоприятные условия для концентрации полезных компонентов.

Парагенез кремнистых пород с мелководными водорослевыми известняками, с одной стороны, и с относительно глубоководными тонкослоистыми известняками, не содержащими остатков водорослей, с другой, свидетельствует о том, что на их образование не оказывала существенного влияния глубина бассейна. Большее значение имело положение в структуре прогиба. Кремнистые породы преобладают на крыльях прогиба, в местах его сочленения с соседними поднятиями по крупным конседиментационным разрывным нарушениям. К этим же зонам в кремнистых и чередующихся с ними углисто-глинистых сланцах приурочены наибольшие концентрации ванадия, молибдена, фосфора, свинца, цинка, меди, серебра, прослой и конкреции барита, прослой кварцево-серицитовых пиритовых сланцев. По-видимому, их образование связано с одним и тем же источником, которым могли быть растворы, поступавшие с интенсивно выветривающейся суши, или подводные эксталяции и термы, поднимающиеся вдоль крупных тектонических нарушений.

Первый источник вряд ли имел большое значение, так как ассоциирующие с кремнистыми сланцами и фанитами терригенные породы — кварцево-серицитовые, углисто-глинистые (гидрослюдистые) сланцы и хорошо отмытые кварцевые пески свидетельствуют лишь о дальности переноса и низменном рельефе суши. Возможно, суша имела островной характер, и здесь создавались условия для многократного переыва осадков. Кварцево-серицитовые филлитовидные сланцы образовались, по-видимому, преимущественно за счет размыва биотитсодержащих и бедных микроэлементами порфиroidных толщ Майтубинского антиклинория. Об этом свидетельствует иногда и типичная для эффузивов заливчатая форма обломочных зерен кварца из кварцево-серицитовых сланцев и кварцевых песчаников; обильная вкрапленность сагениита в сериците и гидрослюдах, показывающая их происхождение за счет постседиментационного преобразования биотита. Последний не мог бы поступать в бассейн седиментации при интенсивном выветривании пород на суше. Присутствие в краевой части формации сульфатов (барита) и доломитов свидетельствует скорее об аридности климата, а не гумидности. Таким образом, никаких доказательств существования размывавшейся коры выветривания на прилежащей суше не имеется.

Более вероятен эксталяционно-осадочный генезис кремнистых пород, металлоносных сланцев и фосфатов, так как установлена боль-

шая роль разрывных нарушений в распределении мощностей и фаций известняково-кремнистой формации, приуроченность наиболее значительных концентраций полезных компонентов и кремнезема к разрезам коктальской свиты в зонах сочленения Байконурского и окружающих поднятий.

Роль разломов, как подводящих каналов для поступления эксталяций, формирующих кремнистые породы, фосфориты и другие, показана работами И.В.Хворовой (1968), Н.Г.Бродской, М.Н.Ильинской (1968), а также работами В.С.Сорокина и В.А.Гравитис (1964), изучавшими закономерности распределения аутигенного кремнезема в породах даугавской свиты Русской платформы.

Вверх по разрезу карбонатно-кремнистая формация сменяется яшмово-сланцевой формацией, вулканогенно-осадочный генезис которой также вполне вероятен. Карбонатно-кремнистая фосфатоносная формация широко распространена за пределами Южного Улутау, во всей Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоне. По латерали она замещается кремнисто-карбонатной фосфатоносной формацией Малого Каратау, заключающей крупнейшие месторождения фосфоритов. В Терской эвгеосинклинальной структурно-фациальной зоне Тянь-Шаня карбонатно-кремнистая фосфатоносная формация, по данным В.Г.Королева (1960), замещается зеленокаменной спилито-диабазовой формацией. Известняково-кремнистая формация может иметь связь с областями вулканизма; в таких случаях она сближается с отдаленно-кремнистыми формациями в понимании Н.С.Шатского (1954).

Карбонатно-кремнистая фосфатоносная формация близка к рассмотренной выше терригенно-кремнистой фосфатоносной формации венда. Их образование связано с поступлением в бассейн осадконакопления глубинных термальных вод и флюидов по одной и той же системе разломов. Наиболее полному осаждению фосфора способствовало присутствие карбонатов. Органическое вещество, по-видимому, играло роль адсорбента металлов и фосфора.

✽ ✽  
✽

О латеральном ряде формаций, отражающих этапы формирования единой Байконуро-Ишимской структурно-фациальной зоны, можно судить из приведенного описания.

В Ишимской структурно-фациальной подзоне в раннем венде широко распространены вулканы основного состава (яшмово-диабазовая формация). Джаркаинагацкий антиклинорий, отвечающий северной

части Улутау–Северотяньшаньского поднятия, практически не был проявлен как область относительного воздымания. Его оформление в качестве поднятия начинается позднее, лишь со времени накопления спарагмитовой формации, которая отсутствует на Джаркаинагачском антиклинории и появляется лишь в зоне его сочленения с Калмыккульским прогибом. Вышеležающая карбонатно–кремнистая фосфатоносная формация в Джаркаинагачском антиклинории проявлена в относительно мелководных фациях, характерных для краевых частей прогибов.

Формационный ряд Байконурского синклинория отличается незначительным развитием вулканитов. Вулканизм проявлен очень слабо в эффузивной форме. Несколько больше распространены пирокластические образования, среди которых имеются и кислые разности. Уже в раннем венде Улутау–Северотяньшаньское поднятие оказывало влияние на осадконакопление, поставляя терригенный материал для вулканогенно–терригенной формации. Позднее, при образовании спарагмитовой формации, происходил усиленный рост этого поднятия. В прогибе Большого Каратау – юго–восточном продолжении Байконуро–Ишимской структурно–фациальной зоны, вулканиты практически исчезают, замещаясь терригенными образованиями.

Особенностью формации всей Байконуро–Ишимской структурно–фациальной зоны является широкое распространение в них продуктов эксгальационно–гидротермальной деятельности, а также парагенез кремнистых фосфатоносных формаций эксгальационно–осадочного генезиса со спарагмитовой формацией (одна из них подстилает, другая перекрывает спарагмитовую формацию). Этот парагенез формаций следует, по–видимому, объяснять приуроченностью тех и других к линейным прогибам, ограниченным зонами крупных, долгоживущих разрывных нарушений.

## ГЛАВА У

### ВЕНД И КЕМБРИЙ АКТАУ–МОИНТИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Актау–Моинтинский антиклинорий располагается в области сочленения каледонских и варисийских структур Центрального Казахстана. Вендские отложения этого региона и тесно связанные с ними кембрийские толщи залегают резко несогласно на среднепротерозойских метаморфических сериях, сложенных кварцитами, различными сланцами, порфироидами и прорывающими их гнейсо–гранитами узунжальского комплекса с возрастом  $1710 \pm 300$  (Филатова и др., 1977).

Актау–Моинтинский антиклинорий в венде и раннем палеозое принадлежал к Актауско–Джунгарской геоантиклинальной структурно–фациальной зоне (см.рис. 3), для которой была характерна карбонатная формация относительно больших мощностей. Осадконакопление в конце протерозоя и в кембрии в пределах Актау–Моинтинского антиклинория происходило в условиях раздробления и постепенного погружения северной части Актауско–Джунгарского геоантиклинального поднятия<sup>I</sup>.

В западной, юго–западной частях Актау–Моинтинского антиклинория протерозойским и чижнепалеозойским структурам свойственны меридиональные простирания; восточнее р.Быкылдак и в окрестностях гор Кызылтау прослеживается разворот складчатых структур, приобретающих близширотную ориентировку (рис.26).

<sup>I</sup> В некоторых работах это поднятие называют Актауско–Джунгарским или Прибалхашским срединным массивом. С нашей точки зрения его правильнее рассматривать как крупную геоантиклинальную зону, так как оно соизмеримо с соседними геосинклинальными вендско–раннепалеозойскими геосинклинальными прогибами (см. рис. 2,3).

Современная схема стратиграфии позднедокембрийских и кембрийских отложений этой территории (табл. 25) разработана А.В.Авдеевым, Е.В.Альперовичем, Л.И.Боровиковым, Е.Д.Вознесенским, В.В.Донских, Ю.П.Ненашевым, Н.А.Пупышевым, Г.Н.Филатовым (Боровиков, Борсук, 1961; Альперович, 1971; Альперович, Лагай, 1972; Авдеев, Альперович, Вознесенский, 1972; Авдеев, Альперович, Вознесенский и др., 1972; Авдеев, Альперович и др., 1974). Всеми исследователями выделяется две структурно-фациальные зоны, которые, по нашим данным, представляют собой два прогиба, разделенные относительным поднятием (см.рис. 26).

Чагогайская (Алтынсыганская) структурно-фациальная зона охватывает северо-западную часть Актау-Моинтинского антиклинория. В ее пределах образования венда и кембрия залегают несогласно на порфиридах предположительно среднепротерозойского возраста (Зайцев, Филатова, 1971). Разрезы венда и кембрия здесь характеризуются наибольшей полнотой и состоят из преобладающих аркозовых песчаных и карбонатных пород (табл. 24. См. вкладку).

Шундинская (Киикская) структурно-фациальная зона занимает восточную часть Актау-Моинтинского антиклинория. В этой зоне отложения венда и кембрия залегают несогласно на древних кварцитовых и сланцевых толщах. Их разрезы отличаются маломощностью, обилием перерывов в осадконакоплении. Здесь имеются конгломераты, в частности тиллоиды; среди песчаников преобладают кварцевые разновидности (см. табл. 24).

В пределах каждой структурно-фациальной зоны последовательность отложений можно считать в настоящее время установленной. Наибольшее затруднение вызывает сопоставление разрезов этих структурно-фациальных зон. Верхняя граница венда точно не установлена. Вероятно, она проходит внутри единого терригенно-карбонатного комплекса отложений. Нами принята схема сопоставления, показанная в табл. 24. Она отличается от разработанных ранее схем Е.В.Альперовича, В.Д.Вознесенского, Н.А.Пупышева главным образом иным пониманием возраста кызылжарской свиты, которая, благодаря новым находкам ископаемой фауны Н.А.Пупышевым (1974) и позже Н.К.Ившиным, должна быть отнесена к среднему кембрию и параллелизоваться с аксуранской свитой. Если это так, то лежащая ниже кызылжарской басагинская свита может соответствовать не только нижнему кембрию,

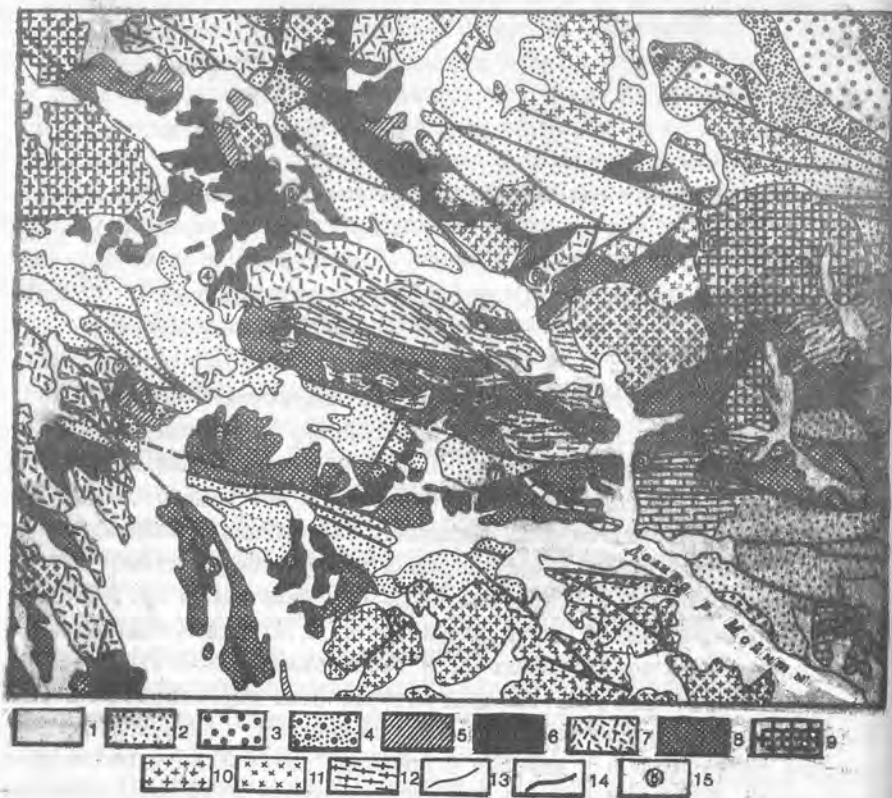


Рис. 26. Схематическая геологическая карта Актау-Моинтинского антиклинория. Составлена по материалам А.В.Авдеева, Е.В.Альперовича, В.Д.Вознесенского, Ю.П.Ненашева, Н.А.Пупышева и др.:

1 - кайнозой; 2 - средний палеозой; 3 - силур; ордовик (4,5); 4 - средний и верхний отделы; 5 - нижний и средний отделы; 6 - венд и кембрий. Средний протерозой: 7 - алтынсыганская свита; 8 - айкарлинская и сумуанакская свиты. Интрузивные комплексы (9-12): 9 - каменноугольный; 10 - девонский; 11 - ордовикский; 12 - среднепротерозойский; 13 - геологические границы; 14 - разрывные нарушения; 15 - номера разрезов, изображенных на рис. 27



но и охватывать верхи венда и, таким образом, ее нижнюю пачку, возможно, следует сопоставлять с верхней частью копальской свиты Шундинской структурно-фациальной зоны.

## Венд

### Байэпшинская свита

Байэпшинская свита в современном понимании обособлена В.Д.Вознесенским (1971). Область ее распространения ограничена бассейном р.Быдыкдак, западным склоном горы Байэпше, гор Котыр-тас и Копал. Она сложена преимущественно аркозовыми, субаркозовыми и кварцевыми песчаниками, гравелитами, прослоями и линзами конгломератов. В виде единичных прослоев присутствуют алевролиты, филлиты, кристаллокластические туфы липаритовых порфиров. Гробо-обломочные породы встречаются лишь в маломощных разрезах. В гальке конгломератов преобладают кварциты, слюдяные кварциты, в меньшем количестве встречены гальки кварца, иногда кремнистые породы, глинистые сланцы, мелкие гальки порфировидов среднего протерозоя.

Байэпшинская свита залегает несогласно на порфироидах среднего протерозоя, местами выполняя впадины древнего рельефа (рис. 27, см. вкладку). При этом мощность свиты изменяется настолько резко, что позволяет предполагать тектонические ограничения этих впадин. Возможно, осадконакопление происходило главным образом в пределах отдельных грабенов, образовавшихся при раздроблении древнего геоантиклинального поднятия (рис. 28, см. вкладку). Наиболее крупный грабенообразный Байэпшинский прогиб, наиболее четко проявленный в окрестностях урочища Алтынсынган (см.рис. 28), протягивается, по-видимому, в близмеридиональном направлении от окрестностей пос. Кызылтау на севере до горы Айгуршкан на юге.

В пределах этого прогиба байэпшинская свита достигает максимальной мощности 700 м. Наиболее полный разрез описан нами в урочище Алтынсынган (см.рис. 28, рис. 29). Здесь на порфироидах алтынсынганской свиты снизу вверх залегают:

Мощность, м

- I. Аркозовые песчаники (дресвяники) розовато-серые, состоящие из неокатанных обломков калиевых шпатов и кварца, погруженных в кварцево-серпичитовую массу. Среди песчаников имеются

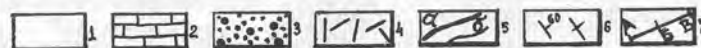
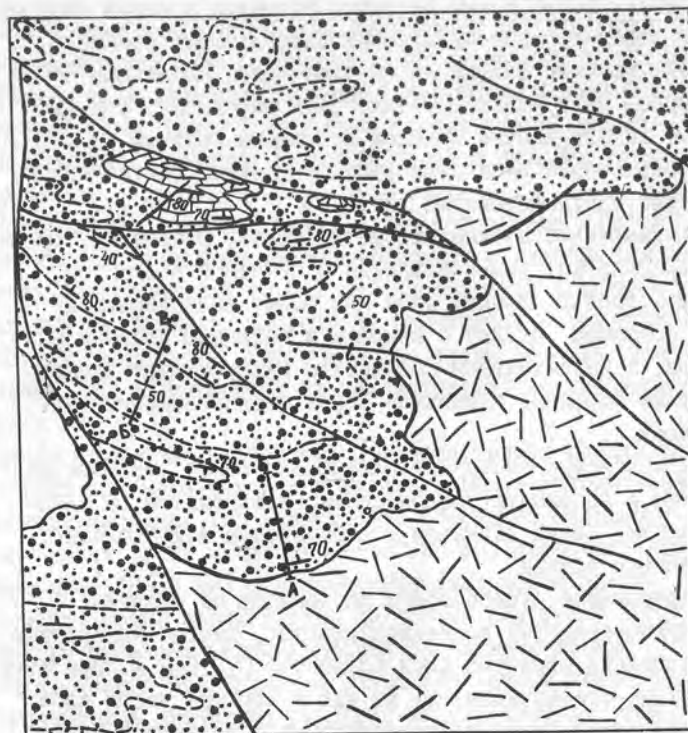


Рис. 29. Геологическая карта окрестностей урочища Алтынсынган:

I - кайнозой; венд (2-3): 2 - копальская свита; 3 - байэпшинская свита; 4 - средний протерозой, алтынсынганская свита; 5 - разрывные нарушения (а), геологические границы (б); 6 - залегание пород наклонное и вертикальное; 7 - местоположение оппсаных разрезов

- тонкие (0,3-0,5 см) частично размытые прослой лиловых гематито-серицито-кварцевых алевритистых сланцев . . . 8-9
2. Субаркозовые песчаники светло-серые, массивные от грубо- до среднезернистых, разномерные; отдельные невыдержанные прослой обогащены гравием . . . . . 15
  3. Субаркозовые песчаники светло-зеленые, светло-серые, мелко-среднезернистые . . . . . 10
  4. Полимиктовые песчаники светло-серые, розоватые, среднезернистые, разномерные с нечеткой волнистой слоистостью. Вверху слоя они более мелкозернистые. В обломках, наряду с кварцем и калиевым полевым шпатом, в значительном количестве присутствуют липаритовые порфиры, единичные зерна серицитизированных пород . . . . . 15
  5. Субаркозовые песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые с прослоями тонкослоистых алевролитов. В алевролитах следы размывов и взламывания неконсолидированного осадка . . . . . 12-13
  6. Чередование субаркозовых песчаников от средне- крупнозернистых до мелкозернистых, иногда алевролиты. Песчаники образуют слой мощностью 0,2-0,7 м. При этом крупно-среднезернистые из них в верхней части слоя становятся более мелкозернистыми с волнистой слоистостью. Мелкозернистые песчаники и алевролиты тонкослоистые, горизонтальнослоистые . . . . . 20
  7. Аркозовые песчаники крупносреднезернистые, массивные, нечетковолнистослоистые. В кровле слоя они становятся более мелкозернистыми . . . . . II
  8. Аркозовые песчаники розовато-серые грубослоистые, крупносреднезернистые. Они образуют массивные выходы и слагают слои мощностью 0,5-3 м. Внутри прослоев наблюдается градационная слоистость - в верхней части волнистая, в нижней нечеткая, неправильная. Слои песчаников разделены 5-40 см прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов тонкослоистых, волнистослоистых. В средней части пачки десятиметровый горизонт желтовато-серых, зеленоватых микрослоистых алевролитов и тонкозернистых песчаников . . . . . 60

9. Монотонная толща аркозовых песчаников грубозернистых, гравелитистых, разномерных, крупнозернистых розовато-серых, реже лиловых с нечеткой волнистой градационной слоистостью. Между отдельными слоями иногда имеются маломощные, частично размытые прослой лиловых алевролитов . . . . . 120-130
10. Пачка пород, близкая пачке 9, но содержащая большее (50%) количество прослоев зеленовато-серых и лиловых слюдястых тонкослоистых (0,5-1 см) алевролитов и мелкозернистых песчаников. Слоистость песчаников более тонкая, четкая, волнистая. Многочисленны следы размыва алевролитов, на поверхностях их напластования мелкие знаки ряби . . . . . 70
- II. Пачка аркозовых песчаников преимущественно среднезернистых лиловато-розовых и лиловых. Более грубый обломочный материал (до гравелитов) обогащает основание волнистых серий мощностью до 30-40 см. Встречено два прослоя (10-15 см) с однонаправленной косой слоистостью. Косые серии падают на восток под углом 30°. Внутри прослоев мелкозернистых песчаников иногда видна тонкая неправильная "перистая" косая слоистость 30
12. Суаркозовые песчаники розовато-серые, светлые, тонкоплитчатые. Преобладают средне-, крупнозернистые плохо отсортированные разности песчаников, среди них - прослой слюдястых мелкозернистых песчаников и алевролитов. В верхах пачки наблюдается очень четкая волнистая слоистость . . . . . 60
13. Субаркозовые и кварцевые песчаники среднезернистые, светлые, зеленовато-серые, волнистослоистые, тонкоплитчатые . . . . . 80
14. Кварцевые мелкозернистые песчаники и алевролиты зеленовато-серого цвета . . . . . 10
15. Субаркозовые и кварцевые песчаники, близкие пачке 13. Пронизаны жилами кварца и полевого шпата . . . . . 90

Суммарная мощность разреза около 600 м. Истинная мощность байэпшинской свиты на этом участке несколько больше (около 700 м) - верхняя часть приведенного разреза срезана разрывом. В нижней части байэпшинской свиты преобладают аркозовые песчаники, в верхней части (слои 12-15) - субаркозовые и кварцевые. Для

всей толщи в целом наиболее характерна грубая нечеткая горизонтальная и волнистая слоистость прибрежно-морского типа. Лишь в мелкозернистых песчаниках и алевролитах встречается тонкая горизонтальная слоистость, в единичных прослоях можно наблюдать однонаправленную косую слоистость типа потоков.

