

*В. Г. Королёв,  
Р. А. Максумова*

**ДОКЕМБРИЙСКИЕ  
ТИЛЛИТЫ  
И ТИЛЛОИДЫ  
ТЯНЬ-ШАНЯ**

**ФРУНЗЕ «ИЛИМ»**

**1984**

**АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР**  
**ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ**

**В. Г. КОРОЛЕВ, Р. А. МАКСУМОВА**

**ДОКЕМБРИЙСКИЕ ТИЛЛИТЫ  
И ТИЛЛОИДЫ ТЯНЬ-ШАНЯ**

**ИЗДАТЕЛЬСТВО „ИЛИМ“**  
**ФРУНЗЕ 1984**

В монографии описаны распространение и стратиграфическая позиция отложений, вмещающих тиллиты и тиллоиды и проведена внутрорегиональная корреляция разрезов. Отмечается большое значение докембрийских тиллоидов Тянь-Шаня для медрегиональных корреляций. Обобщены результаты литологического изучения этих отложений. Проведена типизация формаций, восстанавливаются палеогеографические и палеотектонические условия их формирования.

Утверждено к печати  
Ученым советом Института геологии  
и принято РИСО  
Академии Наук Киргизской ССР

Ответственный редактор докт. геол.-минерал. наук  
А.Б.Бакиров

Рецензенты: докт. геол.-минерал. наук  
О.К.Чедия  
канд. геол.-минерал. наук  
В.В.Киселёв

## О П И С А Н И Е Р А З Р Е З О В Т И Л Л И Т О В И Т И Л Л О И Д О В Т Я Н Ь - Ш А Н Я

О тиллитоподобных конгломератах в Тянь-Шане впервые упоминалось в работах Д.В.Наливкина (1926). Детальное изучение этих отложений проведено в 50-х годах С.Г.Анкиновичем (1961) в Северо-Западном Каратау (площадь I на рис.1) и В.Г.Королевым (1957) в хребте Джетымтау (площадь III на рис.1). Е.И.Зубов (1971) выделял Улутау-Тяньшаньский тиллитоносный комплекс.

Тяньшаньские тиллоиды узкой прерывистой полосой длиной 1250 км протягиваются от северо-западной оконечности хребта Каратау в Кзахстане до Сарыджазского хребта в восточной части Советского Тянь-Шаня. Большие площади тиллоиды слагают до северным склонам северо-западного окончания хребта Большой Каратау (I на рис.1), в хребтах Джетымтау, Сарыджазском и Вост.Акшыйрак (III на рис.1), в хребтах Чаткальском и Сандаляшском (площадь II). Основные выходы тиллоидов в Центральном Каратау (Бейджансайский район), в горах Джебеглы, на северном склоне Таласского хребта (долины рек Кумдытат и Карагаин), Тахталикской граде.

### СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАРАТАУ

В Северо-Западном Каратау тиллоиды входят в состав комплексов терригенных и терригенно-карбонатных отложений, объединяемых в улутаускую серию (Резол.совет.,1958).

В пределах северо-западной части главной ветви хребта Каратау улутауская серия непрерывно прослеживается на протяжении 150 км и слагает ядро антиклинария Северо-Западного Киратау.

Первая схема геологического строения Большого Каратау, главные особенности его стратиграфии и тектоники описаны Д.В.Назливкиным. Дальнейшие геологические исследования продолжались в связи со съемочными работами в 1932-33 гг. Н.В.Дорофеевым, Т.А.Зенченко, Н.Д.Бубличенко. Т.А.Зенченко найдена ордовикская фауна в верхних горизонтах нижнепалеозойского разреза. Обнаружение в 1940 г. Н.А.Козловым горизонта ванадиеносных сланцев послужило толчком к возобновлению геологических работ в этом регионе. В разработке стратиграфической схемы района в последующие годы участвовали И.И.Машкара, Н.А.Козлов, Б.А.Тврри, С.Г.Анжинович, Н.М.Салов, Н.П.Суворова, Г.И.Макарычев, В.В.Эз, Г.Х.Ергалиев и др. Создано несколько схем стратиграфии отложений, вмещающих тиллитоподобные конгломераты.

Для этих схем общим является подразделение комплекса отложений на четыре части. Нижняя - толща конгломератов и аркозовых песчаников мощностью до 200 м (ранская свита в объеме, принятом Г.Х.Ергалиевым (1965). Залегает с разрывом на различных подстилающих толщах: оланцах, известняках рифей и прорывающих их граносиенитах Кумысты с возрастом 680-730 млн лет (альфа-свинцовый метод по цирконам, определение А.А.Краснобаева) (Киселев, Королев, 1972). Этот возраст в последние годы подтвержден уран-свинцовым и свинец-свинцовым изохронным методами, которые дали пифру  $730 \pm 15$  млн лет (данные В.В.Киселева). Выше идет толща зеленатовато-серых часто флишеподобных песчаников, содержащих горизонт тиллитоподобных конгломератов. Мощность ее колеблется в различных пунктах от 300 до 600 м. По объему соответствует космокинской свите Г.Х.Ергалиева. Постепенно сменяется пестроцветной алевролитом-аргиллитовой, вверху карбонатно-территеной толщей в объеме общепринятой карагурской и аксумбинской свит мощностью от 300 до 650 м. В известняках аксумбинской свиты нами обнаружены околиты *Venicularites* sp., *Venicularites concretus* (?) Z.Zhur. вендского облика (определение Б.Ш.Клингер). И, наконец, четвертая толща байконурская свита - трансгрессивно налегает на подстилающие отложения. Относительно объема и состава этой свиты существует полное единодушие. Сложена она тиллитоподобными конгломератами, доло-

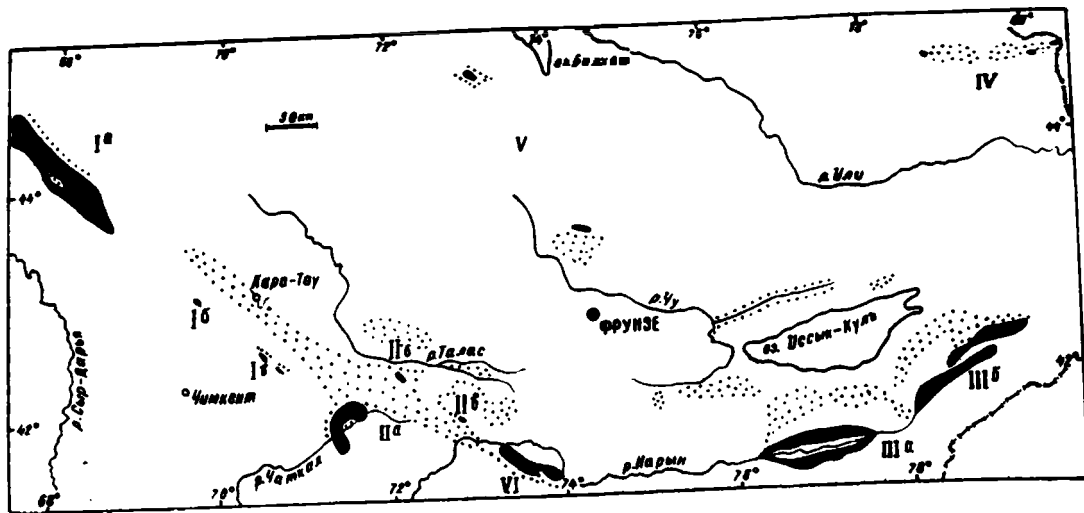


Рис. I. Местонахождения тиллоидооформившихся отложений Тянь-Шаня и Дунного Казахстана. Точками обозначены подстилающие отложения верхнего докембрия.

Ia - Северо-Западный Каратау, Ib - Центральный Каратау, Ic - Юго-Восточный Каратау и горы Джебеган; IIa - Чаткало-Сандылашский горный узел, IIб - р. Кумшитаг, Таласский хребет; IIв - р. Чичкан, Таласский хребет; IIIa - хребты Дзетымтау и Нарынтау, IIIб - Сарыкляский хребет; IV - Дзунгарский Ала-Тоо; V - горы Чу-Или; VI - хребет Кокирм.

митами. Пределы колебания мощностей от 10 до 200 м. Несогласно перекрывается кремнями и глинисто-кремнистыми сланцами курумсаксской свиты нижнего кембрия.

Положение улутауской серии и байконурской свиты, вмещающих тиллитоподобные конгломераты, между граносиенитами Кумысты с возрастом 730 млн лет и нижнекембрийской курумсаксской свитой позволяет с большой уверенностью датировать основную часть этих отложений вендскими, тем более, что аксумбинские известняки содержат вендскую микропроблематику. Вендские микрофитолиты встречаются в карбонатных глинах в тиллитах байконурской свиты.

### УЛУТАУСКАЯ СЕРИЯ

Представляет собой трансгрессивную серию осадков от грубо-зернистых песчаных пород и конгломератов в нижней части до тонкозернистых глинисто-карбонатных и карбонатных пород в верхней. Делится по литологическому составу на пять свит: ранскую, нижних тиллитов, космокинскую, карагурскую, аксумбинскую.

Ранская свита залегает с угловым и стратиграфическим несогласием и с разрывом на подстилающих бакирлинских известняках рифея и граносиенитах Кумысты. Ранская свита в объеме, принятом Г.С.Анжиновичем (1961), представляет собой сборную литостратиграфическую единицу, содержащую внутри разреза по поверхности стратиграфических несогласий. Ее рационально разделить на три самостоятельных толщи: базальных конгломерато-брекчий, гравелитов и псочаников, за которой предлагается сохранить название ранской свиты; далее - нижних тиллитов, и, наконец, - космокинскую свиту, объем которой были уже намечены на стратиграфическом совещании в Алма-Ате (Резолюц.совещ., 1958). Основание свиты везде представлено базальными конгломератами. В разрезе по р.Бакирлы на бакирлинских известняках (верхняя часть которых интенсивно окварцована) лежат среднегалецкие конгломераты с включениями расчленившихся валунов (рис. 2, II). Обломочный материал конгломератов почти целиком заимствован из подстилающих известняков. Редко встречается галька инородного состава: сланцы, эффузивы и др.

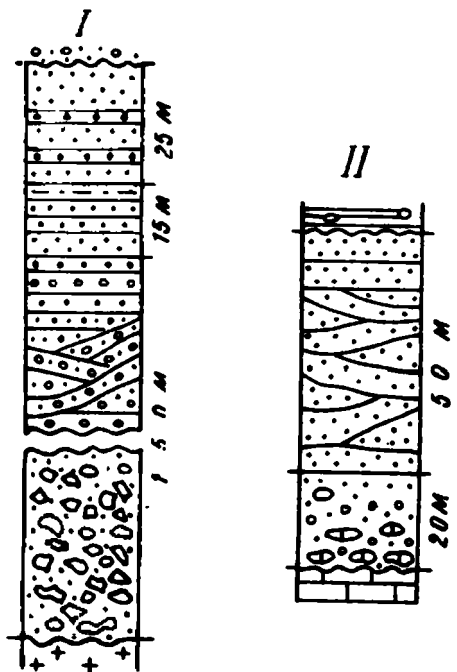
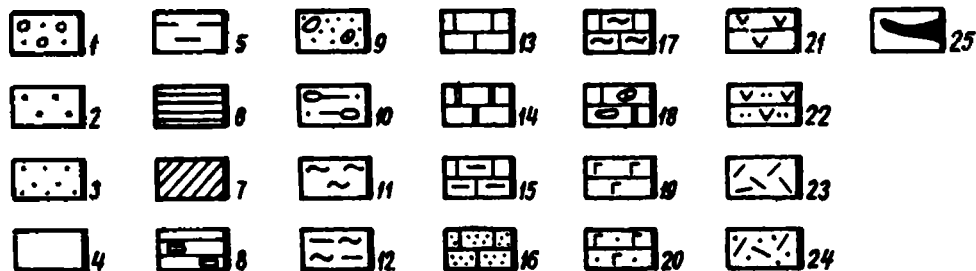


Рис. 2. Разрез ранской свиты по р. Ран (I) и р.Бақыран (II).  
Условные знаки см. на стр. 6





**Условные литологические знаки и стратиграфическим колонкам:**

1 - конгломераты, 2 - гравелиты, 3 - песчаники, 4 - красноцветные песчаники, 5 - алевролиты, 6 - аргиллиты, 7 - вишневые аргиллиты, 8 - тиллоиды со сланцевым матриксом, 9 - тиллоиды с песчанковым матриксом, 10 - тиллоиды с алевролитовым матриксом, 11 - кремни, 12 - глинисто-кремнистые сланцы, 13 - известняки, 14 - доломиты, 15 - мергели, 16 - песчанистые известняки, 17 - окремненные известняки, 18 - карбонатные бракчи, 19 - диабазы, 20 - туфы диабазового порфирита, 21 - андезиты, 22 - туфы андезитового порфирита, 23 - кварцевые порфиры, 24 - туфы кварцевого порфира, 25 - линзы гематит-магнетитовых руд.