По направлению на запад и юго-запад от урочища Алтынсынган мощность байэпшинской свиты резко сокращается (см. рис. 27). Так западнее горы Байэпше (рис. 30, см. вкладку) нами описан следующий разрез:

Мощность, м

1. Конгломераты темно-лиловые, валунные, галька размером от 1 до 30 см хорошей окатанности, округлой формы. Наиболее крупные валуны в средней части слоя. В гальке светло-серые и темно-лиловые кварциты, кварцито-песчаники, редко мелкие гальки глинистых сланцев и порфиroidов. Основная масса конгломератов - разнозернистый аркозовый песчаник с серицитовым цементом . . . . . 4
2. Субаркозовые песчаники светло-зеленые, осветленные с примазками медной зелени, рассланцованные. Видимо образованы за счет размыва порфиroidов. В обломках кварц, реже полевой шпат, по слоистости плоские гальки глинистых сланцев . . . . . 6
3. Темно-лиловые алевролиты, песчаные алевролиты, тонкослоистые, слюдистые. В породах в небольшом количестве присутствует пирокластический материал кислого состава в виде рогульчатых и зернистых зерен кварца . . . . . 0,5
4. Конгломераты, аналогичные слою 1 . . . . . 3
5. Субаркозовые песчаники, аналогичные слою 2 . . . . . 7
6. Конгломераты, аналогичные слою 1, в верхней части слоя переходящие в пудинговые конгломераты и гравелиты . . . . . 4,5
7. Высыпки дресвы субаркозовых песчаников . . . . . 40

Суммарная мощность разреза 75 м.

По направлению к р. Чаюгай байэпшинская свита выклинивается. К востоку от урочища Алтынсынган также происходит уменьшение ее мощности. Так в горах Котырмас описан следующий разрез байэпшинской свиты:

1. Аркозовые песчаники светло-серые, розоватые, крупнозернистые, иногда с мелкими (3 см) гальками кварца 20
2. Высыпки темно-зеленых, лиловато-зеленых пород, представляющих собой сильно измененные диабазовые порфириты . . . . . 2-3
3. Песчаники кварцевые, белые, светло-серые и темно-серые, тонкозернистые, слюдистые . . . . . 3
4. Мелкие высыпки лиловато-серых алевролитов . . . . . 15
5. Аркозовые песчаники светло-серые, розовато-серые, мелкозернистые, массивного сложения . . . . . 3
6. Алевролиты темно-лиловые . . . . . 1  
Не обнажено 8 м.
7. Гравелиты и грубозернистые, разнозернистые песчаники розовато-серые, лиловато-серые с тонкими прослоями лиловых. Песчаники преимущественно кварцевого состава, косослоистые. Мощность косых серий 5 см . . 15  
Не обнажено, редкие высыпки песчаников - 40 м.
8. Кварцевые песчаники лиловые, розовые, очень крепкие, сливные, нечеткослоистые. Слоистость обусловлена чередованием среднезернистых и разнозернистых, преимущественно крупнозернистых разностей . . . . . 30  
Не обнажено 15 м.
9. Песчаники, аналогичные слою 8 . . . . . 10  
Суммарная мощность разреза около 170 м.

Мощность байэпшинской свиты в Байэпшинском прогибе резко увеличивается. В нижних частях разрезов преобладают аркозовые, а в верхних в пределах прогиба и вне его - субаркозовые и кварцевые песчаники. Эти обстоятельства заставляют считать, что нижняя часть разреза урочища Алтынсынган не распространялась за пределы прогиба и отсутствовала на остальной территории Актау-Моинтинского поднятия (см. рис. 28). Верхняя часть разреза, начинающаяся пачкой красноцветных аркозовых и субаркозовых песчаников и алевролитов (слой 11 разреза урочища Алтынсынган, слой 7 гор Котырмас) отвечает стадии заполнения древней ложбины и распространения осадконакопления на большую часть площади Актау-Моинтинского антиклинория. После выравнивания рельефа и с увеличением расстояния до источников сноса связано изменение состава песчаников - в обломках начи-

нает преобладать кварц. Количество кварцевых песчаников увеличивается по направлению на восток к Шундинской структурно-фациальной зоне. Здесь байэшинская свита залегает на древних кварцитовых толщах (рис. 31, см. вкладку; см. рис. 28, разрез гор Копал). Небольшим поднятиям, по-видимому, соответствуют маломощные разрезы с преобладанием красноцветных пород и линзами конгломератов (см. рис. 28).

В Шундинской структурно-фациальной зоне к аналогам байэшинской свиты, возможно лишь ее верхней части, в которой преобладают кварцевые песчаники, вслед за Е.В. Альперовичем (1971) и Н.А. Пупышевым (1974), мы относим кенелинскую свиту. Промежуточным при этом является разрез гор Копал. Точка зрения В.Д. Вознесенского (1971) о соответствии кенелинской свиты алтынсинганской свите порфиритов, а также байэшинской свите представляется маловероятной, так как алтынсинганская свита находится в одном комплексе со сланцево-кварцитовыми сериями среднего (?) протерозоя и явно подстилает рассматриваемые толщи. Туфы, которые В.Д. Вознесенский отмечает в кенелинской свите, отличаются по составу от типичных порфиритов алтынсинганской свиты. Кроме того пирокластический материал кислого состава иногда присутствует в песчаниках байэшинской свиты, залегающих на алтынсинганской.

#### К е н е л и н с к а я   с в и т а

Кенелинская свита выделена В.Д. Вознесенским в 1966 г. Она распространена в окрестностях гор Кенелы и Айкарлы, где залегает на рванной поверхности кварцитов актауской и глинистых сланцев айкарлинской свит. Она образована за счет разрушения кварцитов и поэтому, в отличие от байэшинской свиты, имеет преобладающий кварцевый состав обломочных пород. Свита состоит из валунных конгломератов с галькой кварцитов, кварцевых песчаников и кварцито-песчаников с единичными прослоями филлитов, алевролитов и порфиритов (?). Мощность кенелинской свиты изменяется от 150 до 230 м.

В горах Айкарлы описан следующий полный разрез кенелинской свиты (снизу вверх):

Мощность, м

I. Конгломераты валунные, в отдельных участках переходят в глибовые. Валуны и гальки размером от 0,5 см до 0,6 м, чаще 10-20 см, имеют хорошую окатанность, почти шарообразную или округло-уплощенную форму.

- Валуны и гальки плотно прилегают друг к другу; между крупными располагаются более мелкие. Цемент типа выполнения пор кварцитовидный, плотный. Среди более мелкогалечных разностей встречается обильный цемент типа соприкосновения и базальный, представленный кварцевой массой светло-серого цвета. В гальках и валунах - кварциты, тонкослоистые кварциты, очень редки гальки глинистых сланцев айкарлинской свиты протерозоя. Конгломераты грубослоистые, мощность отдельных прослоев 1-3 м . . . . . 30
2. Кварцевые песчаники зеленовато-серые, от среднезернистых до тонкозернистых, с редкими гравийными зернами, иногда мелкими гальками кварцитов. Песчаники грубослоистые (10-30 см), на поверхности напластования - знаки ряби и иероглифы. По простиранию они переходят в гравелиты и пудинговые конгломераты. . . . . 10
3. Кварцевые песчаники светло-серые, от грубозернистых до тонкозернистых, тонкоплитчатые (1-3 см) . . . . . 20
4. Конгломераты, близкие слою I, но более мелкогалечные . . . . . 10
5. Полимиктовые песчаники светло-серые, ожелезненные, с прослоями табачно-зеленых алевролитов . . . . . 20
6. Конгломераты светло-желтые, в основании мелкогалечные, пудинговые, вверх по разрезу быстро сменяющиеся валунными. Далее чередуются разности валунные и мелкогалечные с мощностью прослоев 8-10 м. Мелкогалечные разности обладают более обильным цементом, иногда переходят в пудинговые кварцевые песчаники с кремнисто-серицитовым цементом . . . . . 70
7. Валунные конгломераты с очень плотным и скудным кварцевым цементом . . . . . 10
8. Кварцито-песчаники светло-серые, белые, чаще желтоватые из-за ожелезнения; от тонкозернистых до среднезернистых с отдельными маломощными прослоями и линзами гравелитов и пудинговых мелкогалечных конгломератов. Отдельные разности кварцито-песчаников тонкослоистые и косослоистые . . . . . 30
- Суммарная мощность разреза 200 м.

Выше следуют доломитистые песчаники копальской свиты.

Разрез кенелинской свиты в горах Кенелы близок описанному выше. Однако здесь более четко выделяется два горизонта конгломератов, разделенные пачкой кварцито-песчаников. Кроме того в цементе нижнего горизонта конгломератов присутствуют пирокласты кварца, а выше залегает выклинивающийся прослой кристаллокластических туфов липаритового состава. Наиболее мощный (10 м) прослой порфиридов в кенелинской свите встречен в восточных отрогах гор Копал.

Сравнивая байэпшинскую и кенелинскую свиты, можно заключить, что основное различие имеется в составе обломочных пород, главным образом песчаников, сформированных за счет различных источников сноса. В байэпшинской свите в том или ином количестве присутствует полевошпатовый материал, образовавшийся при размыве порфиридов. Кенелинская свита имеет исключительно кварцевый состав — она является продуктом разрушения и перемива кварцитовых толщ. Промежуточным разрезом является разрез гор Копал. Здесь также распространены исключительно кварцевые песчаники и кварцито-песчаники, имеющие лиловую окраску, более характерную для байэпшинской свиты.

Другой особенностью кенелинской свиты является горизонт порфиридов. Именно этот признак послужил основанием В.Д.Вознесенскому сопоставлять эту свиту не только с байэпшинской, но и с алтынсынганской свитой порфиридов. Однако этот признак не может иметь существенного значения, так как пирокластический материал кислого состава иногда присутствует и в песчаниках байэпшинской свиты. Отличительной особенностью вулканогенного материала в породах кенелинской и байэпшинской свит является исключительно кварцевый состав кристаллокластов, в то время как в алтынсынганской свите преобладают кристаллокласты калиевого полевого шпата.

#### Копальская свита

Копальская свита впервые выделена В.Д.Вознесенским. Область ее распространения шире байэпшинской и кенелинской свит. Выходы этой свиты известны на водоразделе рек Чажогай и Абылхаир, западнее горы Байэпше, в верховьях р.Балкылдаг, в горах Котырмас, Копал, Кенелы, Аксуран, Айкарлы и др. Повсюду она согласно залегает на байэпшинской или кенелинской свите, а в западной части территории трансгрессивно перекрывает порфириды алтынсынганской свиты. В пределах Чажогайской структурно-фациальной зоны копальская

свита согласно, иногда с постепенным литологическим переходом сменяется карбонатными породами басагинской свиты. В Шундинской структурно-фациальной зоне она в едином непрерывном разрезе перекрывается аксуранской свитой среднего кембрия.

Соотношение разрезов свиты в пределах двух зон не вполне ясно. По-видимому, копальская свита Шундинской структурно-фациальной зоны соответствует копальской свите и нижней части басагинской свиты Чажогайской структурно-фациальной зоны. Это предположение основано на том, что разрезы Чажогайской структурно-фациальной зоны отличаются большой мощностью, полнотой, отсутствием перерывов в осадконакоплении. В то же время копальская свита здесь маломощна, но тесно связана с басагинской свитой. Кроме того басагинская свита Чажогайской структурно-фациальной зоны и копальская свита Шундинской структурно-фациальной зоны согласно сменяются средним кембрием (соответственно кызылжарской и аксуранской свитами).

В Чажогайской структурно-фациальной зоне копальская свита состоит из светло-серых, серых и палевых кварцевых песчаников с доломитистым цементом, палевых тонкозернистых доломитов, окремнелых доломитов. Для свиты характерна заметная фациальная изменчивость, проявляющаяся в сокращении по направлению на юго-запад количества карбонатных пород и мощности свиты. Так, на водоразделе рек Абылхаир и Чажогай к копальской свите отнесена пачка (мощностью от 5 до 30 м) кварцевых песчаников и гравелитов, кварцитовидных песчаников и гравелитов, включающих маломощный горизонт желто-бурых обохренных окремнелых доломитов. Северо-восточнее, на правом берегу ручья Балкылдаг (см.рис. 30), в 9 км к северу от горы Байэпше, копальская свита имеет следующее строение (снизу вверх, выше песчаников байэпшинской свиты):

Мощность, м

1. Доломиты мелкозернистые, бурные, палевые, в отдельных участках окремнелые, местами содержащие желваки кремней; тонкослоистые, иногда слоистость подчеркивается благодаря обогащению отдельных слоев и линз гравийными зернами кварца . . . . . 0,5-15
2. Кварцевые гравелиты и мелкогалечные конгломераты с галькой кварцитов и изредка — черных кремнистых пород . . . . . 5-7

3. Доломитистые, преимущественно кварцевые, разномерные песчаники . . . . . 45  
 Суммарная мощность свиты 65 м. Выше следуют онколитовые доломиты басагинской свиты.

В урочище Алтынсынган и в горах Котырмас, по данным А.В. Авдеева и И.П. Михневича, мощность копальской свиты достигает 200 м. В ней чередуются розовые и палевые доломиты, доломитистые алевролиты и кварцевые песчаники.

В Шундинской структурно-фациальной зоне копальская свита согласно, но, по-видимому, со скрытым размывом залегает на кварцито-песчаниках кенелинской свиты. Характерная особенность копальской свиты в этой зоне — появление горизонтов тиллоидов. Наиболее полный опорный разрез свиты описан нами в восточных отрогах гор Копал в 3 км к северо-востоку от пос. Киик. Здесь снизу вверх залегают следующие слои:

Мощность, м

1. Доломиты желто-бурые тонкоплитчатые, глинистые, песчаные . . . . . 10-15
2. Доломиты среднеслоистые (3-5 см) с редкими и маломощными прослоями зеленоватых доломитистых песчаников и лиловых алевролитов (до 0,5 м). Доломиты образуют многослой. В нижней части многослоя присутствуют тонкослоистые разности доломитов, в верхней — массивные. Между многослоями иногда видны следы размывов . . . . . 60
3. Алевролиты и мелкозернистые кварцевые песчаники темно-лиловые с пятнами и полосами вторичного осветления. В нижней части слоя они тонкослоистые, в верхней массивные. На поверхностях напластования имеются плоские гальки лиловых аргиллитов . . . . . 5  
 Перерыв в обнажении 9 м.
4. Переслаивание серовато-зеленых и лиловых алевролитистых аргиллитов с редкой и рассеянной галькой доломитов . . . . . 3,5
5. Доломиты палевые, розоватые, тонкослоистые (1 см) мелкокристаллические . . . . . 8
6. Тиллоиды, представляющие собой светло-зеленый, голубовато-зеленый алевролит с редкой рассеянной галькой кварцитов и доломитов . . . . . 6

7. Алевролиты, алевролитистые аргиллиты темно-лиловые с очень редкой и мелкой галькой . . . . . 0,5
8. Тиллоиды, представляющие собой светло-зеленые, серовато-зеленые глинистые сланцы и алевролиты с включениями редких осколчатых обломков доломитов, галек кварцитов, хлоритизированных пород . . . . . 15
9. Доломиты бурные, на свежем сколе серые, мелкокристаллические, массивные, в основании слоя окремнены 3
10. Тиллоиды, аналогичные слою 8. Рассечены дайкой диабазов . . . . . 25
- II. Доломиты бурные, на свежем сколе серые, мелкокристаллические, массивные . . . . . 5  
 Выше следуют песчаники аксуранской свиты (кашкенбайской свиты, по Н.А. Пупышеву, 1974). Суммарная мощность разреза 150 м.

В горах Айкарлы разрез копальской свиты не полон, отсутствует верхняя часть свиты. Однако, он также четко делится на пачку доломитов и пачку тиллоидов. Здесь мощность копальской свиты увеличивается, так как лишь пачка доломитов составляет не менее 150 м. Доломиты в нижней части разреза песчаные, переслаиваются с доломитистыми песчаниками. Характерна очень тонкая волнистая слоистость и следы послонных оползаний неконсолидированного осадка, маломощные прослои (0,3-1 см) доломитовых брекчий. Выше доломиты становятся более чистыми, массивнослоистыми (10-50 см). Лишь изредка они содержат маломощные прослои доломитистых песчаников и алевролитов. В кровле пачки доломиты тонкоплитчатые, горизонтальнослоистые. Залегающие выше тиллоиды близки к описанным в разрезе восточных отрогов гор Копал. Видимая мощность их не менее 50 м.

Б а с а г и н с к а я с в и т а

Басагинская свита или "гокоевские" известняки впервые описаны Н.А. Пупышевым как толща осолитовых известняков и доломитов. Область распространения этой свиты ограничена Чажогайской структурно-фациальной зоной. Она слагает обширные площади на междуречье Чажогай и Абылхаир, на правом берегу р. Былдыдак, к югу от пос. Кызылтау, в верховьях р. Моинты, в горах Котырмас. Повсюду она согласно сменяет копальскую свиту. Вверх по разрезу она также совершенно согласно сменяется карбонатными породами кызылжарской свиты среднего кембрия. Мощность свиты закономерно возрастает с

востока на запад и северо-запад с 500 до 1500 м и более. Повсюду в ней преобладают доломиты, известковистые доломиты. Известняки занимают подчиненное положение. В нижней части это тонкослоистые, онколитовые и строматолитовые разности, содержащие иногда горизонт кремней (нижняя пачка басагинской свиты); в верхней части доломиты массивнослоистые мелко- и среднекристаллические (верхняя пачка басагинской свиты).

Наиболее характерным относительно маломощным разрезом басагинской свиты является разрез в горах Котырмас. Здесь на доломитистых и кварцевых песчаниках копальской свиты снизу вверх залегают:

Мощность, м

1. Доломиты темно-серые. Переслаиваются онколитовые, тонкослоистые и брекчиевидные разности. Брекчиевидные и тонкослоистые доломиты образуют многослои с толщиной прослоев внутри многослоя 5-30 см. Мощность многослоев и прослоев онколитовых разностей около 0,5-0,7 м. Среди тонкослоистых доломитов встречены косослоистые с углом наклона косых серий около 5-10°. . . . . 50
2. Известняки и доломитизированные известняки, серые и темно-серые, тонкослоистые, иногда со следами по-  
слойных оползаний . . . . . 50
3. Доломиты и известковистые доломиты темно-серые и  
серые, тонкокристаллические, массивнослоистые . . . . . 400-450

Суммарная мощность свиты 500-550 м. Выше без перерыва следуют доломиты, известняки и кремнистые алевролиты, близкие к породам аксуранской свиты среднего кембрия.