Стратиграфическая корреляционная схема Улутая-Гяньшаньского  
тиалит-тилоидсодержащего комплекса

Таблица I

Возраст	Региональные стратиграфические горизонты	Джетынтау	Пскемский, Сандамашский хребты	Северо-Западный Каратау	Таласский хребет			Малый Каратау			
$\epsilon, t$	Чулактауский	Шорторская серия (н. часть)	Аксульская св.	Курумсагская св.				Чулактауская св.			
V-C <sub>1</sub>	Кырмабактинско-беркутинский			Верхние доломиты 7 м				Беркутинская св. - до 30 м Кырмабактинская св. - 0-50 м			
V	Байконурский	Байконурская св. 5-115 м ▲	Шоршудская св. - 130-500 м	Байконурская св. 10-200 м ▲	Кумьштаская св. - 65-170 м ▲	Конуртобинская св. - 0-150 м ▲	Терексайская св. 30-300 м ▲	Конгломераты Учбаса - 0-400 м ▲			
	Джакболотский	Св. Джакболот 300-450 м		Аксумбинская 200-300 м					Красноцветные алевролиты, аргиллиты, песч. 60 м		
	Арчалкинский	Тилоиды Арчалы - 130-550 м ▲		Карагусская 60-350 м						Полосчато-олоистые туффиты	
	Дантинский	Толща Дангы 200-500 м Fe		Космокинская 150-500 м							Фангломераты 30-55 м ▲
	Айрансуйский	Тилоиды Айрансу 800-1000 м ▲ Карбонатно-филитовая толща 70-400 м ▲		Аяктерекская св. - до 65 м ▲							
		Кураматорская св. 45-50 м	Флишодная толща 45-60 м								
		Курумторская св. 70-100 м ▲		Толща конгломератов и брекчий 35-70 м ▲							
		Джайсанторская св. до 100 м			Толща аркозовых песчаников 0-20 м						
R <sub>4</sub> -V	Актугайвоочичканский	Св. Сарыбельнин-Чойтору - 50-300 м				Чичканская св. 55-100 м	Чичканская св. - до 240 м				
R <sub>3</sub> -R <sub>4</sub>	Постунбулакский							Актугайская св. 0-20 м	Актугайская св. - 50-220 м. К-Аг - 650 м		
			Постунбулакская (Кызылсайская) св. - до 250 м					Космокинская св. - 50-450 м			
Подстилающие образования		Св. Б. Нарина 705±10 - 830±20 млн лет	Гранитоиды К-Аг 800-915 млн лет	Лавоосениты 750±15 млн лет		R <sub>3</sub>			R <sub>3</sub>		

▲ - тиллиты и тилоиды

▲ - тилоиды и фангломераты

Fe - железные руды

Корреляция тиллит-тиллоидсодержащих отложений  
Тянь-Шаня и некоторых районов Китая

Таблица II

Возраст	Стратиграфические горизонты Тянь-Шаня	К и т а я						
		Общие подразделения		Куруктаг	Кельшитаг	Ц.Хэнань	Гуанси, Гуйчжоу	
Єt	Чулактауский	Ярус Мейшучун	Хлояты, брахиоподы, гастроподы <i>Sigotheca</i> , <i>Anabazites</i> , <i>Protogezina</i>	Ситашань ф	Корбулак ф	Цянджи (н. часть) ф	Св. Мейшучун R6-Sr - 600-610 млн лет ф	
V-Є	Кызылбактинско-беркутинский			Лочуань	Сланцы, алевролиты 100 м	Тиллиты 100 м		Св. Дзини 400 м
V	Байконурский	Силикатная система	Верхний синклин	3 оледенение ▲			Хонголчонь 140-470 м ▲	
	Дзакболотский			Куруктагская серия	Ушунчуань 130-300 м Икентога 80-600 м Замонты 550-600 м	Шкобулак Сигетоулак		
	Арчалинский				2 оледенение-Наньто ▲	Терезгань 690-1800 м ▲ Автынгоя 430-1500 м ▲	Камнейк ▲	
	Дангинский				Машеданьковье Балу Fe	Чжаошань 360-770 м	Цяюенбулак	
	Айрансуйский				Оледенение Чанань ▲	Вайси 640-1670 м Fe ▲		
R <sub>4</sub> -V	Аксугайско-чичкайский	Нижний синклин					Тиллит Наньто - 60-720 м, до 3000 м ▲	
R <sub>3</sub> -R <sub>4</sub>	Постубулаковский					Фалу - 100-1000 м Fe		
	Подстилающие образования			Св. Бейшантаг R <sub>3</sub>	Серия Аксу R	Гр. Фенъдживен	Чанань 0-3700 м ▲	
						Гр. Пейнси δ = 800-850 млн лет		

▲ - тиллиты, тиллоиды; Fe - железные руды; ф - фосфориты; V - вандотиниды

элемент псаммитовый с карбонатной основной массой. Насыщенность обломками средняя. Размер их колеблется от 0,5 до 40 см. Хорошо катаны только валуны. Остальные обломки угловаты или слабо окатаны. Уплотненные обломки ориентированы параллельно напластованию. Для конгломератов характерно отсутствие слоистости. Мощность конгломератов 20 м.

Выше конгломератов идет 50-метровая толща светлых, чуть зеленоватых, в верхней части розоватых аркозовых песчаников. Песчаники от мелко- до крупнозернистых, косослоистые, перекрываются плитчатоподобными конгломератами.

Юго-восточнее по р. Ран (рис.2, I; рис.3) мощность конгломератов увеличивается, состав меняется.

Здесь они ложатся несогласно на древнюю карманообразную эрозионную поверхность граносменитов. Ниже этой поверхности располагается 20-25-метровой мощности горизонт древних гранитных древеснянков, представляющих собой плотную сероватую и розоватую брекчию. Неокатанные, преимущественно угловатые обломки подстилающего гранита включены в того же состава несколько более темную по окраске основную псаммитовую массу. Более крупные (до 7-10 см) гальки гранита испещрены параллельными полосками-углублениями, благодаря чему четко выделяются на ровной, покрытой загаром, поверхности обнажений. Примерно в 20 метрах от основания в древеснянке появляются гальки другого состава. Они лучше окатаны, несколько уплощены.

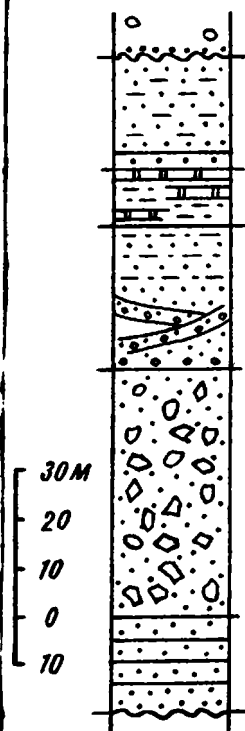


Рис.3. Ранская свита по р.Ран (южное крыло Кумистинской антиклиналя).

Содержание галек увеличивается: если в нижней части дресвяника они составляют 10-20% объема, то здесь их уже 40-50%. Увеличивается и размер обломков, некоторые из них достигают 20-30 см. Порода приобретает облик типичной конгломерато-брекчии. В основной массе появляется более тонкий алевролитовый и более темный по окраске (до темно-серого) материал. Мощность конгломерато-брекчий на северо-восточном погружении Кумистинской антиклинали 80 м (рис. 2, I). На южном ее крыле мощность конгломератов увеличивается до 150 м. Один из разрезов ранской снят по южному крылу Кумистинской антиклинали построен следующим образом (рис. 3). На граноскенидах с размином залегают:

1. Древние слоистые дресвяники аркозовые - 20 м.
2. Конгломерато-брекчии - 35-70 м.
3. Чередование гравелитов, мелкогалечных конгломерато-брекчий, "мусористых" алевролитов с гравием и песком угловатой формы с закругленными гравиями. Выше градационно-слоистые "мусористые" алевролиты и пуддинги. Для последних характерно струйчатое, линзовидное и рассеянное размещение обломков оцветлого полевого шпата, прозрачного кварца в черном алевролите. На поверхностях напластования встречаются трещины усыхания. Породы диагонально слоисты - 25-30 м.
4. То же, что и подстилающие породы, но с доломитовым цементом, линзами доломитов и песчанистых доломитов. В кровле располагается пласт брекчий мощностью 1 м с обильным доломитовым цементом и рассеянными окатанными обломками кварцитов, порфиритов, доломитов, известняков, сланцев с линзами доломитов, струями аркозовых гравелито-брекчий - 10 м.
5. Внизу аркозовые гравелито-брекчии, выше ритмичное чередование черных тонкослоистых алевропесчаников, алевролитов, тонкозернистых песчаников - 20-25 м. Перекрывается горизонтом **н и ж т и л и т о в**.

Конгломератам присуща плохая обработка обломочного материала. Обломки гранитов и зерен полевого шпата, преобладающие в породе, угловаты. Окатаны лишь более крупные обломки. Струженность галек очень высокая. Конгломераты массивные, кое-где слабо намечается слоистость. Рассортировка обломочного материала плохая. В

находятся вместе с мелкой галькой. Размер обломков колеблется от 1-й до 30-40 см. Окатанность слабая. Вмещающая масса имеет глинистый состав. Она сложена угловатыми обломками светлых гранитов и плотных шпатов, цементированных темной серовато-зеленой глинистой массой. Состав обломков: 90% граносенитов, 10% - песчаники, слюды, кварциты, эффузивы, метаморфические породы. Характерна ориентировка уплощенных фрагментов по напластованию. Иногда наблюдается крупная косая слоистость. В верхней части часто появляются линзы гравелитов и песчаников и пакетов чередования конгломератов, гравелитов и песчаников. Мощность песчаников в пачке около 40 м.

Тонкие песчаники перекрываются несогласно тиллоидным гонимитом. Мощность и характер слагающего материала верхней песчаниковой пачки ранской свиты не везде одинаковы. В некоторых разрезах наблюдается флюидный облик.

Мощность ранской свиты не отличается постоянством. С.Г.Анкиновичем (1961) отмечена тенденция к ее постепенному увеличению с северо-запада на юго-восток.

И ж и е т и л л и т ы <sup>ж</sup> как самостоятельное стратиграфическое подразделение выделены В.Г.Королевым (Королев, 1965) в верхней части ранской свиты С.Г.Анкиновича по р.Ран и Г.Х.Ергалиевым - по р.Аксумбе. По р.Ран В.Г.Королевым описан следующий разрез этого горизонта снизу вверх (см. рис. 3):

1. Массивные тиллоидоподобные конгломераты - 15 м. Цементом является желтый оланцевый мусористый аргиллит, в котором обильно присутствуют включения прозрачного кварца. В основной массе равномерно рассеяны гравий, песчаники, мелкие угловатые гальки известняков пород, кислых эффузивов, кварцитов. Очень редко встречаются валуны, хорошо окатанные, облепленные железистой рубашкой. Размер валунов обычно 30-40х20-30 см, но встречается и до 70 см в поперечнике. Характерна удлиненно-овальная форма валунов, наличие в них трещин, залеченных кальцитом. В их составе преобладают красные порфиры, встречаются гранитоиды.

<sup>ж</sup> Не можно было бы назвать кумистинской свитой.

2. Дюловато-серые тонкоплитчатые "мусористые" глинистые сланцы - 14 м. Рассеянные в породе песчинки кварца на поверхности плиток создают мелкую бугорчатость. Характерна карбонатность пород.

3. Дюловато-серые мелкообломочные тиллитоподобные конгломерато-сланцы - 4 м. Гальки - включения размером до 5-8 см - сложены кислыми эффузивами и гранитоидами и помещены в сланцеватом глинистом цементе с типичными включениями стекловидного кварца и розового полевого шпата.

4. Серые тонкоплитчатые сланцы с очень редкими крупными песчинками и гравием кварца, полевых шпатов, гранитоидов - 2 м. Очень редко встречаются гальки - включения тех же пород, что и в слое 3.

5. Зеленые мелкообломочные тиллитовидные сланцы с обломками зеленых кремнистых пород, кварца, кислых эффузивов, рассеянных в светлом известково-глинистом цементе - 2 м.

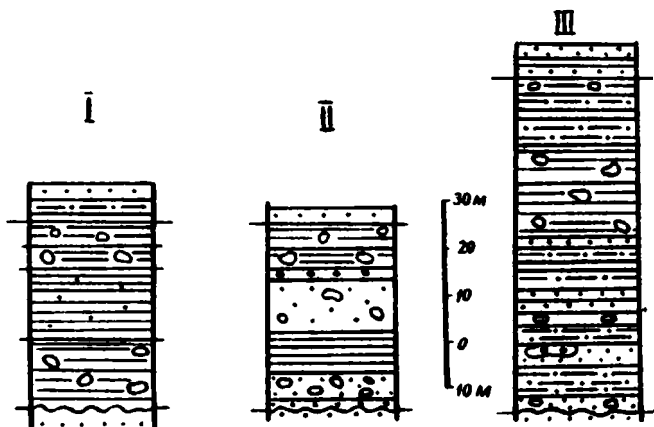


Рис.4. Строение нижнетиллитового горизонта по р.Ран.

По простиранию строение горизонта несколько изменяется (рис.4,П). На светло-серые массивные песчаники ранской свиты по плавной карманообразной поверхности контакта, срезая подстилающие породы, ложатся:

1. Черные кварцитовидные песчаники с брекчевой структурой - 0,7 м.