По направлению на запад мощность басагинской свиты возрастает. Так, в верховьях р. Чажогай (рис. 32) выше кварцевых песчаников копальской свиты нами описана следующая последовательность пород:

Мощность, м

1. Доломиты серые, тонкослоистые и онколитовые . . . . . 250
2. Доломиты темно-серые, массивные, тонкокристаллические . . . . . 100
3. Доломиты и доломитистые известняки серые и светло-серые, тонкокристаллические, массивные, постепенно

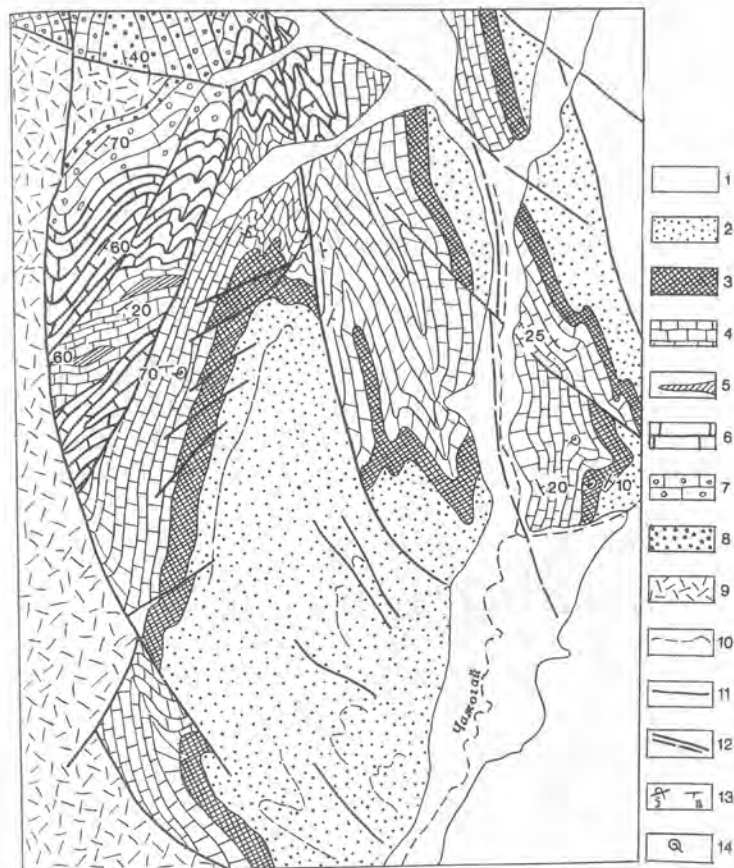
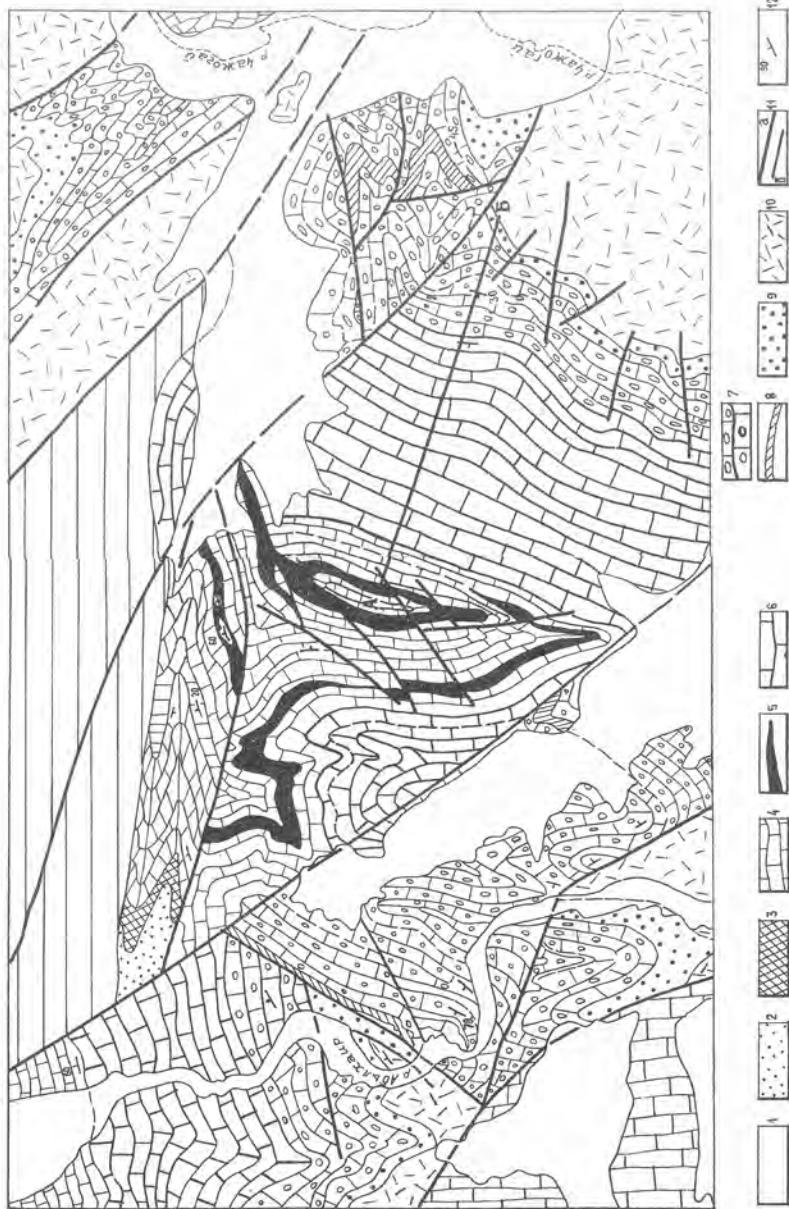


Рис. 32. Геологическая карта верховьев р. Чажогай (составлена Т. Н. Херасковой с использованием материалов Н. К. Ившина).  
1 - кайнозой; ордовикская система (2-3): 2 - средний и верхний отделы - когедейская свита; 3 - нижний и средний отделы - чажогайская свита; 4 - кембрийская система, средний отдел, кызыл-жарская свита; 5 - горизонт кремней в кызылжарской свите; венд-кембрий басагинская свита (6-7): 6 - верхняя подсвита, 7 - нижняя подсвита; 8 - венд, байэпшинская свита; 9 - средний протерозой, алтынсынганская свита; 10 - пласты и пачки пород; 11 - геологические границы; 12 - разрывные нарушения достоверные и предполагаемые под покровом кайнозойских отложений; 13 - элементы залегания пород: наклонные (а) и запрокинутые (б); 14 - места нахождения ископаемой фауны



переходят в среднеслоистые (10–30 см). В пачке встречены горизонты карбонатных брекчий, в обломках которых кроме карбонатных пород иногда встречаются бурые кремни . . . . . 500

Суммарная мощность разреза 800–850 м. Выше без видимого перерыва следуют карбонатные породы кызылжарской свиты.

В 6 км к югу, юго-западу на водоразделе рек Чажогай и Абылхайр (рис. 33) мощность басагинской свиты возрастает до 1000 м. К северо-западу от р. Чажогай, в окрестностях пос. Кызылтау, мощность басагинской свиты, по данным Е.В. Альперовича (1971), достигает 3000 м.

В Шундинской структурно-фациальной зоне басагинская свита отсутствует. Возможно, как было показано выше, ей соответствует там частично копальская свита.

Басагинская свита вверх по разрезу без видимого перерыва сменяется кызылжарской, представленной известняками, доломитами, кремнистыми известняками с маломощными прослоями кремней. Мощность кызылжарской свиты изменяется от 150 до 500–600 м. Маломощные разрезы отличаются повышенной фосфатностью и присутствием горизонтов (разрез в верховьях р. Чажогай). Кызылжарская свита содержит ископаемые остатки трилобитов среднего кембрия (Пупышев, 1974), а по данным Н.К. Ившина – хиолитов и брахиопод.

В Шундинской структурно-фациальной зоне кызылжарской свите близка по возрасту аксуранская. При этом промежуточным по литологическому составу является разрез в горах Котырмас (см. рис. 27). В нижней части аксуранской свиты преобладают фосфатные песчаники и углисто-глинистые сланцы, в верхней – переслаивающиеся

Рис. 33. Геологическая карта междуречья Абылхайр и Чажогай (составлена Т.Н. Херасковой с использованием материалов Н.К. Ившина).

I – кайнозой; 2 – средний и верхний ордовик, когедейская свита; 3 – нижний и средний ордовик, чажогайская свита; 4 – средний кембрий, кызылжарская свита; 5 – горизонты кремней в кызылжарской свите; венд – нижний кембрий, басагинская свита (6–8): 6 – верхняя подсвита, 7 – нижняя подсвита, 8 – кремнистые доломиты в нижней подсвите; 9 – венд, копальская свита; 10 – средний протерозой, алтынсынганская свита; II – разрывные нарушения (а), геологические границы (б); I2 – элементы залегания пород



## Основные признаки конгломератов кенелинской и байэпшинской свит

Признаки	Конгломераты	
	байэпшинская свита	кенелинская свита
Цвет	темно-лиловый	белый, светло-серый, желтоватый
Размер обломков	0,5-4 см; 0,5-30 см	1,5 см - 0,5 м
Сортировка	средняя	средняя
Форма и окатанность обломков	хорошо окатанная, шарообразной и округло-уплощенной формы, редко плоские и угловатые гальки глинистых сланцев и филлитов	
Состав обломков	кварциты, кварцито-песчаники (95-100%), порфиролиты, полевошпатовые сланцы, светло-зеленые глинистые сланцы, черные кремнистые породы	кварциты, тонкослоистые кварциты, слюдяные кварциты (97-100%). Светло-зеленые и черные глинистые сланцы и филлиты
Заполняющее вещество Состав	аркозовый, субаркозовый или кварцевый песчаник с кварцево-серпичитовым цементом с гематитом	кварцито-песчаник с серпичитовым, кварц-серпичитовым цементом
Количество	мало или очень мало, редко базальный тип заполнения	
Текстура	массивная	грубослоистая, мощность прослоев 1-3 м

алевролиты, аргиллиты, кремнисто-глинистые сланцы и известняки. Мощность аксуранской свиты достигает 250 м. В этой свите Н.А.Пупышевым (1974) собран комплекс трилобитов, позволяющий датировать ее возраст как среднекембрийский.

## Л и т о л о г и ч е с к а я х а р а к т е р и с т и к а

Верхнепротерозойские и кембрийские отложения Актау-Моинтинского антиклинория представлены разнообразным комплексом осадочных пород. Здесь выделяются группы обломочных, глинистых, химических и биохимических пород. Вулканогенные породы практически отсутствуют. Лишь в кенелинской свите фиксируется маломощный горизонт туфов кремнекислого состава. Иногда пирокластический материал кремнекислого состава обнаруживается среди обломочных пород байэпшинской и кенелинской свит.

Группа обломочных пород включает конгломераты, песчаники, алевролиты. К ней отнесены также тиллоиды, представляющие собой породы смешанного состава. В них наряду с обломками различных пород и минералов в значительном количестве присутствует глинистый материал.

Конгломераты распространены в основном в кенелинской свите, в меньшем количестве встречаются в байэпшинской. Сравнительная характеристика конгломератов показана в табл. 25.

Песчаники представлены аркозовыми, субаркозовыми и кварцевыми разновидностями, изредка встречаются полимиктовые. Они преобладают в байэпшинской свите всеми разновидностями. Кварцевые песчаники и кварцито-песчаники слагают значительную часть кенелинской свиты и в виде отдельных прослоев встречены в копальской свите. Сравнительная характеристика песчаников дана в табл. 26. Аркозовые, субаркозовые и полимиктовые песчаники байэпшинской свиты образуют слой мощностью 0,3-3 м. В их нижней части они более грубозернистые, разномасштабные массивные или с нечеткой неправильной, струйчатой субгоризонтальной слоистостью. В верхней части слоев слоистость более четкая и тонкая, чаще всего волнистая. В алевролитах горизонтальная и волнистая слоистость обычно тонкая и четкая. Сравнительно редка однонаправленная слоистость потокового типа, падающая на восток под углом около 30°. Часты следы размывов, знаки ряба, в алевролитах - трещины усыхания. Кварцевые песчаники байэпшинской свиты тонкоплитчатые, отличаются меньшей мощностью косых серий. Кварцевые песчаники и кварцито-песчаники кенелинской

## Сравнительная характеристика песчанников и алевролитов байэшинской, кенелинской и копальской свит

Признаки	СВИТЫ			Копальская
	байэшинская			
	полимиктовые	аркозовые	субаркозовые	кенелинская
Цвет	розовато-серый, розовый, красновато-серый, светлый зеленовато-серый, иногда темно-лиловый	кварцевые	кварцевые	кварцевые песчанники и грациты-песчанники
Зернистость	от мелко- до грубозернистых, часто разнотельные, гравелитистые	кварц (40-50%), ортоклаз, альбитизированный (20-30%), эффузивы (20-30%)	кварц (40-50%), ортоклаз, альбитизированный (20-30%), эффузивы (20-30%)	светло-серый, белый, желтовато-белый
Состав зерен Преобладают	кварц (40-50%), ортоклаз, альбитизированный (20-30%), эффузивы (20-30%)	кварц (40-50%), ортоклаз, альбитизированный (20-30%), эффузивы (20-30%)	кварц (60-80%), ортоклаз, альбитизированный (20-40%), иногда кристаллокласты кварца	от мелко- до среднезернистых, часто разнотельные
				кварц (90-95%)
				кварц (99-100%)

192

Основная смесь	микроклин, микропертит, серицитовые сланцы	микроклин, альбит, гранофидр, эффузивы (20-30%)	эффузивы кислого состава, кварциты	ортоклаз, эффузивы кислого состава, кварциты	кварциты, серицитовые сланцы	-
Акцессорные минералы	циркон, лейкоксенизованный ильменит	циркон, турмалин, лейкоксенизованный ильменит	циркон, лейкоксенизованный ильменит	циркон, турмалин, лейкоксенизованный ильменит	циркон, турмалин, ильменит	циркон, гематит, лейкоксенизованный ильменит
Окатанность зерен	средняя и хорошая, зерна кварца нередко сохраняют заливчатую форму, характерную для эффузивов	средняя и хорошая, зерна кварца нередко сохраняют заливчатую форму, характерную для эффузивов	большая частью хорошая, реже средняя	большая частью хорошая, реже средняя	средняя, реже хорошая	хорошая и средняя
Цемент:						
а) состав	кварцево-серицитовый, в красноватых участках с гематитом, кварцевый, иногда небольшое количество хлорита	кварцево-серицитовый, в красноватых участках с гематитом, кварцевый, иногда небольшое количество хлорита	кварцево-серицитовый, кварцевый, иногда с гематитом	кварцево-серицитовый, кварцевый, иногда с гематитом	кварцевый, кварцево-серицитовый с гематитом	доломитовый, кварцево-доломитовый, кварцевый с примесью серицита, хлорито-серицитовый
б) количество и тип цементации	базальный микрогранулолепидобластовый ступтур, кварцевый нарастания, иногда поровый	базальный микрогранулолепидобластовый ступтур, кварцевый нарастания, иногда поровый	базальный, тип на выполнения пор, нарастания	базальный, тип на выполнения пор, нарастания	нарастания, поровый, реже ступтуровый	базальный, типа сопряжения поровый, нарастания

193

свиты образуют слой мощностью 5–30 см, обладают массивной, нечеткослоистой текстурой, нередко тонкой волнистой слоистостью. Мощность волнистых серий (до 5–10 см) в целом меньше, чем в песчаниках байэпшинской свиты. Как и в байэпшинской свите, на поверхностях напластования часто знаки ряби. Для кварцевых доломитистых песчаников и кварцито-песчаников копальской свиты характерна горизонтальная слоистость, причем отдельные слойки обогащены более грубым, часто гравийным материалом.

Тиллоиды распространены в копальской свите в пределах Шундинской структурно-фациальной зоны. Это породы своеобразного облика, представляющие собой аргиллит, глинистый сланец или глинистый алевролит зеленовато-серого, темно-серого или серовато-зеленого, иногда темно-лилового цвета с включением редких гравийных зерен и галек, чаще всего размером 3–4 см, доломитов, иногда кварцитов, темно-зеленых хлоритизированных пород. Н.А.Пупышев отмечает кроме того в гальках кварцитовые сланцы, полосчатые алевролиты, кремнистые породы, а В.Д.Вознесенский — примесь пирокластического материала. Доломиты в обломках не окатаны. По-видимому, они представляют собой остатки размытых или оползших слоев доломитов, которые иногда встречаются среди тиллоидов. Гальки прочих пород окатанной и угловато-окатанной формы.

Группа химических и биохимических пород представлена карбонатными породами, среди которых преобладают доломиты. Меньшее значение имеют известняки и известковистые доломиты<sup>I</sup>. Карбонатными породами сложена басагинская свита, а также значительная часть копальской. В копальской свите доломиты, по-видимому, первичные. В басагинской широко проявлены процессы доломитизации, особенно четко устанавливаемые в разностях с онколитами и катаграфиями. Здесь в равномерном доломитовом агрегате по расположению углистых и пелитовых частиц часто видны лишь тени органогенных структур. При этом зерна доломита секут контуры органогенных образований. Наибольшее количество чистых доломитов в басагинской свите имеется на водоразделе рек Чажогай и Абылхаир. Карбонатные породы из нижних частей басагинской свиты и из копальской в пределах Чажогайской структурно-фациальной зоны обогащены кремнеземом. Здесь части стяжения кремней и маломощные горизонты окремнелых

<sup>I</sup> Карбонаты определялись методом рентгеновской дифрактометрии.

карбонатных пород. Основные признаки карбонатных пород приведены в табл.27.

Вулканогенные породы распространены ограниченно, причем большая их часть может быть отнесена к этой группе условно. Маломощный горизонт туфов кислого состава прослеживается в нижней части кенелинской свиты, близкие к ним образования имеются в байэпшинской свите западнее горы Байэше. Кристаллокласты кварца (предположительно пирокластического происхождения) имеются в основной массе конгломератов кенелинской свиты, иногда в тиллоидах копальской свиты. Отличительная особенность этих пирокластических и пирокласто-осадочных пород — наличие осколков кристаллов и резорбированных зерен кварца, при полном отсутствии полевых шпатов, столь характерных для среднепротерозойских порфироидных толщ (алтынсыганской свиты и др.). Кристаллокласты составляют 20–30% породы и погружены в криптозернистый или микрозернистый серицито-кварцевый (иногда с хлоритом) более или менее рассланцованный агрегат. Специфический состав пород не позволяет с полной уверенностью считать их вулканогенными. Однако присутствие этих пород в кенелинской и байэпшинской свитах может служить дополнительным признаком для их сопоставления.

#### Д а н н ы е о в о з р а с т е

В Шундинской структурно-фациальной зоне наиболее древние остатки скелетной фауны встречены в аксуранской свите. Здесь Н.А.Пупышевым (1974) собраны, а Н.К.Ившиным (1974), Н.Е.Чернышевой, Л.Н.Краськовым определены комплексы трилобитов, позволяющие выделить четыре разновозрастных фаунистических горизонта кембрия: агырекский с *Schistocephalus* — *Chondragraulus* *Peronopsis scutalus* ( $e^1_2$ ), бошесорский с *Diplagnostus* — *Cotalagnostus confusus* ( $e^2_2$ ), алкамергенский с *Lejopyge laevigata* — *Goniagnostus spinifer* ( $e^2_2$ ) и акмолинский с *Blackwelderia* — *Homagnostus fecundus* ( $e^1_3$ ). Все ископаемые остатки встречены в верхней пачке аксуранской свиты. Нижняя пачка (коккемерская свита, по Н.А.Пупышеву) лишена органических остатков, но она согласно подстилает верхнюю пачку, подошва которой соответствует низам среднего кембрия и, возможно, может соответствовать верхам нижнего кембрия.

В Чажогайской структурно-фациальной зоне аксуранской свите близка по возрасту кызылжарская свита, в верхах которой Н.А.Пу-

## Основные признаки карбонатных пород

Признаки	Басагинская свита		Копальская свита
	нижняя пачка	верхняя пачка	
Цвет	серый, темно-серый, редко светло-серый	серый, темно-серый, редко светло-серый	серый, на выветрелой поверхности бурый, желто-бурый
Состав	доломит (70-100%) кальцит (0-30%)	кальцит (10-100%) доломит (0-100%)	доломит 100%
Структура	органогенная (онколиты, катаграфиты, строматолиты), мелкокристаллическая, брекчьевая	мелко- и среднекристаллическая, иногда брекчьевая	мелко- и среднекристаллическая
Характер слоистости	горизонтальная, тонкослоистая, среднеслоистая, иногда косая слоистость	горизонтальная массивно- и среднеслоистая	средне- и грубослоистая, иногда косая слоистость, слоистые оползания, размыты
Основные примеси	кварц хемогенный (желваки кремней)	-	обломочный кварц, серицит, хемогенный кварц (желваки кремней, окремнелые доломиты)
Парагенез	однородная карбонатная толща	-	тиллоиды, доломитистые песчаники

пышевым собраны трилобиты, которые по заключению М.К.Аполлонова и Г.Х.Ергамева, являются поздне-, среднекембрийскими (майский горизонт): *Dorypyge Dames*, *Peronopsis Corda*, *Goniagnostus Howell*, *Anomocaridae*. Приводившиеся ранее Е.А.Альперовичем и А.С.Лагай (1965) указания на наличие в этих слоях тремадокских форм *Buloma sp.*, *Geragnostus sp.*, *Dikelosephalina sp.* при повторных сборах не подтвердились.

В нижней пачке басагинской свиты (Клингер, 1974) собран и определен комплекс микрофитоцитов: *Osagia gigantea Koroljuk*, *O. granulata f. nov.*, *Volvatella gigantea f. nov.*, *Vesicularites ramosus f. nov.*, *Nubecularites parvus Z. Zhur.*, *Hieroglyphites mirabilis Reittl.*, *H. roturdus Z. Zhur.* По заключению Б.Ш.Клингер, присутствие этого комплекса свидетельствует о принадлежности нижней пачки басагинской свиты к ленскому ярусу нижнего кембрия.

Н.А.Пушчевым (1974) из нижней части басагинской свиты собраны обильные микрофитоциты, среди которых определены *Osagia gigantea Kor.*, *O. monolamellosa Z. Zhur.*, *O. ukka N. Kryl.*, *Volvatella vadosa Z. Zhur.*, *Medicullarites lineolatus Nar.*, распространенные в вендских и нижнекембрийских отложениях Восточной Сибири и Южного Урала. В средней части басагинской свиты в бассейне рек Чажогай и Абылхаир, Б.М.Келлером, Б.Б.Назаровым и И.Н.Крыловым были собраны столбчатые строматолиты. И.Н.Крылов (1971) полагает, что основная часть этих строматолитов должна быть отнесена к группе *Collumnacollenia Koroljuk* и выделена в новую самостоятельную форму *Collumnacollenia kelleri*. Возраст вмещающих отложений по этим строматолитам не может быть определен, так как аналогичные им формы в других районах неизвестны. На основании общего строения строматолитов И.Н.Крылов считает, что эти отложения относятся к кембрию. По нашим представлениям, басагинская свита должна быть отнесена в основном к нижнему кембрию, лишь самые низы ее, возможно, принадлежат верхам венда.

Подстилающие аксуранскую и басагинскую свиты байэпшинская, копальская и кенелинская свиты лишены органических остатков. Возраст их принимается условно поздневендским на основании следующих косвенных данных. Копальская свита в своих верхах включает горизонт тиллоидов. Тиллоиды широко распространены в верхах

вендского комплекса Центрального Казахстана. По решению Второго Казахстанского стратиграфического совещания в Алма-Ате (1971 г.) в кровле горизонта тиллоидов проводится граница венда и кембрия. Кенелинская свита согласно подстилает копальскую и также, видимо, имеет вендский возраст. Байэшинская свита подстилает копальскую и басагинскую свиты, должна быть сопоставлена с кенелинской и вместе с последней рассматривается в составе венда.

## ГЛАВА VI

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ВЕНДА И КЕМБРИЯ АКТАУ-МОИНТИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Как упоминалось выше, Актау-Моинтинский антиклинорий является частью Актауско-Джунгарской геосинклинальной структурно-фациальной зоны. Характерной чертой этой зоны является широко развитая здесь карбонатная формация. Формационный ряд Актау-Моинтинского антиклинория отличен от рассмотренного выше формационного ряда геосинклинальных прогибов Байконур-Ишимской структурно-фациальной зоны и Большого Каратау. В то же время в этих различного типа структурно-фациальных зонах присутствуют одни и те же или весьма близкие геологические формации, например, спаргамитовая. Это обстоятельство дает возможность наметить латеральные ряды формаций, что важно не только для выяснения закономерностей в условиях накопления тех или иных формаций, но имеет также большое значение при стратиграфических сопоставлениях разрезов, практически лишенных органических остатков.

Формационный ряд Актау-Моинтинского антиклинория приведен в табл. 21. Обращают на себя внимание заметные различия в строении геологических формаций в пределах Шундинской и Чажогайской структурно-фациальных зон.

#### Б а з а л ь н а я   т е р р и г е н н а я   ф о р м а ц и я

Базальная терригенная формация объединяет байэшинскую и кенелинскую свиты, а также копальскую в пределах Чажогайской структурно-фациальной зоны. Главными членами формации являются аркозовые, субаркозовые и кварцевые песчаники, кварцито-песчаники различной зернистости, часто разнозернистые (см. табл. 25, 26), кон-

гломераты. Второстепенные - гравелиты, алевролиты, аргиллиты, туфы кремнекислого состава, доломиты. Преобладающий цвет пород розовато-серый, светло-серый, зеленовато-серый, белый. В подчиненном количестве имеются зеленоцветные и красноцветные разности. Мощность формации изменяется от 0 до 700 м. Она залегает несогласно на кварцито-порфироидных толщах среднего протерозоя и образовалась за счет их размыва. Вверх по разрезу базальная терригенная формация постепенно сменяется карбонатной, а в пределах Шундинской структурно-фацальной зоны на ее размтой поверхности залегают тиллоиды спарагмитовой формации.

Отличительной особенностью базальной терригенной формации является резкая изменчивость мощностей. Как было показано выше, (см. рис. 28), эта формация выполняет впадины древнего рельефа, частично имеющие, по-видимому, тектонические ограничения. Трансгрессия моря с северо-запада (в этом направлении увеличивается мощность вышележащей карбонатной формации) приводит к заполнению этих впадин терригенными осадками и постепенной нивелировке ландшафтных условий. Выступам древнего рельефа соответствуют маломощные разрезы с преобладанием грубообломочных пород, которые нередко свойственны красноцветности. Во впадинах накапливались мощные песчаные толщи, содержащие отдельные горизонты зеленоцветных алевролитов. Для нижней части формации характерен преимущественно аркозовый состав терригенных пород. Выше обломочные породы постепенно становятся преимущественно кварцевыми. Четко выявляются местные источники сноса обломочного материала. Там, где формация залегает на порфироидах, песчаники имеют преимущественно аркозовый состав (см. рис. 27, 28, разрез урочища Алтынсынган). Налегание на кварциты обусловило кварцевый состав обломочных пород (см. рис. 27, 28, разрез гор Копал, Кенелы, Айкарлы). О незначительном переносе обломочного материала свидетельствует его слабая сортировка, разнозернистость. Накопление базальной терригенной формации происходило, по-видимому, в мелководных морских условиях, о чем свидетельствует широко распространенная пологая волнистая слоистость особенно хорошо заметная в кровле пластов, знаки ряби. Иногда встречаются трещины усыхания. Для нижней части пластов, сложенных более грубым псаммитовым материалом, характерна субгоризонтальная слоистость, часто неправильная, нечеткая, прерывистая, с отдельными "струями" более грубого материала, следами взмучивания и взламывания неконсолидированного осадка.

Иногда встречается однонаправленная косая слоистость потокового типа. Накопление осадков в изолированных впадинах, разделенных поднятиями, вероятно служившими источниками обломочного материала, обуславливает изменчивость состава отложений и трудность сопоставления отдельных разрезов (сопоставление байэшинской и кенелинской свит).

Итак, по составу, особенностям строения рассмотренная формация близка базальным терригенным формациям мезогесосинклиналей и геосинклинальных поднятий. Отличительная особенность этой формации - кварцевый и аркозовый состав обломочных пород. Повсюду она залегает несогласно на более древнем фундаменте в основании геосинклинального ряда формаций. Вслед за накоплением базальной терригенной формации как правило следует образование мощных карбонатных толщ, которые могут замещать базальную терригенную формацию по латерали и образуют вместе с ней единую трансгрессивную серию.

На геосинклинальных поднятиях формация приобретает черты сходства с молассовыми орогенными формациями (орогенные геосинклинальные формации, по Н.П.Хераскову, 1967). Примером этой формации в других областях может служить малокаройская серия венда Малого Каратау, нижний кембрий Аппалачей, низы группы Барра и слои Коллана из нижней части системы Аделаида. В смежных прогибах эвгеосинклинального типа ей, видимо, соответствует формация аспидных сланцев, различные яшмовые и вулканогенные формации спилит-диабазового ряда.

#### С п а р а г м и т о в а я   ф о р м а ц и я

Спарагмитовая формация распространена на ограниченной площади в пределах Шундинской структурно-фацальной зоны и отвечает копальской свите. Главными членами формации являются тиллоиды и доломиты, известковистые доломиты. В качестве второстепенных членов могут присутствовать доломитистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Тиллоидам, алевролитам и аргиллитам свойственна темно-зеленая, грязно-зеленая, реже лиловая окраска. Обломочный материал в тиллоидоподобных конгломератах местного происхождения. Доломиты светло-серого, розоватого и палевого цвета, на выветрелой поверхности обычно бурные. Мощность формации 150 м. В отдельных участках мощность измеряется первыми десятками метров.

Спарагмитовая формация залегает со слабым разрывом на базальной терригенной формации. Вверх по разрезу она, как и в Бай-

конурском синклинии, сменяется фосфатоносной формацией – кремнисто-карбонатно-терригенной. Восточное и южное ограничение формации не известно. На запад и северо-запад она выклинивается и по крайней мере частично замещается карбонатной формацией (см. рис. 28).

Из-за ограниченности площади выходов спарагмитовой формации в Актау-Моинтинском антиклинории, закономерности ее строения выступают менее отчетливо, чем в Ишим-Байконуро-Каратауской структурно-фациальной зоне, хотя по составу они весьма близки. Здесь сохраняется основной парагенез спарагмита – парагенез доломитов и тиллоидов. Наиболее отчетливое сходство обнаруживается при сравнении со спарагмитовой формацией Ишим-Байконуро-Каратауской зоны по периферии Улутау-Северотяньшаньского поднятия. Ю.А.Зайцев предлагает выделять здесь особую спарагмитовую формацию геантиклинальных поднятий. Для нее характерна меньшая мощность, отсутствие крупных обломков и глыб в тиллоидах, значительное количество глинистых сланцев.

Накопление спарагмитовой формации Актау-Моинтинского антиклинория происходило в узкой полосе (возможно, узком прогибе), располагавшейся по периферии области относительных поднятий Актауско-Джунгарской геантиклинали. Большая часть этой геантиклинали в настоящее время скрыта под варисцидами Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Имеющиеся южнее в Кызылеспинском антиклинории небольшие выступы древних среднепротерозойских образований представлены гнейсами, слюдяными сланцами, кварцитами. Западнее и северо-западнее полосы распространения спарагмитовой формации в Чажогайской структурно-фациальной зоне происходит дробление и крайне неравномерное погружение края Актауско-Джунгарского поднятия, вовлекаемого в венде в геосинклинальное погружение. Здесь, следом за описанной выше базальной терригенной формацией, непосредственно накапливается карбонатная формация, частично одного возраста со спарагмитовой формацией.

#### К р е м н и с т о - к а р б о н а т н а я ф о с ф а т о н о с н а я ф о р м а ц и я

Кремнисто-карбонатная фосфатоносная формация распространена в Чажогайской структурно-фациальной зоне и включает басагинскую и кызылжарскую свиты. Главными членами формации являются доломиты, известковистые доломиты тонкослоистой, массивной и водорослевой структуры, строматолитовые доломиты. Второстепенные члены –

известняки, кремнеземные известняки и доломиты, карбонатные породы, содержащие желваки и горизонты черных кремней, песчанистые известняки и доломиты, карбонатные брекчии. Преобладающий цвет пород серый и темно-серый. Мощность формации (см. рис. 27) изменяется от 700 до 1500 м, закономерно увеличиваясь от центральной части Актау-Моинтинского антиклинория (горы Котырмас, верховья р. Сарыбулак, верховья р. Чажогай) к его периферии на запад, северо-запад и север (р. Абылкайр, горы Кызылтау, район родника Когедей). Вниз по разрезу карбонатная формация постепенно сменяется базальной терригенной, а на ее размытой поверхности залегает формация углисто-кремнистых фосфатоносных и ванадиеносных сланцев ордовика. Распространена кремнисто-карбонатная формация в Чажогайской структурно-фациальной зоне. В пределах Щундинской структурно-фациальной зоны, нижней ее части соответствует спарагмитовая формация (доломиты верхов копальской свиты), а наиболее верхним горизонтам кремнисто-терригенно-карбонатная фосфатоносная формация аксуранской свиты.

Строение формации закономерно изменяется снизу вверх по разрезу. Нижнюю часть ее образует биостром онколитов и катаграфий, имеющих сложное строение. Отдельные пласты доломитов мощностью от 0,3 до 3 м, состоящих из онколитов и катаграфий, чередуются с тонкослоистыми известняками и доломитами, известковыми доломитами и иногда доломитовыми брекчиями. По-видимому, возвышение биострома над остальной частью дна бассейна было незначительным, а склоны его пологими. Однако в отдельных его частях имелись уклоны до  $5-10^{\circ}$ , при этом возникала отчетливая косая слоистость. Примером такого участка может служить район гор Котырмас. Видимо, появление косой слоистости обусловлено тем, что такие участки располагались вблизи поднятия у внутреннего края биострома. В этом же разрезе резко увеличивается количество карбонатных брекчий, которые, вероятно, отмечают условия подводных размывов в области биострома и его разрушение.

Внутри биострома и на его верхней поверхности отмечаются небольшие биогермы столбчатых строматолитов. Количество биоогенных разновидностей доломитов несколько уменьшается в наиболее прогнутых частях бассейна, где они встречаются лишь в виде отдельных горизонтов среди кристаллических доломитов. Образование онколитовых и строматолитовых фаций свидетельствует, по данным В.П.Маслова (1959), о мелководности бассейна в теплом климате.

Дальнейшее накопление формации происходит в условиях прогибания, что сопровождается углублением бассейна и почти полным исчезновением онколитовых и строматолитовых доломитов. Накапливаются массивнослоистые и известковые доломиты, реже известняки, которые составляют большую часть формации, отвечающей верхней пачке басаганской свиты. Лишь в нижней части этой пачки Н.А.Пупышев (1973) отмечает биогермы столбчатых строматолитов.

Верхняя часть формации (кызылжарская свита) вновь сложена более мелководными фациями, появляются песчанистые известняки, известковистые брекчии, тонкослоистые известняки и доломиты со следами многочисленных размывов, взмучиваний и биотурбаций осадка. Количество известняков в формации увеличивается в относительно маломощных разрезах. Там, где мощность формации достигает 1500 м (р.Абылхаир) она сложена лишь доломитами. В верхней и иногда нижней частях формации среди карбонатных пород появляются желваки и горизонты кремней. В верхней части и в редких случаях в нижней (западнее горы Байеппе) с их появлением связана повышенная фосфатность пород. По данным Н.А.Пупышева (1974), максимальное содержание  $P_2O_5$  в карбонатных породах Кызылжарской свиты достигает 13%.

Карбонатные формации, примером которой может служить описанная выше формация, широко распространены в геосинклиналях различного возраста, характерны они и для верхней части рифея и кембрия. Они типичны для мнгогеосинклиналей и внутренних поднятий геантиклинального типа, где отсутствовал привнос терригенного материала. Карбонатная формация геантиклинальных поднятий отличается присутствием мелководных рифовых строматолитовых и онколитовых фаций, частой фосфатностью, приуроченной к карбонатным породам с горизонтами силицитов. В ряде случаев в этой формации заключены крупные месторождения фосфоритов. Наибольшее количество фосфатопоявлений в карбонатной и тесно связанной с ней кремнисто-карбонатной формациях приурочены к склонам палеоподнятий, участкам смены одного типа осадков другим (например, известкового осадконакопления кремнистым и наоборот, как отмечено Е.А.Егановым, 1968), а также связано с прогрессирующим обмелением бассейна. Так фосфатопоявления в описанной кремнисто-карбонатной формации приурочены к кызылжарской свите среднего кембрия, содержащей горизонты кремнистых пород, к разрезам этой свиты наименьших мощностей с большим количеством карбонатных брекчий, прослоями

песчанистых известняков со следами многочисленных размывов и других признаков отложения в неспокойной гидродинамической обстановке (см.рис. 27, 28, разрез в верховьях р.Чажогай). В разрезах кызылжарской свиты, соответствующих более глубоким частям бассейна, фосфатность уменьшается (см.рис. 27, 28, разрез по р.Абылхаир).

Примером подобной формации в других регионах может служить тамдинская серия Малого Каратау, бешташская свита Таласского хребта, большая часть енисейской серии Шорско-Батеневского поднятия (Еганов, 1968) и др. По латерали кремнисто-карбонатная формация может замещаться кремнисто-терригенно-карбонатной фосфатной формацией (например, аксуранской свитой Актау-Моинтинского антиклинория), карбонатно-кремнистой фосфатной и ванадиеносной формацией (курумсажской и кобулакской свитами в Большом Каратау), а также вулканогенно-кремнисто-карбонатной фосфатной формацией, включающей вулканы базальтового состава (например, тамалыкская свита Кузнецкого Алатау - Мкртычян, 1966). Менее четко устанавливаются латеральные связи карбонатной формации с спаргмитом (байконурской свитой в Большом Каратау, копальской свитой Актау-Моинтинского антиклинория).

ж ж ж

Рассмотрение формационного ряда венда и частично кембрия Актау-Моинтинского антиклинория позволяет сделать следующие выводы о начальных этапах развития этой структуры. Существовавший на территории Актау-Моинтинского антиклинория в протерозое консолидированный массив или платформа, чезол которой образован мощной толщей обломочных кварцитов, в вендскую эпоху испытывает дробление, интенсивное погружение и вовлекается в геосинклинальный процесс (Зайцев, 1968; Зайцев, Филатова, 1972). Погружение происходит неравномерно. Так, во время накопления базальной терригенной формации фиксируется две зоны относительных поднятий, разделенных прогибами (см.рис. 28). В дальнейшем происходит расширение прогибов. Однако вплоть до накопления граувакковой и карбонатной формации среднего и верхнего ордовика имелись существенные различия в условиях развития этих прогибов. В западном прогибе (Чажогайской структурно-фациальной зоне) происходит более интенсивное погружение и здесь в верхах венда и кембрия накапливается мощная кремнисто-карбонатная формация, в верхней части фосфатносная. Фосфа-



тоносность приурочена к относительно мелководным фациям карбонатных пород, содержащим горизонты кремней. Здесь кремнисто-карбонатная формация приобретает черты сходства с кремнисто-карбонатной фосфатоносной формацией кембрия Малого Каратау. Формационный ряд Чажогайской структурно-фациальной зоны в целом близок формационному ряду Малого Каратау.

Восточный прогиб (Шундинская структурно-фациальная зона) развивается обособленно. Он примыкал, по-видимому, к поднятиям, находящимся в центральных частях обширной Актауско-Джунгарской геоантиклинали, где накапливались относительно маломощные формации, в которых преобладают терригенные породы, часто грубообломочные. Развита здесь спаратмитовая формация геоантиклинальных поднятий, которая возникает в условиях тектонически расчлененного контрастного рельефа на границе областей поднятий и прогибов. Как и в Байконурском синклинории, спаратмитовая формация вверх по разрезу замещается фосфатоносной (см. рис. 27, аксуранская свита).

Необходимо отметить, что территория Актау-Моинтинского антиклинория в конце протерозоя и кембрии погружалась менее интенсивно, чем примыкающие к нему с севера, запада и юго-запада территории (Тектурмасский и Атасуйский антиклинории), где в это время формируются мощные спилито-диабазовые и яшмово-терригенные комплексы. Таким образом, Актау-Моинтинский антиклинорий по отношению к этим зонам может рассматриваться в венде и кембрии как геоантиклинальное поднятие. Геоантиклинальный характер развития отразился на составе и внутреннем строении формаций, которые иногда приобретают черты сходства с орогенными формациями (базальная терригенная формация). Н. П. Херасков (1967) выделял их в особую группу орогенных формаций геоантиклиналей: "Существование таких формаций устанавливается по их связи с геосинклинальными структурами, фациальным переходам в геосинклинальные формации, причем орогенные формации иногда даже перекрываются последними". Перекрытие формаций, близких к орогенным, геосинклинальными устанавливается и в описываемом районе. Так базальная терригенная и кремнисто-карбонатная формации перекрываются такими типично геосинклинальными формациями как карбонатно-кремнистая фосфатоносно-ванадиеносная (чажогайская свита) и граувакковая (когедейская свита ордовика).

## ГЛАВА VI

### НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КАЗАХСТАНА В ВЕНДСКОЕ ВРЕМЯ

Приведенный выше обзор стратиграфии, геологических формаций венда, наиболее подробно изученных в пределах Байконуро-Ишимского геосинклинального прогиба и Актау-Моинтинского геоантиклинального поднятия, позволяют понять основные закономерности строения вендских толщ и их соотношение с кембрием. Естественно, что на данном этапе изучения венда в Казахстане существует еще много неясных вопросов в отношении его расчленения, корреляции отдельных разрезов, установления его объема и границ в разных регионах. Однако уже сейчас ясно, что венд в разрезах палеозойд Казахстана и Средней Азии может и должен выделяться. Изучение геологических формаций венда, условий осадконакопления, соотношений толщ с кембрием и более древним верхним рифеем позволяют рассмотреть наиболее важные вопросы геологической истории Центрального Казахстана в венде. Частично о них уже упоминалось выше при описании геологических формаций венда. К числу таких вопросов и проблем относятся: общая эволюция геосинклиналей Казахстана в венде; обособление венда в типичных эвгеосинклинальных зонах; проблема проявления байкальской складчатости.

#### Общая эволюция геосинклиналей

Длительность венда по современным радиогеохронологическим данным составляет 100-110 млн. лет. В течение этого огромного по продолжительности отрезка геологического времени, в полтора раза превышающего длительность кембрийского периода, в Казахстане произошли важные геологические события.

Тектоническая дифференциация геосинклинальной области, возникшая в середине позднего рифея (рис. 34), сохранилась в венде. В вендское время на территории Центрального и Южного Казахстана произошло дальнейшее расширение геосинклиналей. По этой причине палеотектонические обстановки этого времени отличались большой пестротой. Геологические события вендского времени были различными в разных частях Казахстана, что отражается в существовании в это время различных структурно-фациальных зон (см. рис. 2, 3).

Условно венд Казахстана и Средней Азии делится на нижний и верхний (см. табл. I, 2). Соответственно, в историко-геологическом аспекте можно также условно разделить ранне- и поздневендское время. Временная граница между ними пока не установлена, однако разделение нижнего и верхнего (соответственно раннего и позднего) венда необходимо, так как развитие структуры, характер геосинклинального осадконакопления в раннем и позднем венде заметно различались, по крайней мере для западных частей Центрального и Южного Казахстана. Губеж между ранним и поздним вендом в Южном Казахстане ознаменовался важной структурной перестройкой. Подробнее значение этой структурной перестройки будет рассмотрено позже.

**Р а н н и й в е н д .** К настоящему времени толщи, относимые к нижнему венду, уверенно могут быть выделены лишь в Каратау-Таласской структурно-фациальной зоне Тянь-Шаня и Байконуро-Ишимской зоне запада Центрального Казахстана (см. рис. 2). Соответственно, о геологической истории в раннем венде определенно можно судить лишь применительно к указанным структурно-фациальным зонам и их непосредственному обрамлению.

Осадконакопление в раннем венде на западе Центрального и Южного Казахстана происходило в сравнительно узких и протяженных геосинклинальных прогибах, располагавшихся в пределах Каратау-Таласской и Байконуро-Ишимской структурно-фациальных зон. По простиранию этих прогибов геосинклинальные условия были неодинаковыми.

Молассовые накопления, представленные в Каратау-Таласской зоне красноцветными песчаниково-конгломератовыми толщами малокаройской серии, наиболее отчетливо выражены в Таласском хребте, горах Ичкелетау и Малом Каратау, обладая здесь изменяющимися от 200 до 1200 м мощностями (Максумова, 1967). Красноцветные молассовые накопления сформировались здесь в сравнительно узком (35-40 км) прогибе. Вкост его простирания они быстро выклинива-

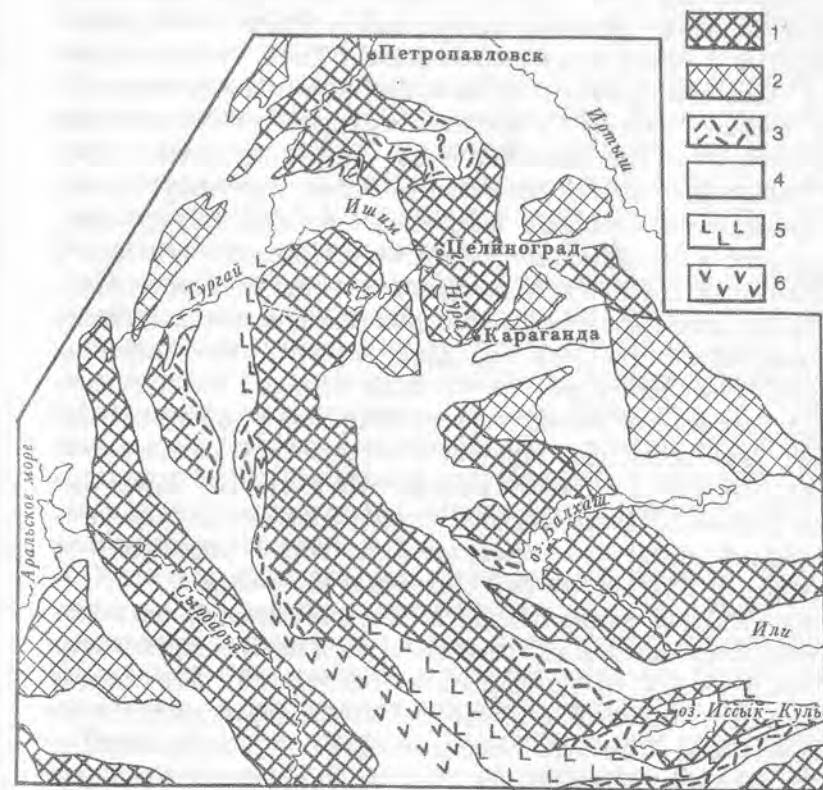


Рис. 34. Палеотектоническая схема второй половины позднего рифея.