2. Крупногалечные конгломераты аркозового состава. Основная масса в них мусорная гравийная несортированная, сцементированная зеленоватой песчанистой породой. Включает валуны (до 30 см) преимущественно гранитного состава, Кроме гранитной гальки встречается песчаниковая, алевритовая, редко известняковая - 7 м.

3. Дюловато-серые аргиллитовые сланцы с рассеянной сыпью включений псаммитовой размерности - 8 м.

4. Конгломераты плохо сортированные. Редкие включения валунов размером до 30 см придают конгломератам тиллитоподобный облик. Основная масса представлена мелкогалечным конгломератом и гравелитом. Обломочный материал основной массы плохо сортирован и окатан. Ориентировки не наблюдается. Обломки - это преимущественно вулканогенные породы (кварцевые порфиры, андезитовые порфириты), реже встречается карбонатная галька - 10 м.

5. Гравелиты полимиктовые - 2 м.

6. Мусорные аргиллиты с включениями редко рассеянной мелкой гальки (около 1%), которая имеет стесанные грани - 4 м.

7. Тиллитоподобные конгломераты. Мусорный аргиллит зеленовато-серого цвета с мелкими сыпчевидными включениями псаммитовой размерности. Содержат около 7-8% объема гальки. Форма галек угловатая с закругленными гранями. Часто имеют не вполне завершенную углообразную форму. Размер от 1 до 20 см - 5 м.

В 1,5 км западнее строение разреза и мощность горизонта нижних тиллитов сильно меняется (рис.4,Ш). На песчаниках ранской свиты лежат:

1. Тиллитоподобные конгломераты. Вещающая масса песчаниковая и гравелитовая. Галька разнообразна по размеру и составу: кварциты, кварцевые порфиры, известняки, песчаники. Форма обломков и их окатанность самая различная. Насыщенность породы галь-



ками довольно высокая (до 30-40%) - 3 м.

2. Серые и зеленовато-серые алевролиты - 6 м.

3. Песчаники серые мелко- и среднезернистые с маломощными прослоями мелкогалечных конгломератов, с кварцевой хорошо окатанной галькой - 4 м.

4. Алевролиты темно-серые с прослоями песчаников мощностью 3-4 см - 3 м.

5. Тиллятоподобные конгломераты. Размер глыб в них достигает 0,5 м - 2,5 м.

6. Чередование серых и зеленовато-серых песчаников (20-40 см) и алевролитов (2-3 см) - 15 м.

7. Тиллятоподобные конгломераты с крупными валунами светлого гранита - 20 м.

8. Алевролиты и аргиллиты зеленовато-серые - 10 м.

9. Тиллятоподобные конгломераты с аргиллитовой основной массой зеленоватого цвета. Обломки угловаты, редко рассеяны. Размер их достигает 20 см - 3 м.

По р.Бакирлы горизонт нижних тиллитов сложен серыми аргиллитовыми сланцами, содержащими редкую рассеянную гальку размером от I до 10 см (редко валуны до 0,3-0,4 м) гранитоидов, кислых эффузивов, кварцитов, песчаников. Встречаются обломки углообразной формы. В верхней части пачки сланцы содержат обильные вкрапления мелких зерен пирита. Мощность пачки достигает 25-30 м.

По р.Аксумбе нижние тиллиты представлены буровато-серой сланцеватой породой с рассеянными гальками и валунами (до I м в поперечнике) карбонатизированных гранитоидов, кварцитов, доломитов, кислых эффузивов, метасланцев. Мощность их 250-300 м.

Приведенные разрезы нижних тиллитов свидетельствуют о непостоянстве мощности этого горизонта, довольно сильной фациальной изменчивости как по разрезу, так и по простиранию. Ложаться несогласно на песчаники ранской свиты, а по р.Аксумбе - на серые и зеленовато-серые филлиты, слагающие ядро Учтасской антиклиналя. В тех разрезах, где тиллитовый горизонт ложится на флишеподобные песчаники ранской свиты и перекрывается флишеподобной толщей песчаников и алевролитов костюкинской, создается впечатлительные положения горизонта тиллятоподобных конгломератов внутри единой песчаниковой толщи.

Для иллюстрации приведем описание переходной к нижним тл-ачевым частям разреза по одному из левых притоков р. Ран (по В.Г.Кобякову, 1977).

В верхней части ранские конгломерато-брекчии приобретают отчетливо выраженную слоистость. Среди насортированной мелкообломочной брекчии появляются прослойки темных алевроито-глинистых пород, в той или иной степени "замусоренных" гравием и песком. В них хорошо выражена слоистость параллельного типа. Обломки сохраняют угловатую форму, но ребра закруглены, грани обработаны водой.

Кверху эта пачка постепенно сменяется чередованием пластов гравелито-брекчий и пластов темно-серых до черных алевропесчаников. Нижняя поверхность грубообломочных пластов резкая, слабо волнистая. Верхний - или резкая, или отличается постепенными переходами. В алевропесчаниках характерны струи и линзы псаммитового светлого полуполого шпата и дымчатого кварца (зерна угловатые) в протравленном темноокрашенном алевропесчаном цементе. Наблюдались единичные трещины усечения. Мощность пачки 25-30 м.

В вышележащей десятиметровой пачке среди тех же пород, что вышележащие, появляются их разновидности с доломитовым цементом, линзы доломитов и песчаных доломитов. Мощность 10 м. В кровле залегает пласт I,0 м мощности доломитовой брекчии с рассеянными обломками кварцитов, кварцевых порфиров, доломитов, известняков, сланцев и с линзами песчанистого и чистого доломита, струями ардуанской гравелито-брекчии.

Двуми-тремя пластами по 0,1-0,2 м мощности аркозовых гравелито-брекчий эта пачка отделяется от вышележащей, состоящей из черных тонкоосистых алевропесчаников, алевролитов, тонкозернистых песчаников, алевроито-глинистых сланцев с хорошо выраженной грабляционной слоистостью. Местами наблюдается асимметричная явь в направлении гребней волн СВ-ЮЗ и обращенном коротких сторон СВ. Мощность пачки около 10,0 м.

Следующая флюидная пачка начинается пластами аркозовых гравелитов, переслаивающихся с алевролитами, алевропесчаниками, песчанистыми доломитами. Мощность - 2,0 м. Основная часть 10-15 м мощности сложена чередованиями светлых песчаников с черными

алевролитами и алевропесчаниками с градиционной слоистостью. В верхних пластах мощностью в 1,5-2,0 м "плавают" гальки и валуны до 0,3-0,5 м в поперечнике, главным образом кварцевых порфиров, реже доломитов, сланцев. Многие обломки продавливают слоистость (drop-stones), сверху перекрываясь горизонтально-слоистыми породами, что свидетельствует о падении галек и валунов в вязкий слабо затвердевший ил. вероятно, при таянии айсбергов. Некоторые гальки имеют штрихи-жорозды на поверхности.

Таким образом, тиллиты здесь тесно связаны с морской глиноидной толщей, сменяя ее постепенно.

В вышележащей пачке 20-30 м мощности выделяется 3-4 пласта 1,5-2,5 м мощности массивного песчано-глинистого тиллита, сильно нагруженного неоортированным обломочным материалом, в том числе валунами весьма крупных размеров. Нижние и верхние поверхности пластов резкие, четкие, нижние к тому же неровные. Тиллиты чередуются с пачками (5-10 м) черных градиционно-слоистых алеврито-псаммитовых пород с "плавающей" галькой и валунами.

Разрез тиллитоодержащей толщи венчается пачкой до 25-30 м массивных тиллитов, которая сменяется пестроокрашенными глинистыми тиллитами и тиллитовыми сланцами. Выше залегают песчаники космокинской свиты.

**Космокинская свита.** Специфичная по составу флишеподобная толща чередования песчаников, алевролитов, в верхней части включающая карбонатные прослои, аргиллиты и кремни, хорошо выделяется среди других свит улутауской серии. Под этим наименованным ранее понималась толща различного объема. С.Г. Анкиновичем она вообще не выделялась, а составляла верхнюю половину ранской свиты. На стратиграфическом совещании в г. Алма-Ате (Резол. совещ., 1958) в состав свиты включалась толща ширит- и анкеритсодержащих алевролитов (т.е. верхняя половина предполагаемого нами объема свиты). По Г.Х. Ергалиеву (1965), космокинская свита кроме толщи флишеподобного чередования песчаников, алевролитов включала в себя и горизонт нижних тиллитов. Нами под космокинской свитой понимается толща флишеподобного чередования песчаников, алевролитов, в верхней части углисто-кремнистых ширитсодержащих аргиллитов, кварцевых песчаников и кремней, снизу имеющая резкий, но со-

гласный контакт с нижними гиллитами, сверху также согласно пере-  
крываемая пестроцветной карагурской свитой.

Космокинская свита отчетливо делится на две подсвиты: ниж-  
нюю флишеподобную алевролитно-песчаниковую и верхнюю пиритсодер-  
жащую аргиллитно-алевролитовую с кремнями. Верхняя подсвита всег-  
да кажим-то образом обособливалась всеми исследователями, а Г.И.  
Митарычев выделял ее даже в самостоятельную кенсайскую свиту. В  
резолуции Алма-Атинского стратиграфического совещания (1958 г.)  
она также обособлена в космокинскую свиту. Затем слово теряется:  
то в составе ранской свиты (Анжинович), то космокинской свиты ино-  
го объема (Ергалиев, 1965).

Нижняя подсвита сложена ритмично чередующимися зеленовато-  
серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. На  
границах ритмов нередко имеются следы перемылов. На поверхностях  
напластования довольно часто различные гьероглифы: слепки следов  
полочения по дну, язычковые гьероглифы, промокны, волноприбойная  
рябь. Для некоторых породных ассоциаций характерна градационная  
слоистость. В верхней части разреза имеются более массивные (18-  
10 м) горизонты песчаников. Редко встречаются прослой бурых с по-  
верхности доломитов. По р.Аксумбе количество прослоев доломитов  
резко возрастает. Доломиты участвуют в ритмичном чередовании: пес-  
чаник-алевролит-аргиллит-доломит. Мощность подсвиты по р.Аксумбе  
350-400 м, по р.Бақырян - 70-130 м, по р.Раян - 150-270 м.

Верхняя подсвита сложена серыми, реже зеленовато-серыми  
алевролитами и аргиллитами, встречаются прослой доломитов, песча-  
ников, пачки черных углесто-глинистк сланцев с обильной вкраплен-  
ностью пирита, лидиты. По р.Раян породы подсвиты слагают правиль-  
ный седиментационный ритм. Нижняя часть пачки представлена белесы-  
ми и буроватыми с поверхности, пепельно-серыми на сколе, мелкозер-  
нистыми песчаниками с обильными включениями кристаллов пирита.  
Песчаники чередуются с алевролитами, образуя полосчатые разновид-  
ности пород - 20 м. Выше они постепенно переходят в пачку чередо-  
вания пестрых с поверхности полосчатых алевролитов и аргиллитов -  
30 м. Венчается ритм горизонтом бугристых серых и темно-серых крем-  
ней. Г.Х.Ергалиевым эта подсвита параллелизуется с буланатинской  
свитой хребта Улутау. Далее идет пачка чередования серых алевроли-

тов и мелкозернистых песчаников. На поверхностях напластования видна параллельная волноприбойная рябь - 75 м. Постепенно песчаники исчезают, остаются листоватые серые и зеленовато-серые алевролиты с пачками углесто-карбонатных сланцев - 100 м.

Мощность подсвита также довольно изменчива: по р.Аксумбе она колеблется от 100 до 125 м, по р.Бақырлы - от 50-60 до 100 по р.Ран достигает 270 м.

**К а р а г у р с к а я с в и т а .** В отношении выделения свиты и ее объема, так же, как и перекрывающей аксумбинской исследователи полностью единодушны, хотя Г.Х.Ергалиев (1965) и объединял эти толщи в одну курайлинскую свиту. Карагурская свита является маркирующей, сложена алевролитами и аргиллитами буровато-шоколадного и вишневого цвета. Граница между косшокинской и карагурской свитами устанавливается отчетливо, хотя переход от одной свиты к другой в некоторых местах носит постепенный характер.

Породы, составляющие карагурскую свиту, обычно тонкополосчат. Полосчатость обусловлена чередованием слоев пород различного цвета или же разного гранулометрического состава. В верхней части появляются прослои зеленоватого цвета, пользующиеся преимущественным развитием в некоторых разрезах. Мощность свиты колеблется от 60 до 350 м. Наиболее полные разрезы составлены по рекам Аксумбе и Ран.

По р.Аксумбе на косшокинскую свиту с постепенным переходом ложатся:

1. Алевролиты зеленого и серого цвета с тонкими прослоями темно-серых, почти черных глинистых сланцев и кварцевых песчаников. Для пород в целом отмечается обилие вкраплений пирита и сидерита - 70-80 м.

2. Алевролиты зеленые слоистые с пиритом, анкеритом, сидеритом - 10 м.

3. Алевролиты слоистые зеленые с прослоями глинистых сланцев - 12 м.

4. Алевролиты фиолетового и малинового цвета с тонкими прослоями хлоритизированных глинистых сланцев и мелкозернистых полимиктовых песчаников - 8 м.

5. "Язичные" алевролиты. Ритмично чередуются тонкослоистые

тые породы малинового и вишневого цвета - 100 м.