1-2 - блоки континентальной земной коры, сложенные гранитно-метаморфическими комплексами архея - протерозоя: 1 - установленные, игравшие роль геосинклинальных поднятий; 2 - предполагаемые, глубоко погруженные впоследствии; 3 - наземная липаритовая порфировая геосинклинальная формация; 4 - предполагаемые геосинклинальные прогибы, выполненные преимущественно вулканическими сериями; 5-6 - вулканические формации прогибов: 5 - базальтовые; 6 - базальтово-липаритовая контрастная

лись как по направлению к северу и северо-востоку в Киргизско-Терокейской зоне, так и к юго-востоку. Состав обломочного материала, направление косых серий в разрезах Малого Каратау свидетельствуют о сносе обломочного материала из областей поднятий, находившихся на месте позднепалеозойской Чуйской внутренней впадины, а также с поднятий, существовавших на месте Киргизского хребта, Большого Каратау. В пределах последнего интенсивно размывались контрастные вулканические толщи липарит-базальтового состава (кайнарская свита). Две указанные области размыва, по-видимому, принадлежали окраинным частям соответственно Улутай-Северотяньшаньского и Сырдарьинского поднятий (см. рис. 2).

Молассовые накопления малокаройской серии несогласно залегают на более сложно дислоцированных флишеидных толщах карагинской и большекаройской серий, принадлежащих верхнему рифею (Королев, Максумова, 1964; Максумова, 1967). Таким образом, можно считать, что молассовидные образования Каратау-Таласской структурно-фациальной зоны своим появлением отражают этап оживления тектонических движений, имевших здесь место в конце рифея - венде. Молассовые прогибы раннего венда наследовали позднерифейские прогибы Каратау-Таласской структурно-фациальной зоны, хотя и лежат здесь на верхнем рифее, как отмечалось, с заметным несогласием.

Ранневендские геосинклинальные прогибы Байконуро-Ишимской структурно-фациальной зоны, располагавшиеся на простирании молассовых прогибов Каратау-Таласской зоны (см. рис. 2), были заполнены вулканогенно-терригенной и яшмово-диабазовой формациями. Как уже указывалось выше, "степень геосинклинальности" этих формаций, а также их мощность увеличиваются с юга на север вдоль геосинклинального прогиба. Акбулакская серия Байконурского прогиба, описанная как вулканогенно-терригенная формация, занимает промежуточное положение между типичными эвгеосинклинальной яшмово-диабазовой братолюбовской серией Калмыккульского прогиба Джаркайнагачского антиклинория и орогенными молассовыми толщами малокаройской серии.

Таким образом, по простиранию геосинклинального прогиба толщ облика моласс замечаются вначале морскими геосинклинальными терригенно-вулканогенными накоплениями, а последние в свою очередь - яшмово-диабазовой ассоциацией, характерной для эвгеосинклинальных прогибов.

Ограничения геосинклинальных прогибов совпадали с протяженными глубинными разломами. К востоку от Байконурского прогиба

находилось обширное Улутай-Северотяньшаньское поднятие, к западу Южно-Тургайское. В пределах этих поднятий на поверхность были выведены и подвергались размыву метаморфические толщи протерозоя и возможно архея. Выходы этих толщ к востоку от Байконурского прогиба несомненно существовали в Южном Улутай в пределах Майтубинского антиклинория. Существование Южно-Тургайского поднятия подтверждается скважинами, недавно пробуренными Джекказганской геолого-разведочной экспедицией. Единичными скважинами под эпипалеозойским платформенным чехлом были вскрыты метаморфические толщи типа среднепротерозойской майтубинской серии. Ширина Байконурского геосинклинального прогиба составляла 60-80 км.

Калмыккульский прогиб занимал Калмыккульский синклинорий и Джаркайнагачский антиклинорий. Северное ограничение этого прогиба, по-видимому, определялось выступами древних метаморфических толщ в пределах Кокчетавского поднятия и находилось примерно вблизи Новокронштадского глубинного разлома (Минервин и др., 1971). Однако и само Кокчетавское поднятие было частично ареной накопления вулканогенно-терригенных и вулканогенных толщ вендского возраста - таких как гаршинская (аналог братолюбовской серии), николюско-бурлукская серия и др.

Кокчетавский массив, как единое крупное поднятие, вряд ли существовал - выполненные палеотектонические реконструкции (см. рис. 3) заставляют сомневаться в правильности ставших традиционными представлений о его единстве и палеотектонических ограничениях. Скорее всего он был разделен небольшими геосинклинальными прогибами. Вполне вероятно, что часть обнажающихся ныне метаморфических толщ представляла собой комплекс основания вендских геосинклиналей.

Нижний венд скорее всего отсутствует в пределах Актау-Моинтинского и Кызылэспинского антиклинориев, которые принадлежат Актауско-Джунгарскому геосинклинальному поднятию (см. рис. 2). В раннем венде это поднятие, вероятно, являлось областью размыва и поставляло обломочный материал в соседние геосинклинальные прогибы. Внутри Атасуйско-Чуилийской структурно-фациальной зоны нижний венд пока не установлен. Однако он вполне вероятен, так как здесь известны поздневендские толщ больших мощностей, обычные для структурно-фациальных зон с полным разрезом венда.

В более восточных частях Центрального Казахстана в раннем венде, очевидно, существовали эвгеосинклинальные условия. На рис. 2 эвгеосинклинальные прогибы показаны к востоку от кокчетав-

ских поднятий, в окрестностях Караганды и к северо-востоку от оз. Балхаш. Так как выделение эвгеосинклинальных комплексов вендского возраста на востоке и северо-востоке Центрального Казахстана пока не доказано, проблема венда в эвгеосинклинальных каледонских структурно-фациальных зонах требует специального рассмотрения.

**П о з д н и й в е н д .** Геологическая история Казахстана в позднем венде восстанавливается с большей уверенностью. В это время сохранились прежние тенденции - расширение геосинклинальных прогибов и продолжающаяся тектоническая дифференциация. Расположение геосинклинальных прогибов и поднятий, различных структурно-фациальных зон в позднем венде в целом было унаследовано от ранневендского времени (см. рис. 3). В позднем венде произошло смещение границ отдельных прогибов и поднятий. Так, на месте орогенного Каратау-Таласского прогиба в позднем венде установился режим геосинклинального поднятия, а геосинклинальный прогиб Большого Каратау сместился по отношению к прогибу Каратау-Таласской зоны к юго-западу. Для позднего венда характерно вовлечение ряда геосинклинальных поднятий в погружение - на них начинают формироваться маломощные карбонатные толщи и спаргмитовая формация геосинклинального типа, отличающаяся малыми мощностями, тесной связью с однообразными карбонатными толщами.

Сочетание этих двух формаций - карбонатной и геосинклинальной спаргмитовой - характерно для крупнейших поздневендских поднятий - Улутау-Северотяньшаньского (вместе с Каратау-Таласской структурно-фациальной зоной), Актауско-Джунгарского. Поздневендские геосинклинальные формации, как можно предполагать, были распространены главным образом по периферии поднятий.

В пределах этих поднятий находились местные источники размыва, поставлявшие обломочный материал в соседние прогибы. Об этом свидетельствует появление сгруженных конгломератов в разрезах спаргмитовой формации, трансгрессивное налегание кембрийских отложений непосредственно на метаморфические толщи среднего и нижнего протерозоя или на верхнерифейские и нижневендские комплексы. Такие перекрытия отмечаются по периферии Улутау-Северотяньшаньского поднятия - в ядре Джаркаинагачского антиклинория на западном крыле Майтубинского антиклинория (см. рис. 19, 22), в Малом Каратау и Таласском хребте, на северо-восточном склоне хребта Кендыктас. Возможно подобные участки распространения геосинкли-

нальных формаций позднего венда имелись по периферии Сырдарьинского поднятия.

Значительная северо-западная часть Актауско-Джунгарского поднятия испытала небольшое погружение - здесь накапливалась маломощная спаргмитовая и карбонатная формации (копальская свита). Правда, их образованию предшествовало накопление базальной терригенной пестроцветной серии осадков, заполнивших отдельные небольшие прогибы и имевших облик орогенных геосинклинальных толщ (байэпшинская и кенелинская свиты, см. рис. 28). В восточных частях Актауско-Джунгарского поднятия в пределах Южно-Джунгарского антиклинория И.И. Никитченко, В.В. Киселевым и В.Г. Королевым (1971) также установлены маломощные толщи тиллитоподобных конгломератов, подстилающих кембрийские карбонатно-фтанитовые отложения. Тиллитоподобные конгломераты принадлежат здесь, очевидно, также к спаргмитовой формации геосинклинального типа.

Геосинклинальные прогибы позднего венда в виде узких трогов протягиваются лентами на многие сотни и первые тысячи километров при ширине 60-100 км. Наиболее протяженным был трог, включавший Калмыккульский, Байконурский, а также прогибы Большого Каратау и Чаткало-Нарынский структурно-фациальной зоны Среднего Тянь-Шаня. Его длина измерялась более 2500 км, максимальная ширина - 100 км. В северной части Казахстана рассматриваемый прогиб разделялся на ряд небольших прогибов, отвечавших Марьевскому и Азатскому синклинориям. Этот прогиб из числа всех вендско-раннепалеозойских наиболее полно изучен на всем его протяжении.

Подобные прогибы окружали Сырдарьинское поднятие. В хребте Чаткал устанавливается прямое продолжение прогибов Среднего Тянь-Шаня и Большого Каратау к западу. Такой же прогиб, по-видимому, существовал и по юго-западному обрамлению Сырдарьинского массива в северных структурно-фациальных зонах Казыл-Кумов. В 1971 г. автору в совместной экскурсии с А.А. Богдановым и другими геологами разрезы, заключающие поздневендские тиллитоподобные конгломераты, были продемонстрированы А.К. Бухариным, И.А. Пяновской и К.К. Пятровым в Ирлирской и Тамдытауской структурно-фациальных зонах. Здесь тиллитоподобные конгломераты венда перекрываются кембрийскими отложениями.

Протяженный и относительно широкий (в 100-150 км) прогиб такого же типа несомненно существовал к востоку и северо-востоку от Улутау-Северотяньшаньского поднятия. Он отвечал по положению

Атасуйско-Чуилийской структурно-фациальной зоне. С востока прогиб граничил с Актауско-Джунгарским поднятием. Прогиб пока еще плохо изучен, соизмерим с прогибом Байконуро-Ишимской и Чаткало-Нарынской структурно-фациальных зон. Его протяженность составляет около 1500 км. Выходы вендских отложений на поверхность установлены в Сарытумской зоне Западного Прибалхашья (Токмачева, Палец, 1971; Токмачева и др., 1974) и в Восточной Бетпақдале.

Все перечисленные геосинклинальные прогибы находятся между крупными рассмотренными выше поднятиями, обладают характерным разрезом венда, кембрия, ордовика. Они имеют черты сходства и различия в строении стратиграфического разреза и соответственно в истории развития прогибов в течение венда, кембрийского и ордовикского периода. Наиболее важной общей их чертой является отсутствие или сравнительно небольшая роль в пределах указанных прогибов типичной офиолитовой ассоциации. Это позволяет рассматривать прогибы как геосинклинали особого типа. Они не относятся к типичным эвгеосинклиналям, хотя и занимают срединное положение внутри геосинклинальной системы. Для их обозначения используется термин Л.П. Зоненшайна (1972) "хемизвгеосинклиналь". Хемизвгеосинклинальные каледонские прогибы западных частей Центрального и Южного Казахстана противопоставляются типичным эвгеосинклинальным прогибам, находившимся в позднем протерозое и раннем палеозое в более восточных частях Казахстана.

Вторая общая черта всех перечисленных хемизвгеосинклинальных прогибов — четко выраженная стадийность в их развитии.

Ранняя (начальная) стадия охватывала вендское время, когда формировались наиболее фациально изменчивые толщи, различавшиеся в генетическом отношении, обстановками осадкообразования, мощностями отложений. Для нее характерна значительная тектоническая дифференциация, расширение геосинклинальных прогибов.

Средняя стадия развития рассматриваемых хемизвгеосинклинальных прогибов отличалась наибольшей стабильностью палеотектонических и палеогеографических обстановок, накоплением кремнисто-известняковых, терригенно-кремнистых толщ кембрия, часто фосфатоносных. В течение кембрийского периода не только хемизвгеосинклинальные прогибы, но и разделявшие их поднятия характеризовались наименьшей тектонической дифференциацией, накоплением весьма близких карбонатных и карбонатно-кремнистых формаций.

Поздняя стадия (зрелости) охватывала преимущественно средний и поздний ордовик и ознаменовалась накоплением флишеидных, граувакковых и отчасти вулканогенных формаций, дальнейшим расширением геосинклинальных прогибов, вовлечением в прогибание периферических частей прежних поднятий. Эта стадия вновь отличалась большей тектонической дифференциацией и интенсивностью тектонических движений.

Характерной чертой всех рассматриваемых хемизвгеосинклинальных прогибов было унаследованное развитие в течение всех трех стадий.

Отступление от описания вендской истории было сделано для того, чтобы показать значение и положение вендского этапа развития в истории формирования каледонских геосинклиналей. При дальнейшем описании особенностей развития каледонских геосинклинальных прогибов наше внимание будет привлечено лишь к начальным стадиям их эволюции.

Хемизвгеосинклинальный прогиб Байконуро-Ишимской структурно-фациальной зоны в позднем венде характеризовался близкими тектоническими обстановками на всем его протяжении, измеряемом более чем 2500 км.

Большая часть разреза верхнего венда сложена здесь спарамитовой формацией прогибов и лишь его низы в пределах Байконурского прогиба представлены терригенно-кремнистой фосфатоносной формацией, отвечающей жалтауской свите Улутау (см. табл. 21). Эта формация в других частях рассматриваемого прогиба не известна, возможно, что она будет выделена в дальнейшем. Сходные терригенно-кремнистые толщи с фтанитами и углисто-кремнистыми сланцами, алмофосфатами установлены С.Б. Розановым и Т.Н. Херасковой в 1971 г. в Бетпақдале на северо-восточном крыле Жуантубинского антиклинория вблизи его сочленения с Жалағро-Найманским синклином.

Накопление терригенно-кремнистой фосфатоносной формации происходило в обстановке замедленного прогибания. Можно предполагать длительное перемывание сносяемого в прогибы обломочного материала, давшего начало образованию кварцевых хорошо сортированных песчанников. Накопление подобных толщ могло происходить на обширных пространствах в условиях мелководных геосинклинальных прогибов.

Терригенно-кремнистая фосфатоносная формация середины венда примечательна тем, что своим появлением она фиксирует нижний уровень фосфатоносности. Следует отметить, что этот уровень проявле-

ния геосинклинальных фосфатов в Казахстане изучен пока недостаточно. Вероятно, что фосфатоносная терригенно-кремнистая формация выстилает днища поздневендских геосинклинальных прогибов, подобно тому, как это возможно происходит в Байконурском прогибе (см. рис. 22).

Спарагмитовая формация прогибов составляет большую часть разреза верхнего венда. Максимальных мощностей (200 м) она достигает в Байконурском синклинии, прогибах Большого Каратау и Чаткало-Наринской структурно-фациальной зоны. Характерной чертой этой формации является присутствие в ее разрезах двух уровней тиллитоподобных конгломератов. Два уровня тиллитоподобных конгломератов описаны в Тянь-Шане Е.И.Зубцовым (1971), в Большом Каратау - В.Г.Королевым (1965), в разрезе Байконурского синклинии - Ю.А.Зайцевым, Т.Н.Херасковой (1971). Мощность каждого из уровней тиллитоподобных конгломератов меняется в широких пределах (от 10-20 до 300-400 м). Как представляется авторам (см. главу IV), тиллитоподобные конгломераты являются сложными полифациальными образованиями. Это мнение разделяется многими геологами, тогда как ряд других исследователей, например Е.И.Зубцов (1971), считают их типичными ледниковыми отложениями. В строении спарагмитовой формации прогибов отмечается общая закономерность - присутствие в ее средних частях между двумя уровнями тиллитов толщи пестроцветных, отчасти красноцветных песчаников и алевролитов с пачками ленточнослоистых, обычно интенсивно дислоцированных известняков типа известных в аксумбинской свите Большого Каратау и курайлинской свите Байконурского синклинии. На этом же стратиграфическом уровне находятся мощные пачки массивных доломитов и доломитистых песчаников.

Как указывалось выше, тиллитоподобные конгломераты, по мнению авторов, формировались в условиях морского бассейна, соседствующего с горными цепями, поставлявшими большое количество обломочного материала. По-видимому, тиллитоподобные конгломераты накапливались у подножий горных хребтов. В образовании обломочного материала конгломератов, вероятно, наибольшую роль имел аллювиальный материал горных рек, пролювиальные и селевые выносы, грязевые потоки, долинские горные ледники. Совокупность этих процессов привела к формированию мощных толщ тиллитоподобных конгломератов. Появление в разрезе верхнего венда двух уровней тиллитоподобных конгломератов свидетельствует об оживлении по крайней мере дважды (в начале и конце позднего венда) тектонических дифферен-

цированных движений, приведших к образованию тектонически расчлененного рельефа в соседстве с узкими морскими бассейнами. Ширина этих бассейнов была не более 100-150 км. Дальность разноса обломочного материала, в том числе грубообломочного, может быть оценена в 50-60 км. Для Байконурского прогиба устанавливается снос обломочного материала как с востока из горных сооружений на месте Улутауского и Майтубянского антиклинория (Улутауско-Северотяньшаньское поднятие), а также с запада из области скрытого под платформенным чехлом Южно-Тургайского поднятия (Зайцев, Хераскова, 1971). Можно предполагать, что подобные условия питания терригенных прогибов обломочным материалом существовали и в других прогибах. Е.И.Зубцов (1971) на примерах из районов Среднего Тянь-Шаня (бассейн р.Сарыджаз) показал, что в позднем венде существовали ледники, оставившие следы в виде исстрихованного ложа ледника, утлогообразных валунов с ледниковыми шрамами. Однако эти безусловные свидетельства существования ледников в позднем венде не могут свидетельствовать о водно-ледниковом образовании всех несортированных тиллитоподобных конгломератов. Вполне вероятно их образование в связи с лавинообразными селевыми выносами. Подводные оползни или мутьевые потоки поставляли обломочный материал в центральные части прогибов. Это наиболее правомерное объяснение зональности в распределении внутри прогиба глыб, валунов и обломков определенного состава.

Появление среди толщ тиллитоподобных конгломератов крупных глыб доломитов, представлявших собой разрушенные перемещенные пласты, образовавшиеся одновременно с тиллитоподобными конгломератами, свидетельствует о существовавших подводных оползнях.

В моменты относительного тектонического покоя накапливались пачки красноцветных и пестроцветных песчаников, алевролитов и сочетающихся с ними ленточнослоистых известняков, пачки доломитов. В это время господствовали условия мелководных бассейнов с окислительной обстановкой осадконакопления.

Обращает на себя внимание удивительное сходство строения спарагмитовой формации в прогибах Казахстана, Тянь-Шаня и каледонид Норвегии (см.рис. 23). Широкое распространение спарагмитовой формации, в частности ее неизменных членов - тиллитоподобных конгломератов, свидетельствует о значительной тектонической дифференциации Казахстана в позднем венде. Присутствие тиллитоподобных конгломератов в удаленных и разобщенных геосинклинальных прогибах, а также в пределах геантиклинальных поднятий (см.рис. 3), при-

уроченность их к одним и тем же стратиграфическим уровням – свидетельство энергичной тектонической активности в венде, одновременно проявлявшихся интенсивных тектонических движениях. В геосинклинальных прогибах спарангитовая формация согласно перекрывается преимущественно известняково-кремнистой и терригенно-кремнистой фосфатоносными формациями кембрия. В качестве характерных примеров подобных соотношений могут быть названы регионы – Байконурский синклиорий, каледонские прогибы Большого Каратау, Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны. В пределах геосинклинальных поднятий спарангитовая формация малой мощности также согласно перекрывается, а может быть частично замещается кремнисто-карбонатной и карбонатной доломитовой формациями. Такие соотношения известны в Каратау-Таласской структурно-фациальной зоне Тянь-Шаня, Актау-Моинтинском антиклинории. На небольших геосинклинальных поднятиях позднего венда, устанавливаемых в Северном Казахстане в ядрах небольших складок в пределах Еремантау-Ниязского антиклинория, спарангитовая формация геосинклинального типа (малой мощности) подстигается метаморфическими толщами и согласно перекрывается кембрийской акдымской серией большой мощности, сложенной кремнистыми сланцами; яшмоидами, разделяемыми пачками терригенных пород.