6. Чередование красных алевролитов и серых доломитизированных известняков с мелкозернистыми песчаниками - 10 м.

Выше с постепенным переходом залегает аксумбинская свита.

В верховьях р. Ран на косшокинских песчаниках лежат:

1. Глинистые сланцы зеленого цвета с редкими прослоями алевролитов. Породы включают кристаллы пирита - 55 м.

2. Алевролиты зеленые с тонкими прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников и кремнистых алевролитов - 45 м.

3. Алевролиты серые и вишнево-серые тонкослоистые с тонкими прослоями мелкозернистых слюдястых песчаников и глинистых сланцев - 65 м.

4. Песчаники зеленые мелкозернистые полимиктовые - 5 м.

5. Алевролиты вишнево-красного цвета чередуются с того же цвета мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками. В кровле отдельные маломощные линзы бурых доломитов - 100 м.

6. Песчаники серые и зеленые мелкозернистые полимиктовые с тонкими прослоями глинистых сланцев вишневого цвета - 15 м.

7. Алевролиты зеленые и вишнево-красные с тонкими (1-2 мм до 4 см) слоями вишнево-красных мелкозернистых песчаников. В нижней части преобладают вишнево-красные разности с линзами розовых доломитов. В средней части красноцветных и зеленоцветных пород встречается поровну. В верхней части преобладают зеленые мелкозернистые песчаники - 72 м.

**А к с у м б и н с к а я с в и т а .** В верхней части карригурской свиты появляются прослои и линзы известняков и доломитов. Их становится все больше и больше. Толща, содержащая карбонатные породы в значительном количестве, отнесена к аксумбинской свите.

Свита отличается большой выдержанностью литологического состава по простиранию, характерным внешним обликом. Это постоянно отмечается не только для Северо-Западного Каратау, но и для Улутая, Джебаглинских гор, хребтов Джетымтау и Сарыджаз в Киргизии.

Аксумбинская свита подразделяется на две части. Нижняя - карригурно-карбонатная толща, характеризующаяся сантиметровой

(ленточным) чередованием полосчатых доломитизированных мраморизованных известняков белого, зеленоватого и розового цвета с зеленоватыми и серыми серицит-карбонатными, кварц-хлорит-серицитовыми сланцами. В одних пачках преобладает количество карбонатных прослоев, в других - сланцев. Верхняя часть сложена преимущественно серыми и темно-серыми глинисто-серицитовыми, глинисто-хлорит-серицитовыми, иногда углисто-глинистыми сланцами, с прослоями мелкозернистых песчаников.

Типовой разрез свиты представлен по р. Аксумбе, где она слагает широкую (до 3 км) полосу интенсивно складчатых полосчатых пород.

На пестроцветную толщу карагурской свиты здесь ложатся (рис. 6, 1):

1. Песчаники серые мелкозернистые, чередующиеся с зелеными серицит-хлорит-кварцевыми сланцами - 7 м.

2. Чередование белых мраморизованных и доломитизированных известняков и зеленых, фиолетовых глинисто-карбонатных сланцев - 18 м.

3. Чередование карбонатных серицит-хлоритовых сланцев и известняков - 13 м.

4. Серицит-гематит-хлоритовые сланцы фиолетового цвета с прослоями известняков - 5 м.

5. Известняки светлые, чередующиеся с зелеными, реже фиолетовыми, сланцами. Редкие прослои песчаников - 42 м.

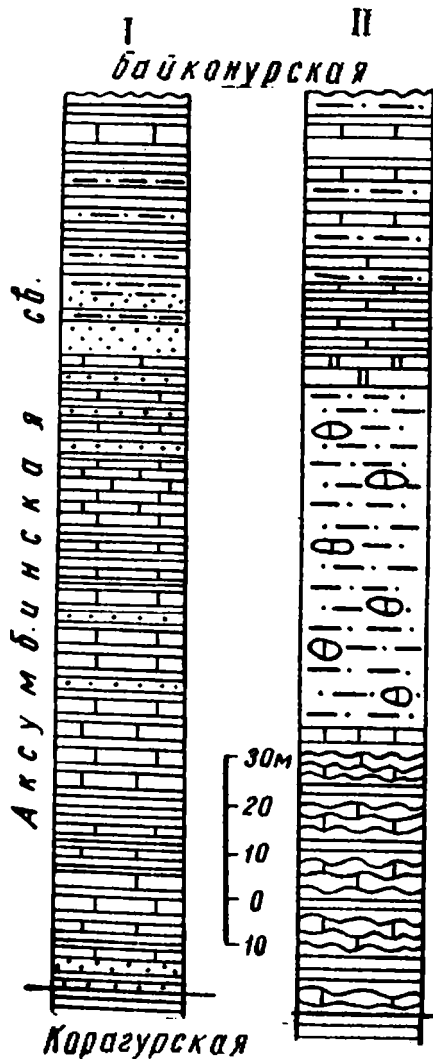
6. Фиолетовые карбонатно-гематит-хлоритовые сланцы с прослоями белых мраморизованных и доломитизированных известняков - 13 м.

7. Белые мраморизованные известняки с редкими тонкими прослоями сланцев - 13 м.

8. Песчанистые известняки, переслаивающиеся с фиолетовыми и темно-серыми хлорит-серицитовыми сланцами. В верхней части появляются серовато-бурые мелкозернистые песчаники - 23 м.

9. Буровато-серые полимиктовые песчаники, редкие прослои сланцев. Обилие вкраплений шприта - 7 м.

10. Зеленые, темно-зеленые, темно-серые кварц-серицит-хлоритовые сланцы, переслаивающиеся с темно-серыми песчаниками. Также



характерна интенсивная  
вкрапленность пирита -  
8-12 м.

II. Темно-зеленые  
и темно-серые до черных  
глинистые сланцы и уг-  
листо-глинистые сланцы  
с редкими прослоями  
алевролитов - 25-30 м.

12. Светлые и жел-  
товато-серые доломиты -  
4 м.

13. Зеленые кварц-  
хлорит-серицитовые слан-  
цы - 5 м.

В верховье р. Рая  
Акоумбинская свита име-  
ет следующее строение  
(снизу - вверх):

1. Светлые брек-  
чиевидные "бамбуколист-  
ные" доломитизированные  
известняки, чередующие-  
ся с зелеными глинист-  
ыми сланцами - 60-80 м.

2. Серые алевро-  
литы, тонкослоистые с  
мелкими карбонатными  
конкрециями. В кровле -  
прослой доломитов - 80-  
100 м.

Рис. 5. Акоумбинская свита  
в разрезах по р. Ак-  
сумбе (I) и по р. Рая  
(II)



3. Зеленые и зеленовато-серые аргиллиты и алевролиты, а также бурные с поверхности, серые на сколе мелкокристаллические известняки, чередующиеся между собой. Имеются пачки тонкого черевая аргиллитов и известняков. Известняки очень похожи на те, что составляет большинство галек в тиллитах - 30-75 м.

Мощности нижней и верхней частей свиты постоянны и имеют соответственно 150-250 и 40-100 м. Как уже указывалось, в известняках аксумбинской свиты по р. Карагур обнаружены вендские микрофитолиты. Перекрывается она с резким контактом байконурской свитой.

Байконурская свита С.Г. Анкиновичем помещалась в основание саускандыкской серии осадков среднего-верхнего кембрия. В основании свиты местами отмечалось несогласие, проходящее под небольшим углом к простиранию подстилающих пород. Это несогласие переходит в параллельное. Наличие разрыва выражается в том, что байконурская свита налегает на различные пачки аксумбинской свиты (рис. 6). Однако, учитывая, что это несогласие не выходит за стратиграфический объем аксумбинской свиты и ее аналогов в более отдаленных районах, величину его не следует считать сколько-нибудь значительной. Более значительным представляется несогласие между байконурской и вышележащей курумсакской свитой. На этой границе во многих пунктах Улутау-Каратау-Чаткало-Нарынской зоны отмечаются реликты древних кор выветривания (Ху-Шу-Юн, 1958; Адышев и др., 1967; Максумова, 1973).

Впервые на породы, сложенные свитой, обратил внимание Д.В. Наливкин (1926). Характерный облик позволил ему отнести эти поросны к тиллитоподобным конгломератам. Затем они были подробно описаны Л.И. Боровиковым (1955), В.Г. Королевым (1961), Г.И. Макваричевым (1957), С.Г. Анкиновичем (1961) и другими исследователями. Впервые была выделена В.Г. Королевым в 1955 г. (Королев, 1957).

В целом для свиты тиллиты своеобразные несложные алевролитозеленовато-серого и черного цвета, содержащие рассеянные обломки доломитов, песчаников, сланцев и других пород. Тиллитоподобные

конгломераты во многих разрезах ассоциируют с горизонтами бурых доломитов, которые иногда начинают свиту, слагают ее кровлю и содержатся в виде линз внутри горизонта. Такие же доломиты составляют большое число глыб и валунов в тилитоподобных конгломератах. Доломиты включают большое количество хорошо окатанных обломков кварца гравийного и песчаного размеров. Иногда по простирацию доломиты переходят в кварцевые гравелиты с доломитовым цементом. В массивных разновидностях доломитов наблюдается сингенетично-обломочная структура, дисгармонично-оползневая текстура. Кроме доломитов и доломитизированных известняков среди обломков широко распространены разнозернистые полимиктовые, кварцевые, аркозовые песчаники и гравелиты, углисто-кремнистые, слюдисто-глинистые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы, кварциты, граниты биотитовые и биотито-роговообманковые, граносиениты, кварцевые порфиры и др. Степень окатанности обломков различна: совершенно неокатанные обломки, напоминающие цементированный щебень; полуокатанные с закругленными гранями обломки различной формы; валуны с идеальной обработкой поверхности. Размер обломков колеблется от долей сантиметров до глыб весом в несколько сотен тонн. Содержание обломков от общего объема породы составляет в среднем около 10%, а в отдельных местах колеблется от 1 до 20%. Доломитовые обломки в тилитоподобных конгломератах часто содержат замещенные кварцем онколиты, реже строматолиты.

Мощность байконурской свиты непостоянна. Она колеблется от 10 до 200 м.

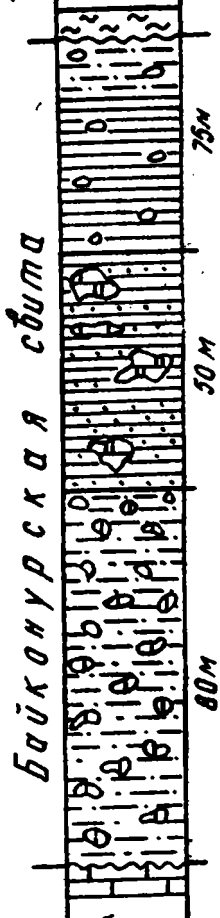
Байконурская свита несогласно, со следами длительного перерыва, в течение которого происходило химическое выветривание, перекрывается курумсакской свитой нижнего кембрия.

Опишем некоторые детали контактов байконурской свиты, изученные В.Г.Королевым и Н.М.Чумаковым в 1967 г. в верховьях р.Ран.

Верхняя часть аксумбинской свиты здесь представлена темно-серыми до черных миллиметрово-тонкослоистыми сланцами, чередующимися с темными глинистыми и буроватыми доломитистыми прослоями.

Граница резкая, осложненная интенсивным глиняком. Байконурская свита начинается темными зеленовато-серыми глинистыми сланцами, участками тонкослоистыми, иногда с оползевыми кару-

Курумсакская



Аксумбинская

шениями, скрученность. Наблюдаются псевдоморфозы лимонита по пириту. В сланцах рассеяны ("плавают") обломки прозрачного кварца, бурых доломитов, кварцевых порфиров, сланцев. Мощность от 5 до 7-8 м.

Резкий контакт, нарушенный кливажом. Выше обнажаются буровато-серые тиллиты с доломито-глинистым матриксом. Различается расплывчатая слоистость, объясняемая неравномерному распределению карбонатного (бурого) и глинистого (серого) вещества. Закрученная, "дрожащая", расплывчатость контуров разноокрашенных слоев свидетельствует об оползании материка в полувязком состоянии. Среди обломков преобладают доломиты, очень редки сланцы, в том числе аспидные. В бурых доломитовых тиллитах встречается линзовидные прослой доломитов, сходных по составу с теми, что образуют обломки. Характерны локальные ступени валунов, особенно вокруг крупных глыб и на периферии карбонатных линз. Доломиты в валунах чаще брекчиевидные или массивные, реже слоистые. Встречаются гальки и небольшие валуны кварцевых гравелитов и песчаников с глинисто-доломитовым цементом. Все карбонатные породы с поверхностной коркой желтовато-бурой окраски. Мощность пласта 2,0 м.

Рис. 6. Разрез байконурской свиты по р.Ран.

Выледежащая толща олагается двумя разновидностями тиллитов, отличающихся цветом цемента, "бурий тиллит" и "темный тиллит". Первый карбонатно-глинистый, второй с глинистым, реже песчано-глинистым цементом. В чередовании этих разностей наблюдается некоторая ритмичность с мощностью чередующихся слоев от 0,4-0,5 м до 2-3 м. Темные тиллиты преобладают. Границы между разностями то достаточно выраженные, то расплывчатые со взаимным замещением смежных слоев. Внутри слоев наблюдается иногда более тонкая внутренняя слоистость, связанная с обособлением темных глинистых слоев и бурых доломитовых. Эта тонкая слоистость также имеет расплывчатые, "дрожащие", прерывистые, закрученные формы, с отрывом отдельных пакетов слоев. Часто обнаруживается микрооползневая складчатость. Широкое развитие оползневых тектур разных масштабов составляет в этом районе весьма характерную особенность толщи наряду с намечающейся расслоенностью тиллитовых отложений, обнаруживающей известную цикличность, и с разорванностью линз и глыб доломитов. Так, наблюдалась линза доломита протяженностью в 200 м, разорванная на куски по 20-30 см, причем эти куски располагаются под косым углом к залеганию толщи, т.е. являются смещенными (осадочные будины). Некоторые линзы карбонатов скручиваются, что также связано со сползанием доломитовых плит в вязком иле. Вместе с тем наблюдается вмятие в слоистость валунов доломита, что характерно для "падающих камней" ( drop-stones ), выплавляющихся из айсбергов при их таянии.

От "бурых" тиллитов наблюдались фациальные переходы к "тиллитоподобным доломитам". Эти породы представляют собой бурый с чередующимися брекчиевидный окварцованный доломит с рассеянными угловатыми обломками доломитов разного типа, реже - глинистых пород, кислых эффузивов, гранитоидов. Такие породы по простиранию являются чистыми доломитами. И те и другие образуют линзы с тупыми окончаниями на флангах.

О сингенетичности образования линз доломитов и тиллитов, а также их фациального замещения, свидетельствует также то, что в северном боку пластов доломитов наблюдается переслаивание карбонатно-глинистых пород типа матриков тиллитов и доломитов с постепенным переходом сверху в сплошной доломит. Над пластом доломита и

на его флангах наблюдаются скопления валунов и глыб тех же пород в глинистом цементе. Зона с валунами доломитов сверху смежается обычным тиллитом.

Верхний контакт тиллитов своеобразен. Он хорошо наблюдается на левом склоне долины р. Ран, в районе разведочных выработок. В верхней части (около 3-4 м до 8-10 м мощности) глинистые и доломитовые тиллиты интенсивно окварцованы, вторично доломитизированы и интенсивно пиритизированы. Возможно, что эти измененные породы представляют собой нижние горизонты мощной коры континентального выветривания.

Выше залегают темно-серые и бурые доломиты, обычно брекчиевидные, нередко с оползневыми текстурами, обрывками оползневых складок, оползневыми плитчатыми брекчиями типа "бамбуколистных" пород. В доломитах отмечается сантиметровая слоистость. Мощность доломитов до 7,5 м. Они очень напоминают беркутинскую свиту Малого Каратау.

Выше по резкому контакту залегает кремнистая толща нижнего кембрия.

Горизонт доломитов, перекрывающий тиллитсодержащую байконурскую свиту, отмечен в ряде районов Большого Каратау: нами на пограничье рр. Ран и Каратур, Г.Х. Ергалиевым по рр. Арпаозен и Сармисак.

Некоторые интересные наблюдения были сделаны В.Г. Королевым и Н.М. Чумаковым в 1967 г. по р. Баласаускандык.

Прежде всего - "глыба Анкиновича", включенная в байконурские тиллиты. Ее высота на выходе 3,0 м, ширина 1,2 м. Заключена она в тиллитовом сланце, ориентирована в нем параллельно слоистости, намечающейся по прослоям доломита, доломитового тиллита. Глыба сложена онколитовыми доломитами, аркозовыми песчаниками и слоистыми пелитоморфными доломитами, образующими четко оформленные слои. Слоистость и края глыбы параллельны непластованью тиллита и его контакту с кремнистой толщей кембрия. Онколиты по своей крупности располагаются также слоями.

В онколитовых известняках Б.Ш. Клиггер определила *Vesicularites bothridyiformis* (Красноп.), принадлежащий IV (юдомскому) комплексу. А.Ревенко выявила в них сетчатые структуры типа *Marcovella* (?) Korol., свойственные немакит-давадзинскому горизонту.

В тиллитах, кроме карбонатных пород, встречается много обломков сливных аркозовых песчаников, также покрытых бурой корочкой выветривания. Они очень сходны с песчаниками из актугайской оныты Малого Каратау. Наблюдалась разорванная на глыбы в  $0,4 \times 3 \times 1 \text{ м}^3$  плита аркозов суммарной длиной 15-20 м. В ней залегает прослой в 5 см мощности тонкослоистого доломита. Такие же аркозовые песчаники и гравелиты образуют валуны до  $2 \times 1 \text{ м}^2$  в сечении. Наблюдались в большом количестве обломки строматолитовых известняков, в некоторых из них прослеживаются струйки аркозового песка. В одной из глыб длиной 1,5 м, толщиной 0,7 м, располагающейся согласно залеганию всей толщи, нижние 0,3 м сложены грубозернистым арковым, верхняя - расплывчато-слоистым доломитом. В другой глыбе над слоем аркоза лежит песчанистый строматолитовый известняк. Один из обломков представляет онколитовым каледонолитом, сходным с широко развитыми в венде Улутау породами.

В матриксе тиллитов Баласаускандыка - обильная вкрапленность пирита.

#### ЦЕНТРАЛЬНЫЙ И ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ КАРАТАУ. ДЖЕБАГЛЫ

Тиллитоподобные конгломераты в Центральном Каратау обнаружены Г.Х.Ергалиевым (1965) в районе междуречья Сарысув-Арпаозен. Число верхнедокембрийских отложений здесь сильно сокращены. На алевритовых порфиритах кайнарской свиты предполагаемого верхнего кембрия (Зайцев и др., 1966) несогласно с разрывом залегают тиллитоподобные конгломераты. Вмещающая масса этих конгломератов представлена аргиллитом-алевролитовой породой серого и табачного цвета. Вкрапленность породы обломками довольно высокая и составляет около 10%. Обломки плохо окатаны, встречаются и хорошо окатанные гальки. Размер их колеблется от 1 до 10 см. Состав гальки почти целиком относится к составу подстилающих пород. Мощность тиллитоподобных конгломератов составляет всего 3 м (рис.7, I). На них лежит 2-метровая пачка алевритов табачного цвета. С тиллитоподобными конгломератами алевродиты связаны постепенными переходами. Алевродиты перекрываются среднеслоистыми мергелями желтовато-серого

и темно-серого цвета. Мергели содержат метровый горизонт массивных рыхловатых песчанистых доломитов. В доломитах прекрасно выражена горизонтальная и волнистая слоистость. Мощность карбонатного горизонта 7 м. Мергели перекрываются аргиллито-карбонатными и аргиллито-кремнистыми сланцами курумсакской свиты нижнего кембрия.

Таким образом, мощность вендских отложений здесь всего 12-13 м.

Восточнее, в хребте Бородайтау, местами вендские образования вообще исчезают из разреза, и на бородайских микроклиновых порфирах предполагаемой кайнарской свиты несогласно с реликтами древней гидрослоистости-каолиновой коры выветривания (Максумова, 1973) залегают кремни курумсакской свиты нижнего кембрия.

На северо-восточном склоне хр. Бородай, близ с. Кузминка, тиллитов нет. К венду может относиться маломощная пачка отложений, залегающих несогласно и с

Рис. 7. Разрезы тиллоидсодержащих отложений в центральном Каратау и хребте Джебаглы.

I - междуречье Сарымсак-Арпаозен; II - р. Акбет; III - Балакулан-Джебаглы (по С.Г. Аджинвичу).



разрывом на альбитофирах кайнарской свиты. Здесь снизу вверх по разрезу выходят (по В.Г.Королеву, 1963 г.):

1. 0,1 м. Песчаники кварцитовидные тонкоплитчатые желтоватого цвета, содержащие дресву каолинизированных кислых эффузивов.

2. 0,5 м. Кварцевые песчаники с доломитовым цементом тонкоплитчатые буроватые с тонкой слоистостью, иногда косою, со щебнем и дресвой порфиров.

3. 1,5 м. Кварцевые песчаники с линейной и косою слоистостью с многочисленными дендритами окислов марганца.

4. 0,5 м. Те же песчаники массивные с тонкой слоистостью. По простиранию эта пачка в 2,6 м фациально замещается пластом 0,5 м мощности искристых доломитов. В других местах, как отметила М.В.Тещина (1951), на порфировой толще залегает горизонт элювиальных брекчий, состоящих из угловатых обломков гранодиоровых, фельзитовых, трахитовых эффузивов, кварца, микроклина, турмалина в кремнисто-серицитовом цементе.

По-видимому, эти образования можно рассматривать как фацию тиллитов или надтиллитового доломитового горизонта.

5. Выше на разных горизонтах залегает ладиты курумсакской свиты, содержащие, по О.Н.Халецкой остатки губок *Sivassina* sp.

По впадине склона хребта Большой Каратву появляются тиллиты, мощность вендских отложений вновь возрастает. По сев. Ахбет в ядре Ахбетской антиклинали вскрыта значительная часть разреза верхней половины тиллоидсодержащего комплекса. Разрез здесь (рис.7,П) представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. Осветленные, ожелезненные, местами окварцованные, в зоне разлома светло-серые мелкозернистые полосчатые алевролиты - 30-40 м.

2. Зеленовато-серые мелко- и среднезернистые песчаники - 5-10 м.

3. Алевролиты вишневого цвета, иногда полосчатые. Включают редкие прослои мощностью 2-10 см зеленоватых плотных мелко- и среднезернистых песчаников, иногда желваковых - 5 м.

4. Доломиты массивные мелкокристаллические бурые с поверхности, серые и рыжеватые на сколе - 6-7 м.

5. Алевролиты вишневого цвета с растянутыми зеленоватыми шаровидными пятнами - 60-70 м.



6. Песчаники плотные мелкозернистые вишневого цвета. Чередуются светлые прослои среднезернистых песчаников и более темные прослои мелкозернистых песчаников и алевролитов. Мощности чередующихся слоев колеблются от нескольких миллиметров до 2-3 см. Сложность горизонтальная, волнистая, редко пологая косая, линзовидная - 25-30 м.

7. Алевролиты и аргиллиты вишневого цвета. В них 40-сантиметровый прослой розовых тонкоплитчатых известняков - 4-5 м.

8. Тонкое чередование алевролитов вишневого цвета и более светлых розоватых или зеленоватых алевролитов и мелкозернистых песчаников - 6 м.

9. Песчаники массивные грубослоистые зеленовато-серого цвета. В них содержатся горизонты песчаников тонкоослоистого сложения. На поверхностях напластований встречается волноприбойная рябь - 30 м.

10. Алевролиты вишневого цвета с прослоями и линзами розоватых и светло-серых известняков - 30 м.

11. Щебневые конгломераты с угловатой совершенно неокатанной галькой светло-серых известняков, плотно насыщающих породу. Вмещающая масса представлена светлым чуть розоватым песчаником - 2-3 м.

12. Тиллитоподобные конгломераты байконурской свиты. Содержат разнообразную по составу и размерам гальку. Много галек и валунов светлых крупнокристаллических гранитов, песчаников, кислых эффузивов и реже плотных розоватых и серых известняков. Форма обломков, как и степень их окатанности, самая различная. Изредка встречается углообразная форма. Валуны размещены по отдельным стратифицированным горизонтам. Вмещающая масса сланцеватая аргиллито-алевролитового состава табачно-зеленоватого и темно-серого цвета. Насыщена мелкими угловатыми обломками - 35-40 м.

Тиллитоподобные конгломераты перекрываются черными и серыми среднеплитчатыми кремнями. Поверхность напластования их мелкобугристая. Кремни слоят основание курумсаксской свиты.