Таким образом, согласное залегание кембрийских и подстилающих их толщ поздневендского спарангита, характерное для различных структурно-фациальных зон каледонид Казахстана, свидетельствует о непрерывности геосинклинального развития в венде и кембрии.

#### Проблема венда эвгеосинклинальных зон

Эвгеосинклинальные прогибы занимали в раннем палеозое обширные пространства на востоке и северо-востоке Казахстана – к востоку от Кокчетавского поднятия, от Караганды и к северо-востоку от оз. Балхаш. Подобные же условия предполагаются здесь и для вендского времени (см. рис. 2, 3), хотя доказательств этому пока недостаточно. Слабая изученность кембрийских отложений этих районов, особенно толщ нижнего и среднего кембрия, не позволяет обособить и вендские толщи, которые могут быть отделены лишь после установления нижней границы кембрия. Толщи доказанного венда в Казахстане не обладают метаморфизмом, и по сохранности исходных пород не отличимы от нижнего палеозоя.

Высказывавшееся Р.А.Борукаевым (1955), А.А.Богдановым и др. (1955) мнение о принадлежности значительной нижней части разреза эвгеосинклинального комплекса к верхам впоследствии не подтвердилось. Во-первых, после изучения распространения радиолярий было установлено, что их остатки, как и прочей скелетной ископаемой фауны, появляются только в кембрии (Назаров, 1971), во-вторых, в терригенно-кремнистых и яшмовых толщах в ряде мест были найдены остатки брахиопод. В акдымской серии Еремантау-Ниязского антиклинория Н.К.Двойченко (1971) были собраны беззамковые брахиоподы нижнего – среднего кембрия. В тектурмасской и каратасской свитах, соответственно Тектурмасского и Атасуйского антиклинориев беззамковые брахиоподы кембрия были собраны Н.А.Пупышевым (1971), Р.М.Антонюком и Р.Н.Теняковой (1974).

Таким образом, большая часть древних толщ эвгеосинклинальных толщ, относимых ранее к верхам протерозоя, в действительности принадлежат кембрию. Эти выводы были подтверждены решениями состоявшихся в 1969 г. и 1971 г. в Караганде и Алма-Ате стратиграфических совещаний. Тем не менее в настоящее время было бы преждевременным отнести все яшмово-терригенные и базальтоидные толщи низов эвгеосинклинального разреза к кембрию и считать вопрос их возраста решенным. Как уже было описано выше, в разрезах Северного Казахстана – в Приишимье известны яшмово-терригенные и базальтоидные толщи типа братолюбовской, гаршинской серий, перекрываемые тиллитоподобными конгломератами. Эти толщи, принадлежащие скорее всего к нижнему венду, должны иметь аналогов в более восточных частях Казахстана в пределах эвгеосинклинальных каледонских прогибов (см. рис. 2). Их наиболее вероятным возрастным аналогом является еремантауская серия в районе гор Еремантау, где она впервые была подразделена Р.А.Борукаевым (1955) на тиесскую (базальтоидную) и желтаускую (известняково-вулканогенно-яшмовую) свиты. Трудно судить о возможности выделения еремантауской серии в других районах Северного Казахстана, так как в ней в ряде случаев ошибочно были отнесены толщи заведомого среднего – верхнего кембрия или нижнекембрийские основные вулканиты, тесно связанные с акдымской серией.

Собственно еремантауская серия гор Еремантау и Койтас отличается от других яшмово-базальтоидных толщ кембрия полным отсутствием остатков радиолярий (Антонюк, 1974), что косвенно указывает на ее возможный допалеозойский возраст. Следы органики в известняках желтауской свиты впервые были установлены И.Н.Крыловым и В.А.Журавлевой (1964), высказавшими предположение о вендском воз-

расте еремантауской серии. Впоследствии Р.М.Антонюк (1971) отнес еремантаускую серию к среднему рифею. Основанием этому послужили единичные и ненадежные цифры возраста, определенные калий-аргоновым методом по пироксенам ( $1270 \pm 300$  млн. лет) и заключения о среднерифейском облике микрофитоцитов (Клингер, 1971). Залегание выше кокчетавской верхнерифейской кварцитовой серии явно противоречило подобному выводу о возрасте еремантауской серии. В настоящее время объективных данных для суждения о возрасте еремантауской серии недостаточно. Не исключено, что она может принадлежать венду.

Ранее Р.М.Антонюком (1971) высказывались предположения о возможности обособления венда в разрезах Тектурмасского и Ишкеольмесского антиклинориев. В выделенной Р.М.Антонюком базальтоидно-яшмовой базарбайской свите Тектурмасского антиклинория О.В.Минервинным и В.В.Турсиной были собраны органические остатки среднего ордовика. Кремнисто-терригенная ишкеольмесская свита в Ишкеольмесском антиклинории изолирована от толщ эвгеосинклинального разреза нижнего палеозоя. В последние годы В.И.Борисенко и О.В.Минервину удалось проследить ишкеольмесскую свиту в более северные районы, где была установлена ее тесная связь с доказанным кембрием, заключающим фауну беззамковых брахиопод. Ишкеольмесская свита залегает непосредственно на метаморфических породах шингаревской свиты архея - раннего протерозоя (Бабячев и др., 1977). Вендский возраст ее исключен.

Не ясна возможность выделения позднекембрийских толщ в пределах северо-востока Центрального Казахстана и Чингизского мегантиклинория. В Чингизском мегантиклинории к венду возможно относится муржинская серия, сложенная вулканогенно-терригенно-кремнистыми образованиями<sup>1</sup>.

Приведенный краткий обзор свидетельствует о крайне слабой изученности стратиграфии нижних членов разреза каледонских эвгеосинклиналей. Возможность обособления вендских толщ не исключена. Вместе с тем, если они здесь и присутствуют, то теснейшим образом связаны с раннепалеозойскими отложениями, составляя с ними единый эвгеосинклинальный комплекс.

<sup>1</sup> Ранее без достаточных оснований муржинская серия сравнивалась с нижнепротерозойской карсакпайской серией Улутау. От карсакпайской серии муржинская отличается общим строением разреза, присутствием кремнистых толщ, отсутствием метаморфизма и джеспилитов.

## Проблемы байкальской складчатости в Казахстане

С выделением вендских отложений, оценкой их историко-геологической и структурной роли связан вопрос обособления в Казахстане байкальской складчатости и предшествующего ей байкальского геосинклинального цикла. О том, как ставится и решается этот вопрос применительно к Казахстану, указывалось во вводном разделе. В работах ряда геологов упоминается о байкальской складчатости, байкальском фундаменте, байкалидах и байкальских молассах в Казахстане. Читатель, не знакомый с региональным казахстанским материалом, может воспринять подобные заключения как нечто доказанное и установленное. Как правило, в большинстве подобных работ не приводится серьезных доказательств и не определяется методический подход, позволяющий прийти к подобным заключениям. Представления о возможности обособления и роли байкальской складчатости в Казахстане могут быть разделены на две группы.

I. К байкальскому складчатому комплексу или байкальскому фундаменту относят большую часть или все метаморфические толщи известные в ядрах антиклинориев и древних массивов - Кокчетавском, Улутауском, Актау-Моинтинском и др. При этом или вообще не приводится никаких доказательств принадлежности метаморфических толщ к байкальскому складчатому комплексу, или же формально используются известные радиогеохронологические датировки. Обычно также не делается никаких оговорок в каком объеме принимается байкальская тектоническая эра, как устанавливается сама байкальская складчатость или байкальский тектонический цикл. Все рассуждения обычно сводятся к следующему: возраст метаморфических толщ рифейский (ранне-, средне-, позднерифейский), следовательно складчатый комплекс байкальский. Подобным образом, например, поступает во всех своих публикациях В.Ф.Беспалов (1975). Оценки возраста метаморфических толщ при этом произвольны. Они расходятся резчайшим образом с радиогеохронологическими данными и с решениями стратиграфических совещаний, принятыми большинством специалистов, занимающихся изучением стратиграфии и радиогеохронологии докембрия Казахстана (Богданов и др., 1970; Богатырева и др., 1973; Зайцев, Зыков и др., 1974; Филатова, Зыков и др., 1977). Сторонники подобного подхода не рассматривают историю венда и отношение вендских серий к байкальской складчатости.



2. Вторую группу составляют представления о необходимости обособления в Казахстане байкальского складчатого комплекса, стратиграфический объем которого отвечает рифею, а орогенный байкальский молассовый комплекс соответствует венду. Так, Б.М.Келлер (Келлер, 1973; Келлер и др., 1974) рассматривает вендскую спарамитовую формацию венда Казахстана и Тянь-Шаня как молассу, считает это достаточным для вывода о будто бы имевшей в Казахстане место байкальской складчатости.

При подобном подходе сторонники таких построений выпускают из виду тесную связь вендских образований с нижним палеозоем, участие их в построении единых каледонских складчатых комплексов, отсутствие между вендом и кембрием сколько-нибудь существенных несогласий и структурных перестроек, отсутствие складчатости как таковой.

#### Байкальская складчатость и байкальская тектоническая эра

Прежде чем рассматривать возможность обособления байкальского складчатого комплекса и проявления байкальской складчатости в Казахстане, необходимо обратиться к сибирскому тектонотипу байкалид, оценке объема байкальской тектонической эры, общих принципов установления складчатости, наконец, к самому понятию "байкалиды" или области байкальской складчатости.

Н.С.Шатский (1932) байкальскую складчатость понимал как складкообразование в конце протерозоя – раннем кембрии, охватывшее южное обрамление Сибирской платформы – Енисейский кряж, Байкальскую складчатую систему. После выделения рифейской группы в опорном разрезе Башкирского антиклинория Южного Урала Н.С.Шатский (1945) стал рассматривать байкальскую складчатость в качестве завершающей рифейскую (байкальскую) тектоническую эру. Рубежи байкальской эры устанавливались им в объеме всего рифея. Н.С.Шатский таким образом, уже в своих ранних работах сформулировал понятия о байкальской складчатости, соответствующей ей байкальской тектонической эре, а также о байкалидах – областях байкальской складчатости, где в результате байкальского тектогенеза установились платформенные условия.

По Н.С.Шатскому, байкальской складчатости предшествует рифейский тектонический цикл, выражающийся в закономерной смене геологических формаций геосинклинального и затем орогенного ряда.

Длительность байкальской тектонической эры оценивалась им в 250 млн. лет, что соответствовало тогдашним представлениям о возрастных рубежах рифея.

Геологические исследования в области тектонотипов байкалид последних 10–15 лет уточнили стратиграфическую принадлежность толщ верхнего протерозоя и низов палеозоя, возрастной объем рифейской группы (Семихатов, 1974; Романов, 1973; Постельников, 1973; Келлер, 1973). Соответственно уточнились представления о времени проявления складчатостей, орогенеза в пределах как байкальской складчатой системы и Енисейского кряжа, так и Южного Урала. Главнейшие выводы из современных представлений о байкальской складчатости в областях тектонотипов отражены в табл. 28.

Таким образом, байкальская складчатость понимается как эпоха складкообразования, начавшаяся во второй половине позднего рифея, сопровождавшаяся орогенезом в позднем рифее и венде. Первые наиболее интенсивные байкальские тектонические движения в области тектонотипа отмечаются на рубеже в 850 млн. лет, выражаются складкообразованием и внедрением гранитоидов – посольненско-ангарский комплекс Енисейского кряжа и его возрастные аналоги (Постельников, 1973; Клитин, Постельников, 1968; Клитин, Павлова, 1970).

В тектонотипе байкалид складкообразование у рубежа в 850 млн. лет должно рассматриваться как главная фаза байкальской складчатости, а более поздние движения в венде – как последующие фазы складчатости в течение орогенного этапа байкалид.

В паратектонотипе Башкирского антиклинория Урала главная складчатость имела место после образования каратауской серии перед накоплением ашинской молассы примерно на рубеже в 620 млн. лет (Келлер, 1973; Романов, 1973). Она относится примерно к середине вендского времени (границе нижнего и верхнего венда). От предшествующих складчатостей на рубеже нижнего и среднего, среднего и верхнего рифея (соответственно байкальской или шатакской – 1450 млн. лет и авзянской – 1100 млн. лет) она отличается лишь появлением моласс (см. табл. 29). Можно полагать, что складчатость в позднем рифее и венде в байкалидах проявлялась на рубежах примерно в 850, 680, 620, 570 млн. лет. Совокупность этих складчатостей и составляет эпоху байкальской складчатости.

В каких пределах может быть принят возрастной объем байкальской тектонической эры, предшествовавшей эпохе байкальской склад-

Таблица 28

Этапы геологического развития и эпохи складчатости  
в тектонотипах байкалид

Геологическое время, млн. лет	Регионы		
	Байкальская складчатая система (Клитин, Постельников, 1966, 1968; Клитин, Павлова, 1970; Клитин, Павлова, Постельников, 1970)	Енисейский кряж (Постельников, 1973)	Башкирский антиклинорий Южного Урала (Романов, 1973; Келлер, 1973)
Кембрий 570 <sub>±</sub> 10	платформенный этап	платформенный этап	?
Венд 680 <sub>±</sub> 20	орогенный этап (молассы)	орогенный этап (молассы)	орогенный этап ашинский этап (молассы)
			складчатость 620 млн. лет
Поздний рифей 1100-1050	складчатость, гранитоиды, 800 млн. лет	гранитоиды 670 млн. лет	геосинклинальный этап каратауский этап
			авзянская складчатость, 1100 млн. лет
Средний рифей 1350-1400	геосинклинальный этап	складчатость, по-солоненско-авгарский комплекс гранитов 850 млн. лет	геосинклинальный этап прматинский этап
Ранний рифей	?		байкальская (шатакская) складчатость геосинклинальный этап Бердяушский массив рипакиви 1440 (1550 <sub>±</sub> 30) млн. лет машакский этап бузьянский этап

чатости? Объем байкальской тектонической эры различными исследователями оценивается по-разному. Известно, что Н.С.Шатский (1963) в качестве тектонотипов байкалид рассматривал миогеосинклинальные позднепротерозойские складчатые системы – Байкальскую и Южного Урала. Временный объем рифея, установленный как в этих областях, так и в других регионах методами радиогеохронологии, по современным данным возрос с 250 млн. до 1 млрд. лет.

Рассматривая вертикальный ряд формаций рифея Южного Урала, Н.С.Шатский (1945) устанавливал крупный геосинклинальный цикл, который, как он считал, отвечает байкальской тектонической эре. Следуя построениям Н.С.Шатского, Б.М.Келлер понимает объем байкальской тектонической эры широко в объеме всего рифея<sup>I</sup>. Б.М.Келлером (1975) подчеркивается полнота геосинклинального формационного ряда миогеосинклинальных систем Южного Урала, Енисейского кряжа и Байкальской складчатой области. Этот ряд начинается обычно вулканогенно-осадочными и аспидной формациями и завершается молассами позднерифейского – вендского возраста. Такого же подхода придерживается и М.А.Семихатов (1974) и некоторые другие геологи.

Отмечая непомерно большой объем байкальской тектонической эры и несопоставимость ее с тектоническими эрами фанерозоя, многие исследователи считают необходимым ограничить байкальскую эру поздним рифеем и вендом (от 1100 до 670 млн. лет). При этом предлагается выделять и более древние позднепротерозойские складчатости. На рубеже раннего и позднего рифея (примерно в 1400–1350 млн. лет) обособливается кибарская, сатпурская складчатость, рубежу в 1000–1100 млн. лет в конце среднего рифея отвечают гренвилльская, эльсонская (Богданов, Хаин, 1968) и исседонская складчатости (Зайцев, 1974).

Таким образом, существуют две точки зрения на объем байкальской тектонической эры – или весь рифей (1600–680 млн. лет), или только его верхняя часть и венд (1100–670 млн. лет).

Методический подход Б.М.Келлера, М.А.Семихатовой и других ясен – анализируется прежде всего формационный ряд, устанавливается геосинклинальный цикл, завершающийся орогенезом. Существование самой складчатости подразумевается, но структурных доказательств в виде анализа несогласий, роли последних не приводится. М.А.Се-

<sup>I</sup> В последней работе Б.М.Келлер (1973) отступает от этого подхода, ограничивая нижнюю границу байкальской эры рубежом нижнего и среднего рифея.

михатов (1974) и Б.М.Келлер (1973), оценивая значение альсонских, готских, гренвильских и других подобных событий, рассматривают их как эпохи интенсивной тектономагматической переработки более древних складчатых комплексов, называют эти явления диасхизисом (термин М.А.Семихатова). Подобный подход и оценка так называемых готской, альсонской и гренвильской складчатостей заслуживает всяческой поддержки. Однако, как показывает весь опыт историко-геологического анализа проявления складчатостей фанерозоя, складкообразованию одних регионов в других областях соответствует интенсивная тектоно-магматическая переработка и наоборот. Пример соответствия гренвильского и дальсландского диасхизиса среднерифейской исседонской складчатости Казахстана приведен у Ю.А.Зайцева (1974).

Для суждений об объеме байкальской тектонической эры совершенно недостаточно анализа закономерностей развития миегеосинклинальных зон Южного Урала и байкалид Сибири. Для разделения различных тектонических эр необходимо рассмотрение закономерностей развития многих складчатых областей, так как складчатости разного возраста обычно проявляются в разных регионах. Легко представить насколько ограничены и превратны могли бы быть наши представления о складчатостях фанерозоя, если из анализа были бы исключены отдельные регионы. Например, если суждения о палеозойских складчатостях были бы ограничены варисийскими областями, то, очевидно, вопрос об обособлении каледонской складчатости и не возник.

Подобное происходит при суждениях о складчатостях рифея, когда вывод заранее предопределен ограничением числа регионов, подвергаемых подробному историко-тектоническому анализу. Естественно, что материалы по позднепротерозойским складчатостям ограничены - области их проявления либо превратились в платформы и оказались скрыты под более молодыми платформенными чехлами, либо впоследствии составляли фундамент более молодых геосинклинальных систем фанерозоя.

Следует подчеркнуть также, что миегеосинклинальные складчатые системы наименее показательны и наименее пригодны для обоснования объема тектонических эр. Как установлено опытом многих работ, для фанерозоя складчатости, проявившиеся в эвгеосинклинальных системах, часто или вообще не проявляются в соседних миегеосинклиналях, или слабо выражены. Нет оснований считать, что миегеосинклинали протерозойского, в частности, рифейского, воз-

раста могут представлять исключение. Необходимо более широкое рассмотрение всего существующего материала. При рассмотрении материала по докембрийским складчатостям необходимо привлечение данных об эпохах диасхизиса, так как моменты диасхизиса и складчатости взаимосвязаны и скорее всего близкоодновременны.

Для обособления более древних архейских и ранне - среднепротерозойских складчатостей и тектонических циклов, выявляемых радиогеохронологическими методами, эпохи диасхизиса, сопровождаемые гранитизацией, внедрением гранитоидов имеют не меньшее значение, чем сами складчатости.

Учитывая все перечисленные выше соображения и опираясь на изложенный методический подход, автор вслед за А.А.Богдановым, В.Е.Хаиним приходит к выводу о необходимости выделения в рифее по крайней мере трех эпох складчатостей: первой - на рубеже 1400-1350, второй - 1100-1000 млн.лет и третьей (байкальской) - в конце рифея - венде. При этом возрастной объем байкальской тектонической эры находится в пределах позднего рифея - венда. Ее продолжительность составляет около 500 млн.лет, и возрастные рубежи 1100, 570 млн.лет.

Таким образом, эпоха байкальской складчатости приходится на конец позднего рифея - венда, временный объем байкальской тектонической эры отвечает интервалу в 1100-570 млн.лет.

Возникает вопрос, как при подобном подходе интерпретировать геологическую историю позднепротерозойских миегеосинклинальных областей Южного Урала и обрамления Сибирской платформы, послуживших тектонотипами байкалид (см.табл. 29). Накопление миегеосинклинальных серий осадков здесь происходило в течение всего рифея и завершилось в венде образованием байкальских моласс и байкальской складчатости. Складчатые движения на рубеже раннего и среднего, среднего и верхнего рифея здесь были незначительны и неповсеместны. Тем не менее в стратиграфическом разрезе рифейских отложений четко проявлены ранне-, средне- и позднерифейские циклы осадконакопления (Романов, 1937).

Ранне- и среднерифейская складчатость в пределах рассматриваемых миегеосинклиналей не проявлялись или играли незначительную роль - геосинклинальное развитие, продолжавшееся в течение всего рифея, здесь завершается байкальской складчатостью. Естественно, что рифейские миегеосинклинальные складчатые системы Южного Урала и южного обрамления Сибирской платформы не могут быть поэтому

использованы для установления длительности байкальской тектонической эры.

Развитие структуры Казахстана в течение байкальской тектонической эры. Геологическая история Казахстана в позднем протерозое, а также в начале палеозоя, достоверно может быть восстановлена преимущественно для западных частей Центрального Казахстана, хребта Каратау, Северного и Среднего Тянь-Шаня, т.е. для тех регионов, где доказано присутствие вендских и рифейских отложений. Более условны геологические реконструкции для районов Северного и Северо-Восточного Казахстана, хр. Чингиз, южного складчатого обрамления Карагандинского бассейна и Прибалхашья. Как уже указывалось, в этих регионах, принадлежащих к раннепалеозойской эвгеосинклинальной области, предполагается существование рифейских и вендских вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ (ерементауская серия и др.). Исключение – Актау-Моинтинский антиклинорий, где вендские и кембрийские отложения, представленные геосинклинальными карбонатными и терригенными толщами, устанавливаются с большей уверенностью.