Следующий выход поаднедокембрийских отложений, содержащих тиллитоподобные конгломераты, находится в самой юго-восточной

Возраст	Стратиграфические горизонты Тянь-Шаня	Байконурский синклиналий		Актау-Моинтинский антиклиналий Вундинская п/з	Бурунтауский антиклиналий	Текелйский антиклиналий
		Центральная часть	Восточная часть			
Є, t	Чулактауский	Кокталская св.		Акурнская св. ♀	Продуктивная пачка - 370 м	Сатинская св. ♀
V-Є	Кырабактинско-беркутинский					
V	Байконурский	Байконурская св. до 300-400 м ▲ 0-200 м ▲		Копальская св. 125-200 м ▲	Бурунтауская св. - 600 м Fe ▲ Рb, Zn, V, P	Майлыккольская св. 50-200 м ▲ ▲
	Джазболотский	Курайлинская св. - 300 м	Бозингенская св. 0-100 м			
	Арчалинский	?	Сатанская св. 700 м ▲	Кенелинская св. - 50-200 м ▲ ▲	Шошпокинская св. 400 м	Бурханская св. ▲
	Дангинский	Улугтауская серия	Fe ▲			
	Айрансуйский					
R <sub>4</sub> -V	Актугайско-чичканский	Жалтауская св. 100-400 м		Дарбазинская св. 750 м	?	
R <sub>5</sub> -R <sub>4</sub>	Постунбулакский	Акбулакская серия до 1400 м				
Полотлазские образования		Коксуйская серия 800-920 млн лет		Актауская, элтысганская св. 1540+150 млн лет	Текелйская св. Рb модельн. 885 млн лет Рb изотопный 900 млн лет	

▲ - тиллиты, тиллоиды

△ - конгломераты

♀ - фосфориты

Fe - железные руды

Возраст	Стратиграфические горизонты Тянь-Шаня	Стратиграфические горизонты Евраам (Чумаков, 1978)	Полюдов кряж	Средний Урал		Южный Урал		
				Кваркушско-Каменногорский антиклинорий	Усьвинско-Сызвильский прогиб	Криволюкский грабен	Уралтау	
Єt	Чулактауский							
V-e <sub>1</sub>	Кытабактинско-беркутинский							
	Байконурский							
V	Джаболотский		Коченурская св. - до 1000 м. ГЛ 560-590 Ильвовская св. - до 1000 м. ГЛ 630	Усть-сызвильская - 250-600 м Чернокаменная - 200-300 м Переломская - 460-500 м Старопеннинская св. - 450-500 м		Байназаровская св. - до 600 м		
	Арчалмский	Дабланский гор.	Чурочинская св. - 500-650 м	Керноская св. - 380-1200 м Бутонская св. - 150-350 м		Пермская св. - >500 м	Аршинская св. - 1000-1800 м Fe ▲	
	Дангинский			Койвинская 200-750 м Fe ▲ Горевская св. 570-730 м Тамнинская св. - 360-800 м Fe ▲	Вильвинокая св. 1500 м Fe ▲			
	Айрансуйский		Норвежский ледниковый подгоризонт					
			Скандинавский ледниковый подгоризонт					
	Норвежско-скандинавский межледниковый п/г							
R <sub>4</sub> V	Антугайско-чечкановский		Усть-чурочинская св. 100-1000 м ГЛ 680 Песч. алевр. 100-300 м Кварцито-песч. 200 м	Басегская серия - 890-3700 м	?	Криволюкская св. - более 560 м	Ашвакские кварциты	Байнасская св. - 400-450 м
R <sub>3</sub> -R <sub>4</sub>	Постунбулакский		Флювиальная - 100-500 м					
Подстилающие отложения			Низьвенская св. R <sub>3</sub> -R <sub>4</sub> ГЛ - 755 млн лет	Клыктанская св. - R <sub>3</sub> -R <sub>4</sub>		Укская св. - R <sub>3</sub> -R <sub>4</sub>		Арвякская св.

▲ - тиллиты

Fe - железные руды

ГЛ - возраст K-Ar по глаукониту

оконечности хребта Каратау. Здесь они слагают Балакуланскую брахиантиклинальную структуру и северный склон Джебаглинских гор, где участвуют в строении южного крыла Джебаглинской антиклинали.

В юго-восточной части хр.Бородай Л.Н.Беляков в 1957 г. описал следующие образования (снизу вверх):

1. Бурные крупно-, мелко- и неравнозернистые песчаники - 90,0 м.

2. Зелено-бурные тонкослоистые алевролиты с вкрапленностью пирита - 160,0 м.

3. Фиолетовые тонкослоистые алевролиты - 200,0 м.

4. Известково-хлоритовые сланцы и известковистые песчаники - 55,0 м.

5. Выше с размывом залегают тиллитоподобные конгломераты, сменяющиеся сверху полосчатыми сланцами - 200,0 м.

6. Курумоякская свита представлена углистыми, углисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами, ладитами - 100,0 м.

Н.М.Салов и И.И.Халтурина (1947) приводят следующий разрез вскрытых верхнедокембрийских отложений по северному склону Джебаглинских гор (снизу вверх - рис.9):

1. Полосчатые известковистые песчаники с прослоями кремнисто-хлоритовых и кордиерит-силлиманитовых сланцев - более 50 м.

2. Голубовато-серые тонкоплитчатые известковистые песчаники - 30-40 м.

3. Буровато-розовые тонкоплитчатые известковистые песчаники с пиритом - 20-35 м.

4. Буровато-розовые известковистые песчаники, скалолитизированные известняки - 40-45 м.

5. Тонкоплитчатые алевролитовые и глинисто-кремнистые сланцы - 40-60 м.

6. Светло-серые мелкозернистые тонкослоистые песчаники с пиритом - 30 м.

7. Серые и буровато-серые мелкозернистые полосчатые полимиктовые песчаники с пиритом - 40 м.

8. Светло-серые мелкозернистые тонкослоистые слюдистые песчаники с пиритом - 40 м.

9. Буровато-серые тонкослоистые мелко- и среднезернистые песчаники - до 30 м.

10. Серые мелкозернистые полимиктовые песчаники - 10-20 м.

11. Тягучеподобные конгломераты. В оланцевом цементе расцелены плохо окатанные обломки (до 3-4 м в поперечнике) эффузивов, кварцитов, известняков, рече гранитов - 0-12 м.

12. Белые тонкозернистые кварцевые песчаники или слюдяные кварциты - 10-12 м.

Глинисто-краснистые сланцы курумсаковской свиты залегают на равных горизонтах подстилающих пород.

Детально эти образования изучены С.Г.Анкимовичем (1961) и приводятся почти целиком по его материалам.

Состав и строение отложения Балакуланского купола и Джебаглянской антиклиналя в целом сходны. В Джебаглянских горах они подвержены локальному контактовому метаморфизму, вызванному интрузией, расположенной в осевой части Джебаглянской антиклинали и скрытой мощным покровом современных отложений. Поэтому разрез верхнедокембрийских отложений здесь приводится по Балакуланской антиклинали (рис.8, III).

Самые явные разреза улутауской серии не вскрыты. Разрез к северо-западу от с.Высокое построен следующим образом снизу вверх:

1. Алевролиты и алевролитовые песчаники зеленовато-серые с вкрапленностью пирита и сидерита. Имеются прослой кварцево-хлоритовых сланцев - 160 м.

2. Песчаники и алевролиты массивной и сланцевой текстуры бурого цвета. В составе песчаников обычен туфогенный материал - 50 м.

С.Г.Анкимовичем эта часть разреза отнесена к ранской свите. По принятым нами новым объемам стратиграфических подразделений, мы относим эту часть разреза к аналогам космокинской свиты Северо-Западного Каратау. По Джебаглам эта же часть разреза выражена кордиерит-силлиманитовыми, кремнисто-хлоритовыми и слюдяными сланцами, составляющими толщу мощностью до 300 м.

Аналоги карагурской свиты в Балакулане представлены алевролитами, тонкозернистыми песчаниками, глинисто-хлорито-гематитовыми оланцами с фиолетовыми и сиреневатыми тонами окраски с тончайшей слоистостью и составляют толщу мощностью до 100-120 м.

В Джебаглах этой толще соответствуют розовато-серые и фиолетовые слюдястые сланцы, чередующиеся с зеленоватыми кварцево-хлоритовыми и хлоритовыми сланцами и имеющие мощность до 90 м.

Отличительной особенностью аналогов карагурской свиты в Балакулане и Джебаглах является постоянное присутствие в породах тонкой вкрапленности пирита и сидерита, иногда составляющей до 10-15% от общей массы породы.

Терригенная толща вверх по разрезу постепенно сменяется терригенно-карбонатной, корреляция которой с аксумбинской свитой Северо-Западного Каратау не вызывает сомнения. Нижняя часть ее представлена тонким чередованием существенно карбонатных пород или карбонатизированных песчаников и карбонатно-хлоритовых сланцев. Карбонатные прослои состоят из сидерита и в меньшей степени - доломита. Мощность этой пачки изменяется от 50-60 м для Балакуланского купола до 140 м в некоторых разрезах Джебагланской антиклинали. Вверх по разрезу нижняя часть толщи по отчетливому контакту сменяется пачкой зеленовато-серых, сероватых, часто полосчатых песчаников и сланцев с постоянным присутствием вкрапленников пирита.

По сев. Большой Камал в Джебаглах последовательность отложений этой части разреза такова (снизу вверх):

1. Тонкополосчатые слюдястые алевриты, пиритизированные и сидеритизированные, алевритовые сланцы с редкими прослоями углистых сланцев - 35-50 м.

2. Песчаники кварц-полевошпатовые мелкозернистые светло-серые, зеленоватые и пепельно-серые с глинисто-сидеритовым и глинисто-хлоритовым цементом. Характерно обилие пирита - 120-140 м.

3. Песчаники массивные полимиктовые и кварцевые темно-серые, слабо полосчатые - 90 м.

По простиранию отмечается постепенное возрастание роли пластического материала в составе пород в направлении с запада на восток.

Суммарная мощность отложений, представляющих аналог улу-гунской свиты Северо-Западного Каратау, составляет 550-800 м. На них без признаков явного несогласия лежат тиллитоподобные

конгломераты байконурской свиты, которые в районе Балакулана и Джебаглов развиты не повсеместно. Не исключено, что причиной этого является трансгрессивное налегание вышележащих кварцевых песчаников, лежащих иногда прямо на терригенно-карбонатных отложениях аксумбинской свиты.

Байконурская свита сложена неслоистыми неотсортированным зеленовато-бурыми песчаниками с глинистым, местами карбонатным цементом; обломочная фракция представлена зернами кварца, полевого шпата, кремнистых и кремнисто-серпичитовых сланцев. Вмещающая валуны и гальки масса представлена тонкозернистыми песчаниками или аргиллитами, часто сильно рассланцованными, лишенными слоистости. Редкая рассеянная галька в них содержит две разновидности обломков. Более мелкие (от 0,5 до 5 см) обломки хорошо окатаны и образованы преимущественно песчаниками, кварцитами, сланцами. Более крупные гальки и валуны (до 0,5 м) представленными бурими доломитизированными известняками и щелочными гранитами. Средние и мелкие гальки часто образуют небольшие по размерам скопления, тогда как в соседних участках вмещающие песчаники, алевролиты и аргиллиты лишены их вовсе. Мощность тилитоподобных конгломератов невелика — около 7 м.

Тилитоподобные конгломераты перекрываются белыми, серо-белыми, местами зеленоватыми кварцевыми песчаниками, нередко по простиранию переходящими в слюдяные кварциты. Песчаники прослеживаются повсеместно в этом районе. Мощность их уменьшается с востока на запад и достигает 20 м.

Кварцевые песчаники сменяются кремнистым горизонтом куру сакской свиты кембрия.

#### ЧАТКАЛО-САЦДАЛАШСКО-ПСКЕМСКИЙ РАЙОН

Тиллоидсодержащие отложения входят в состав самих древних осадочных комплексов Чаткальского, Сацдалашского и Пскемского хребтов (рис. 8).

Тилитоподобные отложения этого района обособлены А.Ф.Станенко (1958) в качестве нижней части шорашуйской свиты и Л.И.Турбиным (1962), как аяктерекская свита. Датировалась шори

шаская (как и подстилающая узунбулакская) свита нижним кембрием. Основанием для этого служили находки среднекембрийской и фредовикской фауны в перекрывающей сандалашской свите. В 1965 г. И.Д.Доронкиным в горизонте известняков "караказмаской свиты" В.А.Николева в Искемском хребте были собраны трилобиты среднего-верхнего кембрия (определения Т.И.Хайруллиной).

В 1964 г. П.П.Мясюсом и К.С.Сагындыковым в нижних горизонтах сандалашской свиты в верховьях р.Чаткал найдены органические остатки *Kutorgina cf. cingulata* (Billings), *Acrotreta* sp., по заключению В.Ю.Горянского, указывающие на раннекембрийский возраст вмещающих отложений (Сагындыков, 1964; Мясюс, Сагындыков, 1967).

Позднее раннекембрийский возраст нижней части аксуйской (сандалашской) свиты был подтвержден многочисленными сборами фауны в ней, сделанными А.М.Мембетовым (Королев, Мембетов, 1980), начиная с 33,5 м от основания аксуйских известняков в районе перетяжки Каракулдыла в Чаткальском хребте. Это позволило обосновать предположенный ранее В.Г.Королевым (1962) позднекембрийский возраст подстилающих отложений. Налегание тиллоидсодержащих пород на верхнерифейские гранитоиды (Зубцов, Зубцова, 1963), возраст которых определен в 830-915 млн лет K-Ar методом (Гесь, 1972) подтверждает это. По аналогии с тиллоидсодержащими толщами Кр.Джетынтау, сопоставление с которыми было проведено в 1967 г. В.Г.Королевым, шорашуйская свита датируется вендом.

В Чаткало-Сандалашско-Искемском районе выделяются два типа разреза отложений верхнего докембрия, содержащих тиллоидоподобные конгломераты. Один из них - сокращенный - расположен в основании древнего Белгорского поднятия в Искемском хребте, второй - более мощный, но, к сожалению, не имеющий основания - занимает большие поля в Чаткальском и Сандалашском хребтах.

Опорные разрезы сокращенного типа составлены в верховьях р. Каракорум и Кара-Янтырк. Присутствие в этом районе аналогов аксуйской свиты отмечалось И.Д.Доронкиным в 1961 г., Е.И.Зубцовым (1961), Л.М.Глейзером (1967) и М.Д.Гесем (1972). К последним им отнесены конгломераты аркозового состава и глинисто-архиптоновые сланцы, с размывом залегающие на выветрелых грани-



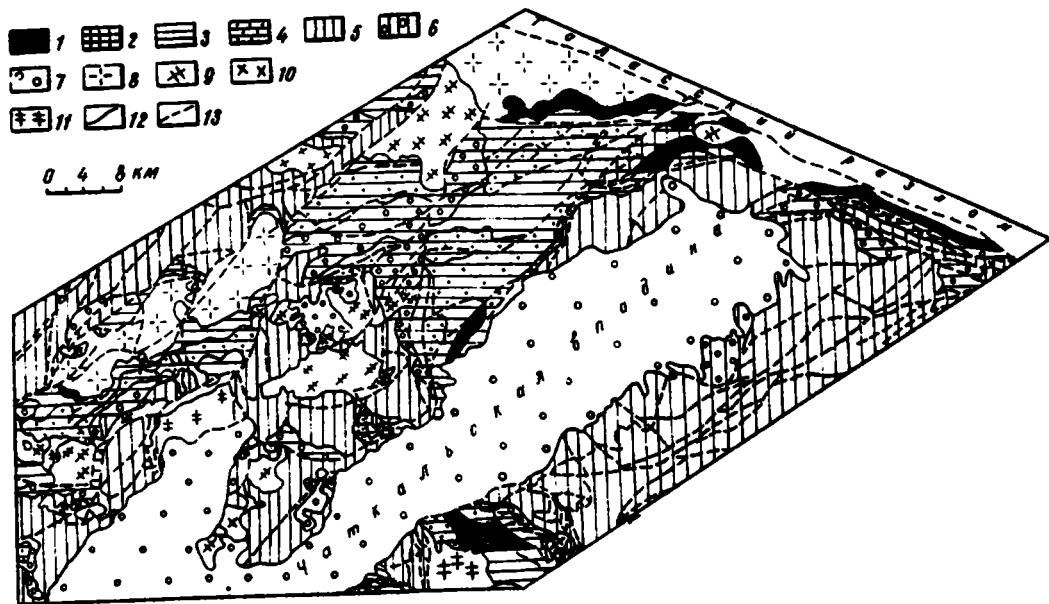


Рис. 6. Карта структурно-формационных комплексов Чаткальской горной системы  
 Составлена по материалам ВКГУ, 1975.

Условные обозначения: Осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы (I-7). I - байкальский тиллоидсодержащий орогенный; 2 - каледонский геосинклинальный (E-O<sub>3</sub>); 3 - каледонский орогенный (O<sub>3</sub>-S<sub>2</sub>); 4 - эпикаледонский орогенный (Ф<sub>I</sub>-D<sub>3</sub>); 5 - герцинский геосинклинальный (D<sub>3</sub>-С<sub>I</sub>); 6 - герцинский орогенный (С<sub>2</sub>-К<sub>I</sub>); 7 - альпийский орогенный (Р<sub>3</sub>-0). Интрузивные комплексы (8-11): 8 - Бешторский верхнерифейский (граниты, адамеллиты, гранодиориты); 9 - Сандаш-Чаткальский среднекарбонный (гранодиорит, диориты, габбро); 10 - Кызылсайский верхнекарбонный (граниты, гранодиориты); 11 - Алмасайский верхнекарбонный (граниты, адамеллиты); 12 - стратиграфические соотношения; 13 - разломы.

тах. Местами между конгломератами и гранитами выделялся диабазовый покров, также относившийся к основанию шорашуйской свиты. Нами по водоразделу Пскемского хребта описан следующий разрез (рис. 9). На выветрелых в верхней части крупнокристаллических лейкократовых гранитах Бешторского массива (К-Аг возраст 830-915 млн лет), пересеченных серией даек диабазового состава, лежат:

1. Конгломераты крупногалечные, валунные и валуно-щебенистые. Гальки и глыбы происходят из подстилающих гранитов. Обломки, особенно крупные (до 1,5 м в диаметре), хорошо окатаны, округлены, мелкие часто не окатаны. Обломки обильно насыщают породу (до 60-70% объема). Вмещающая масса представлена песчанником или гравелистом сероватого цвета аркозового состава - 2,5-5 м.

2. Песчаники грубозернистые, иногда переходящие в гравелисты, сероватого цвета, с обильными включениями дымчатого кварца и крупными обломками гранита и полевого шпата - 2,5 м.

3. Шлаковый туф витрокластический, очень плотный, серого цвета. Шлаковые обломки в нижней части слоя достигают 1 см в поперечнике. Под микроскопом они представлены буроватым железнистым стеклом с пузырчатой структурой и отдельными выделениями титаномагнетита. Иногда в обломках стекла видны лейсты плагио-

клаза. Обломки хлоритизированы, каолинизированы. Вся порода сильно карбонатизирована. Для породы в целом характерна обильная насыщенность пиритом - 1 м.

4. Апогиалобазальт светло-серого цвета, буроватый с поверхностью, слоистый. Интенсивно карбонатизирован. Местами просвечивает интерсерпентальная структура - 2-2,5 м.

5. Пачка чередования массивных и плитчатых темно-серых, черных, зеленоватых, буроватых покровов диабазовых порфиритов и витрокластических туфов. Диабазовые порфириты имеют вармолитовую структуру. Плагноклаз основной. Интерстиции выполнены рудным минералом. Междустоевое пространство заполнено вторичным кальцитом.

Из вторичных процессов интенсивно проявил окварцевание, серицитизация, эпидотизация, хлоритизация, карбонатизация - 30 м.

6. Пачка чередования андезитовых порфиритов, витрокластических туфов и туффитов, вторично сильно измененных. Наименее измененные разновидности андезитовых порфиритов имеют перлитовую текстуру, пилотакситовую структуру. Порфировые выделения представлены вторичным хлоритом и гидрослюдами. Состав основной массы: альбит, хлорит, перекристаллизованная стекловатая масса. Туффиты состоят из рэгенерированных и корродиро-

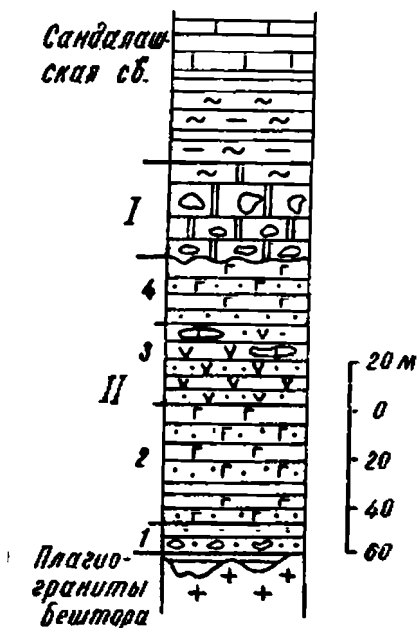


Рис. 9. Разрез верхнекембрийских отложений в Пскемском хребте (верховья р. Каракурум).

ванных обломков кварца, чешуек хлорита, биотита, обломков пород. Двещающая масса первичного глинисто-кремнистого состава. По ней развиты чешуйки хлорита, серицита, альбита - 30 м.

7. Песчаник среднезернистый аркозово-полимиктовый с доломитовым цементом - 5 м.

8. Трахиандезиты массивные, интенсивно вторично измененные, структура порфировая. Основная масса полнокристаллическая. Состоит из альбита, серицита, редко карбоната, рудных минералов - 20,0 м.

9. Доломиты тонкослоистые светло-серые, бурые с поверхности, чередуются с листоватыми глинисто-карбонатными сланцами. Доломиты содержат мелкие обломочные включения сланцев - 15 м.

Ю. Доломиты массивные с неокатанными обломками сланцев, известняков, кремней. Порода имеет тилитоподобный облик - 15 м.

II. Доломиты слоистые чередуются с темными кремнями. Кремни образуют самостоятельные прослои, линзы, отдельные округлые включения размером от 2 см в диаметре до мельчайших горошин - 10 м.

Доломиты перекрываются кремнями, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами и известняками каракорумской свиты кембро-ордовика, по Л.М.Глейзеру (1967), которая сопоставляется им с сандалашской свитой хребта Сэндалаш.

По р. Кара-Янрык разрез вендских отложений, по В.Г.Королеву и Р.А.Максумовой, 1976 г., выглядит следующим образом. На бешторских выветрелых плагиогранитах с нечетким контактом лежат:

1. Валунно-щебневая бракция, состоящая из продуктов разрушения подстилающих плагиогранитов. Переход от плагиогранитов незаметный, через зону их дезинтеграции. Валуны до 0,5 м в поперечнике заключены в гранитной дрессе. В верхней части валуны облекаются андезито-базальтовой лавой. На валунах наблюдается корочка обжига толщиной в 5-10 см., в лавах зона закалки составляет несколько сантиметров. Мощность 1,5-5,0 м.

2. Темно-зеленые массивные туфоловы андезито-базальтовых порфиритов и андезито-дацитовых порфиров. В лавах содержатся валуны, гальки бешторских плагиогранитов, габброидов, порфиритов, блокаршевых порфиритов, кваршевых порфиритов, амфиболитов, аргилли-

тов, глинистых сланцев, кремнистых пород. В некоторых прослоях породы напоминают тиллиты с вулканогенным цементом. Мощность 25-30 м.

3. Темно-серые тонкослоистые аргиллитоподобные туффиты - 10,0-15,0 м.

4. Туфолоапы, лавобрекчии андезито-базальтового состава, переходящие в туфоконгломераты - 25,0-30,0 м.

5. Темно-серые до черных туфоваргиллиты с тонкой горизонтальной слоистостью - 10,0-12,0 м.

Общая мощность вулканогенно-осадочной толщи - 70,0-80,0 м.

6. Зеленые аргиллиты с рассеянными включениями окатанных зерен кварца и гранитоидов - 0,2-0,4 м. Этот слой, возможно, отвечает тиллитам Байконурской свиты.

7. С резким контактом залегают окварцованные доломиты с прослойками и вкраплениями пирита - 0,1 м; доломиты, доломитовые брекчии, прослой со спутанной оползневой слоистостью - 2,5-3,0 м; переслаивание доломитов, карбонатно-глинистых и глинистых сланцев - 4,0-5,0 м. Эта пачка может сравниваться с беркутинской свитой Малого Каратау.

Доломиты перекрываются черными тонкослоистыми углеродистоглинистыми сланцами, пиритосодержащими, мощностью до 30,0 м. Они предположительно относятся к нижнему кембрию.

В Сандалашском хребте по р.Мурсаш отложения, залегающие с разрывом на докембрийских плагиогренигах и перекрытые тиллитоподобными конгломератами шорашуйской свиты, К.С.Сагындыковым выделяются в самостоятельную мурсашскую свиту или серию (Сагындыков, 1967, 1976). Разрез ее по р.Мурсаш (правая составляющая р.Каракасмак) описан К.С.Сагындыковым (1967). На элювии плагиогренигов лежат:

1. Песчаники серого цвета, гравелиты, конгломераты - 2,5 м

2. Коенотуфы темно-серые - 10-15 м.

3. Туфы и туффиты известковистые серые расслаиванные, известняки мелкозернистые. Местами они брекчиевидные - 2-3 м.

4. Туфы темно-серые - 2-3 м.

5. Известняки серые и голубовато-серые плитчатые, иногда песчанистые с галькой известняков и глыбами гравитонидов (тиллит?) - 10 м.

6. Алевролиты зеленовато-серые, песчаники и конгломерато-брекчии с обломками светло-серых кремнистых пород, темно-серых глинисто-серпичитовых сланцев. Четко выражена градационная и ко- слоистость пород - 1-2 м.

7. Песчаники зеленовато-серые, конгломерато-брекчии, туфо-песчаники, туфоконгломераты, грязно-зеленые туфы, брекчиевые ла- кварцевого андезитотрахита и порфирита - 50-60 м.

8. Плитчатые темно-серые, на дневной поверхности пепельно-орые, углисто-глинистые и углисто-кремнистые породы и конгломе- то-брекчии с прослоями серых известняков и бурых доломитов - м.

Выше залегают тиллоподобные конгломераты (20 м), сменяю- щая ритмично-слоистой толщей (100 м) глинистых сланцев, алев- ролитов, песчаников, реже гравелитов шорашуйской свиты. Среди бломков характерны гранитоиды, кварциты, андезитовые порфириты, кварцевые порфиры, известняки, глинистые сланцы. Выше располага- юся кремнистые сланцы и известняки кембрия.

Разрез р.Мурсап является связующим звеном мало мощных сок- щенных разрезов вендского тиллоидсодержащего комплекса отложе- ния Покемского хребта и полных разрезов Саидлашского и Четкаль- ного хребтов.

В 1973 г. В.Г.Королев и К.С.Сагындииков описали "сокращен- ный" тип разреза по левому верхнему притоку р.Каракаясмак - по Джайсантор. Здесь на докембрийских гранитоидах с глубоким выщелом залегают:

Джайсанторская свита.

1. Валунные конгломераты из окатанных валунов подстилаю- щих гранитов - 25,0-30,0 м.

2. Светлые желтоватые крупнозернистые аркозовые песчаники и гравелиты и прослоями темно-серых тонкозернистых песчаников и кварцопесчаников, характерна вкрапленность сульфидов железа - 0-7,0 м.

3. Серые плитчатые кварцевые и аркозовые песчаники - до 0 м.

4. Субсогласное тело габбро-диабазов - 40,0-45,0 м.

5. Серые и желтовато-серые массивные среднезернистые аркозовые и кварцевые песчаники и гравелиты с намечающейся ритмичной слоистостью - 10,0 м.