Автор ранее уже отмечал отсутствие в Казахстане проявлений байкальской складчатости, подчеркивая тесную связь позднекембрийских, в частности вендских, отложений с нижнепалеозойскими толщами (Зайцев, 1968). Для части геосинклинальных систем Казахстана несомненно устанавливается присутствие гранитно-метаморфического древнего фундамента, в строении которого принимают участие разновозрастные докембрийские складчатые комплексы от наиболее древних до карельских и карельских до среднерифейского исседонского (Зайцев, 1974). Несомненно к фундаменту или комплексу основания палеозойских геосинклиналей принадлежит дислоцированный платформенный эписседонский (позднерифейский) чехол, сложенный кокчетавской кварцито-песчаниковой серией и отчасти маломощными карбонатными отложениями. Время накопления эписседонского платформенного чехла находится в пределах 1100–850 (900) млн лет. Если принимать объем байкальской тектонической эры в пределах 1100–570 млн лет, то платформенный чехол должен рассматриваться как раннебайкальское (по времени) образование.

Дальнейшая история территории Казахстана – это заложение, формирование и эволюция геосинклинальных прогибов, закончивших свое развитие в разное время в течение палеозойской эры. Поздне-

протерозойские (верхнерифейские и вендские) толщи слагают нижние части геосинклинальных складчатых комплексов каледонид и варисцид Казахстана. Поздний рифей и венд были эпохой заложения и обособления новообразованных геосинклинальных систем и отдельных геосинклинальных прогибов.

Первые интенсивные тектонические движения, приведшие к раздроблению гранитно-метаморфического фундамента, относятся к 850–900 млн лет, когда местами начали деформироваться мощнейшие вулканические толщи верхнего рифея, накопившиеся в различных условиях: континентальных – на склонах остаточных массивов, образовавших ядра позднекембрийских и раннепалеозойских геосинклинальных поднятий, морских – в пределах геосинклинальных прогибов (см. рис. 33).

Континентальные позднерифейские вулканические серии, принадлежащие липаритовой порфировой либо контрастной базальт-липаритовой формациям, располагались узкими поясами или образовывали разобщенные вулканические массивы по периферии прогибов как на западе Центрального Казахстана и в хр. Каратау в пределах хемизвгеосинклинальных зон, так и в обрамлении эвгеосинклиналей (например, орумбайская свита Западного Прибалхашья, кокпатасская свита Кендыктаса по периферии системы Жалаир-Найманских прогибов)<sup>I</sup>.

Эвгеосинклинальные позднерифейские толщи типа терсейской серии Северного Тянь-Шаня, белеутинской серии Улутау, возможно ерементауская серия северо-востока Центрального Казахстана, слагают основание разреза геосинклиналей, часто залегают непосредственно на более древнем гранитно-метаморфическом фундаменте, точно так же как и разновозрастные позднерифейские липаритовые комплексы.

Считать позднерифейские липаритовые и контрастные базальт-липаритовые серии обычными орогенными образованиями, следующими за более древней складчатостью, явно неправомерно, так как нет этой предшествующей складчатости и нет соответствующего более древнего складчатого комплекса – всюду ниже вулканитов находится гранитно-метаморфический разновозрастный фундамент. Итак, первой, наиболее значительной фазе складчатости собственно байкалд с возрастом 850 млн лет в Казахстане соответствует эпоха раздроб-

<sup>I</sup> Возраст орумбайской и кокпатасской свит составляет 850–930 млн лет. (Зайцев и др., 1974).

ления гранитно-метаморфического основания и образование различных по составу и условиям излияния вулканических серий (табл. 29).

Тектонические движения венда сопровождаются накоплением разнообразных толщ от типичных эвгеосинклинальных яшмово-диабазовых формаций до кремнисто-карбонатных и карбонатных, связанных с геосинклинальными поднятиями (см. выше). Несомненны тектонические движения, внедрения субщелочных и щелочных гранитоидов (возраст 650±20, 670 млн. лет) на рубеже рифея и венда. Несогласие в основании верхнего венда, сложенного спарагмитовой формацией, проявлено очень широко в пределах Казахстана и Средней Азии. Как уже отмечалось выше, начало позднего венда ознаменовалось некоторыми перестройками структурного плана и значительным расширением геосинклинальных прогибов, в связи с чем верхневендские толщи приобретают облик базальных терригенных формаций.

В пределах Каратау-Таласской структурно-фациальной зоны Южного Казахстана (Малый Каратау) и Тянь-Шаня (Таласский хребет) в раннем венде были в основном унаследованы позднерифейские прогибы. Здесь на месте флишевых позднерифейских прогибов после проявлений складчатости накопились красноцветные и пестроцветные молассовые толщи (малокаройская серия и ее аналоги). Эта складчатость на рубеже рифея и венда отвечает одной из последних фаз байкальской эпохи складкообразования, не проявленной или проявленной крайне незначительно в пределах сибирского тектонотипа. Проявление этой складчатости в Каратау-Таласской структурно-фациальной зоне узко локально. Байкальский складчатый комплекс располагается среди раннекаледонских складчатых комплексов Киргизско-Терекской и Чаткало-Нарынской зон; байкальский складчатый комплекс Каратау-Таласской зоны подвергся интенсивной каледонской тектонической переработке. Эти обстоятельства не позволяют выделять здесь байкалиды как самостоятельные области байкальской складчатости.

В раннекаледонскую эпоху (в раннем палеозое) Каратау-Таласская зона представляла собой часть геосинклинального поднятия, вовлеченного в конце ордовика в складчатость (таконская складчатость). Итак, в Казахстане локально проявившаяся складчатость в середине венда известна только в Каратау-Таласской структурно-фациальной зоне, хотя несогласие между нижним и верхним вендом проявлено очень широко, имея в большинстве случаев характер трансгрессивного контакта. Исключительность Каратау-Таласской

структурно-фациальной зоны подчеркивается также появлением здесь молассовых красноцветных толщ в раннем венде (малокаройская серия и ее аналоги). Байкальские движения в Каратау-Таласской зоне - кратковременные складчатые эпизоды в развитии структуры ранних каледонид.

Эпохи позднего венда в Казахстане и Средней Азии характеризовались крайней неравномерностью тектонических движений и на площади, и во времени. Оживление тектонических движений в начале и конце позднего венда фиксируется появлением в разрезах ряда структурно-фациальных зон мощных толщ тиллитоподобных несортированных часто валунных конгломератов. Как отмечалось выше, наиболее вероятно образование этих конгломератов в условиях соседствующих глубоких морских геосинклинальных бассейнов и тектонически расчлененного горного рельефа, возможно, с горно-долинным оледенением.

Многие исследователи, в частности для рассматриваемых регионов наиболее последовательно Е.И. Зубцов (1971), проводят точку зрения о ледниковом моренно-гляциальном происхождении толщ тиллитоподобных конгломератов. Время их образования приходится на установившуюся эпоху великого оледенения в конце протерозоя (Келлер, 1972; Чумаков, 1971, 1972, 1973). Возможно конец байкальской эпохи ознаменовался не только оживлением тектонических движений, но также оледенением, проявившимся в различных частях Земли, и в том числе в горных цепях. Как бы ни рассматривали происхождение тиллитоподобных конгломератов, связывая их только с оледенением или с оживлением тектонических движений в конце байкальской тектонической эры, уровни тиллитоподобных конгломератов имеют, по-видимому, близко одновременное положение в цепи геологических событий и являются превосходными маркирующими толщами.

Правильнее связывать образование тиллитоподобных конгломератов не только с моментами оледенений, но и с эпохами оживления тектонических движений. В этом случае они могут служить индикаторами проявлений тектонической активности в различных по историко-геологическому смыслу структурных зонах. В областях байкальской складчатости и орогенеза продукты ледникового осадконакопления могут совмещаться с молассами, в зарождающихся геосинклинальных прогибах они сочетаются с терригенными толщами, имеющими смысл базальных терригенных формаций (см. рис. 23).

Сравнительная историко-геологическая схема байкалид Сибири  
и каледонид Казахстана

Возраст	Байкалиды Енисейского края (Постельников, 1973; Ицков, Синельников, 1973)		Каледониды Центрального Казахстана
Ордовик	платформенный этап		складчатость, гранитоиды крякудукского комплекса. Флишеидные терригенные андезито-базальтовые, кремнисто-терригенные формации зрелых стадий геосинклинального этапа
Кембрий			кремнисто-карбонатные и карбонатные фосфатосные формации хемизвгеосинклиналей, замещаемые в эвгеосинклиналях терригенно-яшмовыми и яшмово-базальтовыми сериями
Поздний венд	орогенный этап	запад	дальнейшее расширение геосинклиналей базальные терригенные и спарагмитовые формации
		орогенные молассовые серии поднятие, размыв, структурная перестройка	
Ранний венд	орогенный этап, молассы	накопление флишеидных, карбонатных серий мисгеосинклиналей	вулканогенно-терригенные и яшмово-диабазовые формации геосинклинальных прогибов
Поздний рифей		базальные терригенные и геантиклинальные формации	липаритовая порфировая формация геоантиклиналей, замещаемая контрастными липарит-базальтовыми и базальтовыми сериями в геосинклинальных прогибах (850-900 млн. лет). Внедрение щелочных гранитоидов - 650±20 млн. лет
			раздробление фундамента и заложение геосинклиналей
		складчатость, гранитоиды посольненско-ангарского комплекса - 850±50 млн. лет. Предшествующий геосинклинальный цикл	платформенное осадконакопление - кварцито-песчаниковая кокчетавская серия

Рассматривая историко-геологическое значение тиллитоподобных конгломератов в Казахстане, следует еще раз обратить внимание на тесную структурную и историко-геологическую связь этих толщ с нижним палеозоем, их положением в основании или середине единого формационного ряда каледонских геосинклиналей (см. табл. 21).

Приведенные сравнения и противопоставления истории развития истинных байкалид заставляют прийти к единственно возможному выводу - вторая половина позднего рифея и венд являются в Казахстане эпохой заложения палеозойских геосинклиналей. Во времени эти события совпадают с орогенным этапом, имевшим место в пределах собственно байкалид в областях их тектонотипов. Эти различные по своему смыслу события - орогенный этап в байкалидах, заложение или дальнейшее вовлечение в геосинклинальное прогибание новых пространств в палеозоидах Казахстана являлись отражением байкальской тектонической кульминации (повышенной тектонической активности) в конце позднего рифея - венде.

Развитие событий в позднем рифее - венде в пределах каледонид Казахстана и Тянь-Шаня напоминает историю развития каледонских геосинклиналей Скандинавии. Историко-геологическое значение спарагмитовой формации независимо от оценки доли ледникового осадконакопления при ее образовании в скандинавских каледонидах аналогично приведенным казахстанским примерам (см. рис. 23; табл. 30). Точно так же, как и в каледонских геосинклиналях Казахстана, спарагмит в скандинавских каледонидах имеет значение базальной терригенной формации, находится в видимых низах ряда каледонских формаций, одновременен орогенным сериям байкалид Урала, Тимана, Южного обрамления древней Сибирской платформы и других регионов.

Общность в истории развития каледонских геосинклиналей разных регионов заставляет подчеркнуть важный методический вывод - не всякая грубообломочная толща, несмотря на ее образование в конце тектонической эры, может быть отнесена к категории моласс и тем более не может служить индикатором проявления складчатости, хотя и указывает на увеличение тектонической активности.

Заканчивая сравнительное рассмотрение истории областей байкальской складчатости, следует еще раз подчеркнуть главный вывод, проистекающий из этого сравнения. Историко-геологический смысл байкальских движений в областях байкальской складчатости и палеозоидах Казахстана различен, а точнее противоположен по своему структурному последствию. Байкальская складчатость в байкалидах

Формационный ряд каледонид Норвегии  
и запада Центрального Казахстана

Возраст	Формационный ряд каледонид юго-восточной Норвегии по О. Хольтедалу (1957) и др.	Возраст	Формационный ряд Байконурского синклинория каледонид Центрального Казахстана
Ордовик		Ордовик	песчано-сланцевая флишеидная (граувакковая) формация
	яшмово-диабазовая формация		яшмово-сланцевая формация
Кембрий	аспидная формация (в нижней части иногда фосфатоносная)	Кембрий	карбонатно-кремнистая фосфатоносная формация
Венд	спарагмитовая формация (известняк Бири, спарагмит Муэльев, сланцы Экре)	Венд	спарагмитовая формация
	рингсакерские кварциты(?)		терригенно-кремнистая фосфатоносная формация
Верхний рифей	базальная терригенная формация (спарагмит Брёттум, конгломераты Бири)	Венд	вулканогенно-терригенная формация

привела к тектонической консолидации и возникновению эпибайкальских платформенных масс. Важнейшим результатом байкальских движений в палеозоидах Казахстана было заложение геосинклинальных прогибов, разрушение ранее существовавшего консолидированного гранитно-метаморфического фундамента. Именно в этом заключается смысл байкальских тектонических движений в областях палеозойской складчатости Казахстана и Тянь-Шаня. В это время был заложен каркас глубинных структур - геосинклинальных прогибов и геосинклинальных поднятий, которые существовали затем в течение палеозойской эры, заканчивали свое геосинклинальное развитие в разное время, определяли расположение важнейших структурно-фациальных зон Казахстана и Тянь-Шаня.

## Л и т е р а т у р а

- А в д е е в А.В. и др. Дскембрий. Атасу-Моинтинский антиклинорий. - В кн.: Геология СССР, т. XX. М., "Недра", 1972.
- А в д е е в А.В., А ль п е р о в и ч Е.В., В о з н е с е н с к и й В.Д. Кембрийская система. Атасу-Моинтинский антиклинорий. - В кн.: Геология СССР, т. XX. М., "Недра", 1972.
- А в д е е в А.В. и др. Докембрийские отложения Атасу-Моинтинского водораздела. - В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. I. Алма-Ата, 1974.
- А ль п е р о в и ч Е.В. Древние карбонатные толщи Северо-Западного Прибалхашья. - В сб.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- А ль п е р о в и ч Е.В., Л а г а й А.С. О возрасте "оолитовой" толщи Северо-Западного Прибалхашья. - "Изв. АН КазССР. Сер. геол.", 1965, вып. 4.
- А н к и н о в и ч Е.А. Горсейксит из глинисто-антраксолитовых ванадиеносных сланцев Казахстана. - "Изв. АН КазССР. Сер. геол.", 1959, вып. 3 (36).
- А н к и н о в и ч С.Г. К стратиграфии нижнего палеозоя Джебаглы-Каратау-Улутауской зоны. - "Труды Совещ. по унифик. стратигр. схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана", т. I. Алма-Ата, 1960.
- А н к и н о в и ч С.Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1961.
- А н т о н ю к Р.М. Докембрийский северо-восток Центрального Казахстана. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.

- А н т о н ю к Р.М. Протерозой и нижний кембрий востока Центрального Казахстана. - В сб.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. I. Алма-Ата, 1974.
- Б а б и ч е в Е.А. и др. Раннегеосинклинальные кремнисто-терригенные и вулканогенные комплексы каледонского этапа развития Центрального Казахстана. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., "Наука", 1977.
- Б а т у р и н Т.Н., К о ч е н о к А.В., Т р и м о н и с Э.С. О составе и происхождении железорудных и горячих рассолов в Красном море. - "Океанология", 1969, № 3.
- Б е л о у с о в А.Ф., К о ч к и н Ю.Н. Геохимические особенности лав в рифейско-кембрийских вулканических комплексах Алтая. - В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1963.
- Б е с п а л о в В.Ф. Тектоническая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик масштаба 1:1 500 000 (Объяснительная записка). Алма-Ата, 1975.
- Б о г а т ы р е в а Н.А. и др. Результаты исследований по определению радиологического возраста метаморфических комплексов Южного Улутау (Центральный Казахстан). - В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., "Наука", 1973.
- Б о г д а н о в А.А. и др. Сопоставление по стратиграфии докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня. - "Советская геология", 1970, № 3.
- Б о г д а н о в А.А. и др. Новые данные о геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района. - "Советская геология", 1955, № 48.
- Б о г д а н о в А.А., Х а и н В.Е. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных (послесловие к кн. Штилле: "Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли"). М., "Мир", 1968.
- Б о р о в и к о в Л.И. Нижний палеозой Дзезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. - "Труды ВСЕГЕИ", т. 5. Л., 1955.
- Б о р о в и к о в Л.И., Б о р с у к Б.И. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. - "Мат-лы ВСЕГЕИ, нов.сер.", 1961, вып. 41.

- Б о р у к а е в Р.А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана. М., Гостеолтехиздат, 1955.
- Б о р у к а е в Р.А., И в ш и н Н.К., Е р г а л и е в Г.Х. Кембрий Казахстана. - В сб.: Вопросы геологии Казахстана. Алма-Ата, 1964.
- Б р а у н Д., К э м п б е л л К., К р у к К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., "Мир", 1970.
- Б р о д с к а я Н.Т., И л ь и н с к а я М.Н. Фосфатонакопление в вулканических областях. - В сб.: Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. 2. - "Труды ГИН АН СССР", вып. 1951, 1968.
- Б у д а н о в Н.Д., Е м е л ь я н о в Г.Н., Ю ш к о в а С.О. Глубинные воды, особенности их состава и генезис. - "Советская геология", 1968, № 5.
- Б у ш и н с к и й Г.И. О происхождении морских фосфоритов. - "Литология и полезные ископаемые", 1966 а, № 3.
- Б у ш и н с к и й Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. - "Труды ГИН АН СССР", 1966 б, вып. 149.
- В о з н е с е н с к и й В.Д. Стратиграфия допалеозойских и нижнепалеозойских отложений Атасу-Моинтинского водораздела. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- В о л и н А.В. Брекчии скольжения и тиллиты в связи с проблемой оледенения и перемещения полюсов. Общие закономерности геологических явлений. Мат-лы к совещ., 1966, вып. 1, 2.
- Г а в р и л о в А.А. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар. - "Труды ГИН АН СССР", 1967, вып. 169.
- Г а в р и л о в А.А. Накопление вулканогенных продуктов в геосинклинальных областях прошлого. - В кн.: Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. I - "Труды ГИН АН СССР", 1968, вып. 195.
- Г р е ц к а я Т.А. Тиллиты и их значение для решения геологических задач. - В сб.: Общая геология. Стратиграфия 1963-1964 гг. М., изд. ВИНТИ, 1966.
- Г р и м м е л ь ф а р б Б.М. Закономерности тектонического размещения фосфоритовых месторождений СССР. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.



- Гинзбург И.И. Геохимия и геология коры выветривания на Урале. - "Труды ГИН АН СССР", 1947, вып. 81.
- Двойченко Н.К. Стратиграфия кембрия Еремантау. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Джолдошев Б. Геология и генетические особенности железорудной свиты Джетым-Тоо (Центральный Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс. Фрунзе, 1964.
- Джолдошев Б. Позднекембрийские осадочно-метаморфические руды хребта Джетым-Тоо (Тянь-Шань). - В сб.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. I. М., "Недра", 1966.
- Дзоденидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., "Недра", 1969.
- Добрнин В.М., Сигитова Е.М. Находки кембрийских трилобитов в Дзезказган-Улутауском районе. - "ДАН СССР", 1961, т. 139, № 6.
- Добрнин В.М., Сигитова Е.М. Новые данные по стратиграфии кембрийских и ордовикских отложений Южного Улутау. - "Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Центральн. Казахстана", 1962, вып. 2.
- Донов Н.А. и др. Кембрийские фосфориты МНР. - "Советская геология", 1967, № 3.
- Еганов Е.А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и дальнего Востока. М., "Наука", 1968.
- Еганов Е.А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. - "Труды Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отдел. АН СССР", 1974, вып. 102.
- Ергалиев Г.Х. К стратиграфии венда и кембрия Байконур-Каратау-Джебаглинской зоны. - "Изв. АН КазССР. Сер. геол.", 1965, № 6.
- Ергалиев Г.Х. К номенклатуре единой стратиграфической схемы венда и кембрия юга Южного Казахстана и запада Центрального Казахстана. "Стратигр. совещ. по допалеозой и палеозой Казахстана" (Тезисы докладов). Алма-Ата, 1971.
- Ергалиев Г.Х. Кембрийская система. Байконурский синклиниорий. - В кн.: Геология СССР, т. XX. Центральный Казахстан. М., "Недра", 1972.

- Ергалиев Г.Х. Схема стратиграфии кембрийских отложений Южного и западной части Центрального Казахстана. - В сб.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. I. Алма-Ата, 1974.
- Ергалиев Г.Х., Покровская Н.В. Биостратиграфия нижнего кембрия Малого Каратау. - В сб.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. I. Алма-Ата, 1974.
- Ергалиев Г.Х., Хабелашвили А.И. Кембрийская система. Джаркаинагачский антиклинорий. - В кн.: Геология СССР, т. XX. Центральный Казахстан. М., "Недра", 1972.
- Зайцев Ю.А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане. - В сб.: Орогенические пояса. М., "Наука", 1968.
- Зайцев Ю.А. О выделении среднерифейской исседонской складчатости в Казахстане. - "Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.", 1974, № 3.
- Зайцев Ю.А. и др. О радиологическом датировании докембрийских пород Центрального Казахстана. - В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. I. Алма-Ата, 1974.
- Зайцев Ю.А., Королев В.Г., Филатова Л.И. О сопоставлении верхнего протерозоя Тянь-Шаня и Улутау. - "Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.", 1966, № 4.
- Зайцев Ю.А. и др. Схема сопоставления разрезов докембрия Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Зайцев Ю.А. и др. Новые данные по корреляции стратиграфических разрезов докембрия Центрального и Южного Казахстана. - В сб.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. I. Алма-Ата, 1974.
- Зайцев Ю.А., Тихомиров В.Г. Порфиновые формации и их геотектоническое положение. - В кн.: Материалы Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969.
- Зайцев Ю.А., Тихомиров В.Г. Геотектоническое положение порфиновых формаций. - В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., "Наука", 1972.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Новые данные о строении докембрия Улутау (в связи с разработкой единой стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана). - В кн.: Ма-

- териалы по геологии Центрального Казахстана, т. X. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- З а й ц е в Ю.А., Ф и л а т о в а Л.И. Основные этапы геологического развития Казахстана в докембрии. - "Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.", 1972, № 4.
- З а й ц е в Ю.А. и др. Основные черты строения докембрия Улутая (Центральный Казахстан). - "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1965, том XI, вып. 6.
- З а й ц е в Ю.А., Х е р а с к о в а Т.Н. Строение и условия накопления верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ восточного крыла Байконурского синклинория. - В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. X. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- З е л е н о в К.К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. - В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. - "Труды ГИН АН СССР", вып. 81. М., "Наука", 1963.
- З о н е н ш а й н Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центральноазиатскому складчатому поясу. М., "Недра", 1972.
- З у б ц о в Е.И., З у б ц о в а Е.И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня. - "ДАН СССР", 1966, вып. 169, № 1.
- З у б ц о в Е.И. Улутай-Тяньшаньский тиллитоносный комплекс позднего докембрия. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- З у б ц о в Е.И., З у б ц о в а Е.И. Докембрийские граниты и нижний палеозой Среднего Тянь-Шаня. - "ДАН СССР", 1963, т. 152, № 4.
- И в ш и н Н.К. Кембрий Казахстана (состояние стратиграфического и фаунистического расчленения и задачи дальнейших исследований). - В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. I. Алма-Ата, 1974.
- И ц к о в А.И., С и н е л ь н и к о в Д.В. Развитие Енисейского крыжа в позднем кембрии. - "Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.", 1973, № 6.
- К а з а к о в А.В. Фосфоритные фации и генезис фосфоритов. - В кн.: Геологические исследования агрономических руд. - "Труды Науч. ин-та по удобрениям и инсектофунгицидам", 1937, вып. 142.
- К а н н Дж. Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., "Мир", 1973.
- К е л л е р Б.М. Спарагмитовая формация байкальской эпохи складчатости. - В кн.: Геологические формации. Л., "Недра", 1968.
- К е л л е р Б.М. Великие оледенения в истории Земли. - "Советская геология", 1972, № 9.
- К е л л е р Б.М. Венд, вдомий и терминальный рифей (вендомий). - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1973, № 1.
- К е л л е р Б.М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. - "Итоги науки и техники, общая геология", т. 5. М., изд. ВИНТИ, 1973.
- К е л л е р Б.М. и др. Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. - В кн.: Итоги науки и техники. Сер. стратиграфия, палеонтология, т. 5. М., изд. ВИНТИ, 1974.
- К е л л е р Б.М., К о р о л е в В.Г., К р ы л о в И.Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1965, № 4.
- К е л л е р Б.М. и др. Рифей и нижний кембрий юго-западного Прибалхашья. - "Советская геология", 1970, № 8.
- К е л л е р Б.М., П о к р о в с к а я Н.В. Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1965, № 6.
- К е л л е р Б.М., С е м х а т о в М.А. Опорные разрезы рифея материков. - В кн.: Итоги науки и техники. Сер. стратиграфия, палеонтология, 1967, М., изд. ВИНТИ, 1968.
- К е л л е р Б.М., С о к о л о в Б.С. Вендский комплекс - первое подразделение палеозойской группы. - В кн.: Тезисы докладов на совещании по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- К и с е л е в В.В., К о р о л е в В.Г. Особенности позднемембрийской и раннепалеозойской тектоники Тянь-Шаня. - В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., "Наука", 1970а.
- К и с е л е в В.В., К о р о л е в В.Г. О соотношении инициального и субсеквентного магматизма. - "Тектоника", 1970б, № 3.

- К л и н г е р Б.Ш. Микрофитолиды древних толщ Центрального Казахстана и их стратиграфическое значение. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- К л и н г е р Б.Ш. Микрофитолиды басагинской свиты Атасу-Моинтинского водораздела. - В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. I. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- К л и т и н К.А. Байкальская складчатость и тиллитоподобные конгломераты в разрезах каледонид Европы и Гренландии. - "ДАН СССР", 1965, т. 163, № 3.
- К л и т и н К.А., Павлова Т.Г. Формационный анализ при определении времени завершения байкальской складчатости на юге Сибири. - "Геотектоника", 1970, № 4.
- К л и т и н К.А., Павлова Т.Г., Постельников Е.С. Байкалиды на юго-востоке Сибири. - "Труды Ин-та геол. АН СССР", 1970, вып. 219.
- К л и т и н К.А., Постельников Е.С. Орогенные образования байкалид Восточной Сибири. - "Геотектоника", 1966, № 6.
- К л и т и н К.А., Постельников Е.С. К проблеме байкальской складчатости. - В кн.: Орогенические пояса. М., "Наука", 1968.
- К н и п п е р А.Л. Геосинклинальные фосфориты в Южном Улутау Центрального Казахстана. - "ДАН СССР", 1957, т. 115, № 3.
- К н и п п е р А.Л. Тектоника Байконурского синклинория. - "Труды ГИН АН СССР", 1963, вып. 90.
- К о р о л е в В.Г. Возраст свиты Арчалы и стратиграфия нижнего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны. - "Труды Ин-та геол. АН КиргССР", 1958, вып. IX.
- К о р о л е в В.Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- К о р о л е в В.Г. О двух горизонтах тиллитоподобных конгломератов в вендском комплексе северо-западного Каратау. - "Труды Фрунзенского политехнического ин-та. Сер. геология, горное дело", 1965, вып. 18.
- К о р о л е в В.Г. Вендомий в пределах СССР. Средняя Азия и Казахстан. - "Итоги науки и техники. Сер. стратиграфия, палеонтология", т. 5. М., изд. ВИНТИ, 1974.
- К о р о л е в В.Г., Крылов И.Н. К стратиграфии верхнего докембрия Северного Тянь-Шаня. - "ДАН СССР", 1962, т. 144, № 6.
- К о р о л е в В.Г., Максумова Р.А. Поздний докембрий Таласского Алатау. - "Труды Фрунзенск. политехн. ин-та. Сер. геол., горное дело", 1964, вып. 19.
- К о р о л е в В.Г., Максумова Р.А., Мамбетов А.М. Аналоги вендского комплекса и "бестрилобитовые слои" нижнего кембрия Средней Азии и Казахстана. - В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1971.
- К о р о л е в В.Г., Максумова Р.А., Мамбетов А.М. Венд и томмотский ярус нижнего кембрия в Средней Азии и Южном Казахстане. - В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. I. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- К р а с и л ь щ и к о в А.А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия - раннего палеозоя Шпицбергена. - "Труды Ин-та геол. Арктики", 1973, вып. 172.
- К р о у э л л Д. Отложения с рассеянными мегакластами как показатели климата. - В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., "Мир", 1968.
- К р ы л о в И.Н. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. - "Труды ГИН АН СССР", 1967, вып. 171.
- К р ы л о в И.Н. Значение строматолитов для стратиграфии верхнего докембрия Казахстана и Средней Азии. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Л у н г е р с т а у з е н Г.Ф. Тиллиты и тиллитоподобные образования. - В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Гостеолтехиздат, 1963.
- М а к а р ы ч е в Г.И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Б.Каратау. - "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1957, т. XXXII, вып. 4.
- М а к а р ы ч е в Г.И. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау. - "Труды совещ. по униф.

- страт. схем допалеозоя Восточного Казахстана", 1960, т. I.
- Максумова Р.А. Стратиграфия и литология верхнего протерозоя юго-восточной части Таласо-Каратауской зоны. Автореф. канд. дис. Фрунзе, 1967.
- Мамбетов М.А. Стратиграфия и окаменелости (хиолиты, хиолительминиты и др.) нижней части нижнего кембрия Малого Каратау. Автореф. канд. дис. Фрунзе, 1973.
- Мамбетов М.А., Миссаржевский В.В. Новые данные об окаменелостях из фосфоритоносных толщ Малого Каратау. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Маслов В.П. Строматолиты и фации. - "ДАН СССР", 1959, т. 125, № 5.
- Минервин О.В., Бабичев Е.А., Розен О.М. Доордовикские кремнисто-вулканогенные отложения Кокчетавского массива и его южного обрамления. - В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. X. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Минервин О.В. Докембрий. Джаркайнагачский антиклинорий и южное обрамление Кокчетавского массива. - В кн.: Геология СССР, т. XX. М., "Недра", 1972.
- Миртов Ю.В. и др. Марганцевоносные и фосфоритоносные формации нижнего кембрия и верхнего докембрия Западной Сибири. - В кн.: Осадочные формации Сибири. - "Труды У Всес. литологич. совещ.", 1964, т. П.
- Мисюс П.П., Сагындыков К.С. Новые данные о нижнем кембрии Чаткальского хребта. - В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе, 1967.
- Мкртычан А.К. Фосфоритоносная вулканогенно-осадочная формация Кузнецкого Алатау. - "Геология и геофизика", 1966, № 2.
- Младших С.В., Облизин В.Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1967, № 2.
- Набоко С.И., Сильченко В.Г. К вопросу о роли углекислого газа в поствулканическом процессе. - "Труды лабор. вулканол. АН СССР", 1960, вып. 18.
- Назаров Б.Б. Радиоларии древних кремнисто-вулканогенных отложений Казахстана. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Наливкин Д.В. Учение о фациях, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Норин Э. Кембрийские и докембрийские осадки Центрального Куруктага, Восточный Тянь-Шань. - "Труды VII Международн. геол. конгр.", 1940, т. 16.
- Никитченко И.И., Киселев В.В., Королев В.Г. Докембрий Южно-Джунгарского антиклинория. - В сб.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1971.
- Ордынец Г.Е. К вопросу о возрасте углисто-кремнистых сланцев Ишимской Луки. "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1969, т. XLIV, вып. 6.
- Орлова Е.В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. - "Минеральные ресурсы зарубежных стран", вып. 19. М., Госгеолиздат, 1951.
- Покровская Н.В., Ергалиев Г.Х. Древнейшие слои кембрия в Малом Каратау. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Попова З.Д. К вопросу о так называемых "фосфоритах" центрального участка месторождения Сарысай. - "Вестн. АН КазССР", 1959, № 7.
- Попова З.Д., Сарбасов Ш.Ч. Байконурская группа месторождений алмафосфатных руд и фосфоритов в Джезказганском районе. - "Вестн. АН КазССР", 1963, № 6.
- Попова З.Д. Вавеллит из алмафосфатного месторождения Сарысай (Центральный Казахстан). - "Труды Ин-та геол. наук АН КазССР", 1966, т. 16.
- Постельников Е.С. Байкальский орогенез. - "Труды ГИН АН СССР", 1973, вып. 243.
- Пупышев Н.А. и др. Стратиграфия древних толщ Ереманта-Зайлиской и Джунгаро-Балхашской складчатой систем. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Пупышев Н.А. Стратиграфия ордовика Атасу-Моинтинского водораздела. - В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. I. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Пупышев Н.А. Новые данные по стратиграфии вендских и кембрийских отложений Атасу-Моинтинского водораздела. - В сб.:

- Допалеозой и палеозой Казахстана, т. I. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Разумова В.Н. Природа красных и зеленых окрасок пород красноцветных формаций мезокайнозой Центрального и Южного Казахстана.- "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1960, № 5.
- Розен О.М., Созинов Н.А., Журавлева З.А. Новые данные о стратиграфии верхнего докембрия Кокчетавского массива. "ДАН СССР. Сер. геол.", 1971, т. 197, № 3.
- Романова В.А. Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М., "Наука", 1973.
- Ронов А.Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт). - В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. - "Труды ГИН АН СССР", 1956, вып. 4.
- Сагындыков К.С. Вендская (нижнекембрийская) вулканогенно-терригенная железорудная формация типа Джетым-Тоо. - В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе, 1967.
- Салоп Л.И. О докембрии Великих озер (Канада). - "Советская геология", 1974, № 1.
- Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. - "Труды ГИН АН СССР", 1974, вып. 256.
- Семихатов М.А., Комар Вл. А., Серебряков С.Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. - "Труды ГИН АН СССР", 1970, вып. 210.
- Соколов Б.С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1952, № 5.
- Соколов Б.С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. - В кн.: Геология докембрия. М., "Недра", 1964.
- Соколов Б.С. Вендский этап в истории развития Земли. - В кн.: Палеонтология. М., "Наука", 1972.
- Соколов Б.С. О венде (вместо предисловия). - В кн.: Аналогии вендского комплекса в Сибири. М., "Наука", 1975.
- Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., "Наука", 1970.
- Сорокин В.С., Гравитис В.А. Некоторые закономерности распределения аутигенного кремнезема в отложениях даугавской свиты. - "Геология и разведка", 1964, № 8.
- Скорнякова Н.С. Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана. - В кн.: Тихий океан, т. 2, М., "Наука", 1970.
- Степаненко А.Ф. К стратиграфии нижнего палеозоя верховьев рек Чаткала и Сандалаша (Тянь-Шань). - "Мат-лы по региональной геологии ВАГТ", 1958, вып. 4.
- Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. - "Мат-лы Карагандинского стратиграфического совещания, сентябрь, 1968 г.". М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Страхов Н.М. К геохимии фосфора, ванадия и меди в морских битуминозных породах. - "Труды ГРИ", 1937, вып. 7.
- Страхов Н.М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний). - В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. - "Труды ГИН АН СССР", 1956, вып. 4.
- Страхов Н.М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1956, № 8.
- Страхов Н.М. Климат и фосфатонакопление. - "Геология рудных месторождений", 1960, № 1.
- Страхов Н.М. К позиции вулканогенно-осадочного породообразования. - В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., "Наука", 1965.
- Строкин Ю.А. Глубинное строение каледонского фундамента в пределах Карсакпайского поднятия по геофизическим данным. Автореф. канд. дис. М., 1974.
- Токмачева С.Г., Кузнецовский А.Г., Буренин В.М. Докембрийские образования Юго-Западного Прибалхашья и Юго-Восточной Бетпак-Далы. - В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. I. Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Токмачева С.Г., Палец Л.М. Докембрийские образования Юго-Западного Прибалхашья и Юго-Восточной Бетпак-Далы. - В кн.: Докембрий Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Уайт О. Термальные источники и эпитеральные месторождения. - В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1959.
- Филатова Л.И. и др. Проблемы геохронологии метаморфического комплекса докембрия Центрального Казахстана. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., "Наука", 1977.

- Ф о р ш Н.Н. Пермские отложения. Уфимский и казанский ярус. - "Труды Всес. нефт. научн.-исслед. ин-та", 1955, вып. 92.
- Х а б е л а ш в и л и А.И. О ванадиеносных углисто-кремнистых отложениях Ишимской Луки (Центральный Казахстан). - "Изв. АН КазССР. Сер. геол.", 1966, № 3.
- Х в о р о в а И.В., И л ь и н с к а я М.Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. - В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. - "Труды ГИН АН СССР", 1963, вып. 81.
- Х в о р о в а И.В. Геосинклинальные кремнистые породы и вопросы их происхождения. - В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. М., "Наука", 1968.
- Х е р а с к о в Н.П. Геологические формации (опыт определения). - "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1952, т. XXII, № 5.
- Х е р а с к о в Н.П. Тектоника и формации. Избр. труды. М., "Наука", 1967.
- Х е р а с к о в а Т.Н. Строение и условия образования известняково-кремнистой фосфатоносной формации Байконурского синклинория. - "Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.", 1971, № 4.
- Х о л о д о в В.Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Довендские поднятия как источники рудных компонентов. - "Литология и полезные ископаемые", 1970а, № 2.
- Х о л о д о в В.Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Осадочные руды ванадия, фосфора, железа, марганца и условия их образования. - "Литология и полезные ископаемые", 1970б, № 4.
- Х о л о д о в В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М., "Наука", 1973.
- Х о л ь т е д а л ь О. Геология Норвегии. М., ИЛ, 1957.
- Х у Ш у - ю н ь . Изучение кембрийских отложений в районе Курук-Тага. "Dizhi yuekan", 1958, № 7 (Кит.), РЖ геол., 1960, № 2.
- Ц в е т к о в А.И., В а л ь я ш и х и н а Е.И. Материалы по термическому исследованию минералов. - "Труды Ин-та геол. АН СССР", 1955, вып. 157.
- Ч е т в е р и к о в а Н.П. Ордовикские и силурийские отложения западной части Центрального Казахстана. - "Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Центрального Казахстана", т. I. М., Изд-во Моск. ун-та, 1960.
- Ч у м а к о в Н.М. О характере верхнедокембрийского оледенения Евразии. - "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1970, т. XLV, № 4.
- Ч у м а к о в Н.М. Вендское оледенение Европы и Средней Атлантики (Верхний докембрий). - "ДАН СССР", 1971, т. 198, № 2.
- Ч у м а к о в Н.М. Позднедокембрийское оледенение Европы и некоторые связанные с ним проблемы. - В кн.: Геология докембрия. М., "Наука", 1972.
- Ч у м а к о в Н.М. Ледниковые отложения в раннем и позднем протерозое. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., изд. АН СССР, 1973.
- Ш а т с к и й Н.С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. - "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1932, т. X, вып. 3-4.
- Ш а т с к и й Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. - "Мат-лы к позн. геол. строения СССР. Нов. сер.", 1945, вып. 2 (12).
- Ш а т с к и й Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. - В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Ш а т с к и й Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1960, № 5.
- Ш а т с к и й Н.С. Осадочные формации. Избр. труды, т. III. М., "Наука", 1965.
- Ш а т с к и й Н.С. Избранные труды, т. I. М., "Наука", 1963.
- Ш а т с к и й Н.С и др. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. - В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Ш л ы г и н Е.Д., Ш л ы г и н А.Е. О некоторых вопросах развития Урало-Сибирского складчатого пояса. - "Изв. АН КазССР. Сер. геол.", 1973, № 4.
- Ш н е й д е р х ё н . Рудные месторождения. М., ИЛ, 1958.
- V j ö r l u k k e K n u t. The Eocambrian "Reusch moraine" at Bigganjargga and the geology around Varangerfjord; Northern Norway; Norges geol. undersøk.", 1967, N 251.
- V r b g g e r W.C. Norges geologi. "Norge i det 19 aarhundrede. Kristiania (Cammarmeyer)", 1900.
- D e g e n s E.T., R o s s D.H. Hot brines and heavy metals in the Red Sea. "Oceanus", 1967, vol. XIII, N 2-3.

- H a r l a n d W.B. Critical evidence for a great Infracambrian glaciation. "Geol. Rundschau", 1964, Bd 54.
- H o l t e d a h l O. The "Sparagmite Formation" (Kjerulf) and "Eocambrian" (Brögger) of the Scandinavian Peninsula. - В кн.: XX Международный геологический Конгресс. Кембрийская система, ее палеогеография и проблемы нижней границы. Симпозиум, т. 3. М., 1961.
- M e n c h i k o f f N. Quelques traits de l'histoire geologique du Sahara occidental. Annales, Hébert et Haug, t.VII. Paris, 1949.
- M i l l e r A.R. and oth. Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea. "Geoch. Cosm. acta", 1966, vol.30, N 3.
- R e a d i n g \*H.G., W a l k e r R.G. Sedimentation of eocambrian tillites and associated sediments in Finnmark, Northern Norway. Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1966, vol.2, N 3.

## С о д е р ж а н и е

	Стр.
Введение (Ю.А.Зайцев) . . . . .	3
Глава I. Структурно-фациальная зональность венда (Ю.А.Зайцев) . . . . .	10
Глава II. Венд Байконурского синклинория . . . . .	21
Стратиграфия (Ю.А.Зайцев, Т.Н.Хераскова) . . . . .	21
Литологическая и петрографическая характеристики (Т.Н.Хераскова) . . . . .	80
Обоснование возраста (Т.Н.Хераскова) . . . . .	102
Глава III. Венд Калмыккульского синклинория и Джаркаинагачского антиклинория (Т.Н.Хераскова) . . . . .	110
Стратиграфия . . . . .	110
Литологическая и петрографическая характеристики . . . . .	120
Сопоставление с разрезом Улутау . . . . .	129
Глава IV. Геологические формации венда и кембрия Байконуро-Ишимской структурно-фациальной зоны (Ю.А.Зайцев, Т.Н.Хераскова) . . . . .	137
Глава V. Венд и кембрий Актау-Моинтинского антиклинория (Т.Н.Хераскова) . . . . .	171
Стратиграфия . . . . .	173
Литологическая характеристика . . . . .	191
Данные о возрасте . . . . .	195
Глава VI. Геологические формации венда и кембрия Актау-Моинтинского антиклинория (Т.Н.Хераскова) . . . . .	199
Глава VII. Некоторые аспекты геологической истории Казахстана в вендское время (Ю.А.Зайцев) . . . . .	207
Общая эволюция геосинклиналей . . . . .	207
Проблема венда эвгеосинклинальных зон . . . . .	218
Проблемы байкальской складчатости в Казахстане . . . . .	221
Литература . . . . .	241

Юлий Александрович Зайцев,  
Татьяна Николаевна Хераскова

ВЕНД ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Заведующая редакцией И.И.Щехура  
Редактор Л.И.Батыгина  
Мл. редактор Э.М.Папаева  
Технический редактор К.С.Чистякова

---

Подписано к печати 11.04.79. Л- 73585 Формат 60x90/16  
Бумага офс. № 1. Усл. печ. л. 15,75+12,0 (вкладки)  
Уч.-изд. л. 20,66 Тираж 550 экз. Зак. 1433 Цена 85 коп.  
Заказная.

---

Издательство Московского университета  
Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.  
Типография Изд-ва МГУ.  
Москва, Ленинские горы