Мощность свиты порядка 90,0 - 100,0 м.

Корумторская свита.

6. Слоистая толща черных "мусористых" глинистых сланцев с рассеянными песчинками лимчатого кварца, белых выветрелых полевых шпатов и гальками и валунами (до 0,6 м в поперечнике) карбонатных пород, с редкими прослоями песчаников и с пластом доломита в кровле. Для всех пород характерна интенсивная пиритизация.

Мощность свиты - 70,0-100,0 м.

Кураиматорская свита.

7. Черные углеродистые "глазковые" сланцы, песчаники, алевролиты - 6,0 м. Нижний контакт очень резкий.

8. Ритмичное переслаивание светло-серых среднезернистых тейроидов с тонкослоистыми тонкополосчатыми туфоаргиллитами серой и вишневой окраски - 20,0-25,0 м.

Выше с размывом залегают:

9. Зеленовато-серые среднезернистые песчаники; в основании слоя наблюдается рассеянная галька гранитоидов - 3,0-5,0 м.

10. Пестроокрашенные тонкослоистые туфогенные аргиллиты, иногда косо- и волнисто-слоистые, с редкими прослоями тейроидов - 15,0-20,0 м.

Мощность свиты 45,0-50,0 м.

Свита срезается поверхностью размыва, на которой располагается аяктерекская свита:

11. В ее основании - гравелито-конгломерат мощностью до 0,2 м. Выше залегают зеленовато-серые тиллиты с глинистым матриксом и рассеянными гальками и валунами гранитоидов, доломитов, песчаников. В верхней части сланцы переслаиваются с тиллитами. Мощность 5,0-10,0 м.

12. Зеленовато-серые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами - 15,0 м.

Более высокая часть разреза не изучалась.

Мощный тип разреза тиллитсодержащего комплекса представлен узунбулакской, аяктерекской и шорашуйской свитами, выделенными

А. Ф. Степаненко и Л. И. Турбиним. Основание узунбулакской свиты не вскрыто. Она опосаляется с верхней половиной мурсатской свиты (Сагындыков, 1976).

Наиболее полный разрез узунбулакской свиты составлен в 1976 г. Р. А. Максумовой по водоразделу рек Каракасмак и Шорашу (рис. 10). Строение его снизу вверх таково:

1. Кремнисто-хлористо-серпичитовые сланцы ярко-зеленого цвета с линзообразными прослоями мелкозернистых кварцевых песчаников с карбонатным цементом - 20 м.

2. Биотит-кальцит-эпидот-альбит-хлоритовые blastопсаммитовые сланцы с прослоями гравелитов и грубозернистых песчаников - 10 м.

3. Чередование серпичито-хлорито-кварцевых blastоалевролитов и слюдясто-полевошпато-кварцевых blastопесчаников - 8 м.

4. Песчаники крупнозернистые полимиктовые рыхловатого цвета с включениями обломков черных сланцев - 6 м.

5. Кварц-серпичит-хлоритовые и серпичит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы с blastоалевролитовой структурой. В верхней части появляются прослои мелкозернистых аркозовых песчаников - 35 м.

6. Алевролитовые сланцы листоватые вишнево-бурого цвета - 6 м.

7. Песчаники мелкозернистые аркозовые, постепенно переходящие вверх в тонкополосчатые эпидот-серпичит-мусковит-хлоритовые blastоалевролитовые сланцы - 35 м.

8. Чередование зеленовато-серых кварц-хлорит-серпичитовых сланцев и blastопесчаников - 37 м.

Далее идет очень большой участок необнаженного склона. Затем разрез нарацывается следующими пачками:

9. Песчаники и гравелиты массивные светлые розовато-зеленого цвета, кварцевые и аркозовые состава - 35 м.

Рис. 10. Разрез тиллоидсодержащего комплекса по р. Каракасмак.



10. Флишеподобное переслаивание песчаников кварцевого и аркозового состава и кремнисто-хлорито-серпичитовых сланцев с тончайшей горизонтальной и мелкой косою слоистостью - 80-100 м.

Перекрываются они с видимым согласием тиллитоподобными конгломератами аяктерекской свиты. Разрез последней вместе с шорашуйской свитой по р. Карвекасмак снизу вверх выглядит так:

1. Тиллитоподобные конгломераты черного цвета, очень плотные. Галька редкая (5-15%), окатанная, иногда угловатая, преимущественно гранитная и карбонатная по составу. Преобладающий размер 0,5-1,5 см. Основная масса плотная, черного цвета, биотит-мусковит-кварцевого состава, включает псаммитового размера обломки кварца, альбита, железистого карбоната. Мощность их колеблется в разных разрезах от 70-80 до 300 м. Выше следует шорашуйская свита.

2. Песчаники массивные аркозовые рыжеватого цвета. В них линзы и струи гравелитов, мелкогалечных конгломератов с хорошо окатанной полимиктовой галькой - 15-20 м.

3. Песчаники плотные рыжеватого и красного цвета аркозовые чередуются с буроватыми и серыми блестящеверовитовыми сланцами, содержащими примески медной зелени - 25-30 м.

4. Кремнисто-серпичит-карбонатные сланцы серого цвета содержат маломощные прослои часто линзовидных (бурых с поверхности, серых на изломе) песчаных известняков и мелкозернистых известковистых песчаников - 30 м.

5. Углисто-серпичито-кремнистые сланцы плотные черного цвета с тонкими прослойками песчаника того же цвета - 35 м.

6. Флишеподобная сланцево-песчаниковая толща. Песчаники серые и зеленовато-серые плотные средне- и мелкозернистые с блестящеверовитовой структурой. Сланцы флишеподобные серебристого цвета серпичито-хлорито-кремнистые. Редко встречается градационная слоистость - 250 м.

7. Песчаники средне- и толстоплитчатые буроватого цвета кварцевого состава. Линзы и прослои крупнозернистых песчаников и гравелитов - 25 м.

8. Песчаники серые плотные сильно пиритизированные с примесью углеродистого материала. Содержит струи гравелитов и конгломератов. По простиранию конгломераты раздуваются в мощности и приод

ретают тилалитоподобный облик. Обломки конгломератов наиболее часто представлены мраморами, кварцитами, кислыми эффузивами, гранитами. Размер обломков иногда достигает 0,5 м - 2-25 м.

9. Конгломераты плотные серые мелкогалечные, галька окатанная, обильно насыщает породу. В обломках кварц, известняки, граниты и др. Цемент скудный алевролитовый - 2 м.

На конгломератах лежат серые алевролиты с прослоями серого плотного известняка и черные углисто-кремнистые сланцы саидаян-ской свиты.

Такого же типа разрез тилалитосодержащего комплекса составлен В.Г.Королевым и К.С.Сагындыковым по левому притоку р.Бугулы-Булак, выходящей справа в р.Каракасмак. Здесь снизу вверх по разрезу вы-одят:

#### Узунбулакская свита.

1. Зеленые хлорито-кварцевые сланцы с прослоями кварцитовидных песчаников, пачками полимиктовых конгломератов и гравелитов. По р.Каракасмак эта свита, по наблюдениям В.Г.Королева и С.С.Шульза в 1965 г., имеет билионидный облик. Она состоит из чередования пачек перых, темно-серых и буровато-серых толсто- и среднеплитчатых ритмичнослоистых (от гравелитов в основании пластов до тонкозернистых песчаников и алевролитов сверху) полевошпато-кварцевых и полимиктовых песчаников и пачек чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов. В тонкозернистых породах характерна тонкая горизонтальная и косая слоистость, включения и прослойки кристаллов пирита. На поверхностях пластов наблюдается язычковая рябь, рябь волнения, гьероглифы. По их ориентировке намечается направление сноса с северо-северо-востока. Обичны внутренние размывы, плоские, иногда закрученные обломочки черных сланцев. Видимая мощность 500-600 м.

#### Аяктерекская свита.

2. Темно-серые массивные тилалиты - около 100,0 м. В нижней части они слоистые со сланцево-песчаным матриксом, в котором рассеяны псаммитовые обломки прозрачного кварца, карбонатов, гальки и шалуны (до 0,4 x 1 м в поперечнике), гранитоидов, доломитов. В более высокой части разреза тилалиты неслоистые с алевро-глинистым матриксом, в котором рассеяны песчинки прозрачного кварца, кристаллы шрита, крупные "плавающие" обломки угловатые и ола-

боокатанные с округленными ребрами. По размеру они не сортированы. Иногда галька и гравий формируют струи, линзы. В их составе отмечены гранитоиды, кварциты, кислые эффузивы, сланцы, песчаники, карбонатные породы.

3. Светло-зеленые и малиново-серые аргиллиты с пластами зеленовато- и вишнево-серых тиллитов - 15,0-20,0 м.

Шорашуйская свита.

4. Ритмичное переслаивание темно-зеленых песчаников и светлых аркозовых песчаников с аргиллитами. Внизу густотечная пачка вишнево-серых аргиллитов. Характерны внутренние разрывы, наблюдались гнереогиады. Мощность около 250,0 м.

5. Серые аркозовые песчаники и черные тонколистватые аргиллиты - 30,0-40,0 м.

6. Чередование пачек ритмичного переслаивания буровато- и светло-серых известковистых песчаников, среднеплитчатых песчанистых известняков, зеленовато-серых аргиллитов и пачек черных тонколистватых алевро-аргиллитов с редкими тонкими прослоями известковистых песчаников. Мощность около 300 м.

Общая мощность Шорашуйской свиты около 600 м.

Аяктерекская свита, выделенная из шорашуйской свиты А.Ф. Степаненко Л.И. Турбиным (1962), изучалась В.Г. Королевым в 1965 и 1976 гг. Здесь ядро антиклинальной складки сложено тиллитами видимой мощности порядка 200 м. На крыльях они перекрываются маломощным пластом доломита, сменяемого черными лидами с  $P_2O_5$  до 35% (Бродская, Ильинская, 1968), мощностью 6-7 м. В лидах обнаружены остатки беззамковых брахиопод. Выше залегает доломиты и известняки, в нижней части песчанистые. В 1969 г. И.В. Гвращко в битуминозных мелкообломочных известняках нашел остатки трилобитов, среди которых В.И. Гончарова определила *Proceatorpige rectispinatus Troeds.*, *Hedinaspis regalis Troeds.*, *Charachgia norini Troeds.* Возраст фауны - позднекембрийский. В сводовой части антиклиналя тиллиты с разрывом перекрываются желваковатыми обломочными известняками, содержащими обильные остатки хвостовых щитов трилобитов, хиолитов, беззамковых брахиопод, гастропод, криноидей. В сборах, произведенных в 1965 г. В.Г. Королевым и В.В. Киселевым, Н.К. Ившин определил *Telophina*

*valeryi-korolevi; Iveshin sp. nov., Rensselaerites sp., Turritoma Ulrich et Scofield* средне-позднеордовикского возраста.

Тиллиты представляют собой темно-серую до черной породу, на 60-70% образованную "бесструктурной" глинисто-песчаной массой, высоко карбонатной, с включениями, гнездами, стяжениями и крупными линзами бурых с поверхности доломитов. Обломки свободно выпадают из цемента. Их размер достигает 1,5-2,0 м. Обычно камни покрыты лимонитовой или лимонито-карбонатной коркой. Грани гладкие, как бы полированные, иногда штрихованные. Форма граней нередко треугольная, удлинённая в одном направлении. Иногда грани уплощенные. Ребра всегда закругленные, отглаженные. Форма обломков углообразная, каплевидная, клиновидная, овальная, уплощенно-овальная, трапециевидная, иногда плитчатая.

Состав обломков изучался В.Г.Королевым в 1976 г. Отмечены гальки и валуны разнообразных гранитоидов, обычно сильно выветрелых (интересны разности с сиренево-голубым кварцем), слюдястые песчаники, дацитовые порфиры и туфы с обильной вкрапленностью пирита, кварцевые порфиры, порфириты, гранат-пироксеновые и пироксеновые магматические породы, гнейсы и гранито-гнейсы, амфиболовые сланцы, пронизанные гранитными прожилками, разнообразие кварцитов, доломиты, известняки и мраморы, аркозовые и полимиктовые песчаники, кремневые гравелиты ("рябчиковые"), гранат-биотитовые гнейсы с крупными (до 0,5 см) порфириобластами граната (типично каспийских), зеленые полосчатые кремни, черные литлы. Следовательно, все породы в обломках являются экзотическими.

В Чаткальском хребте тиллитсодержащий комплекс выходит на северном склоне в междуречье Чанач-Каратерек (севернее). Здесь, по данным Л.И.Турбина (1962), узунбулакская свита сложена серыми и зелеными кварцевыми и полимиктовыми песчаниками с прослоями гравелитов, алевролитов, сланцев. Встречаются редкие пласты алевритных и темно-бордовых тиллитоподобных конгломератов, а в верхней части - бордовых и вишнево-серых алевролитов и аргиллитов. Ними в 1976 г. эта свита наблюдалась по р.Чанач (северной). Для нее характерна крупная ритмичность. Каждый ритм начинается розовато-серыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками и гравелитами кварцево-кремневого состава, венчается серыми алевролитами и песчаниками. Мощность (видимая) около 400 м.

Аяктерекская свита представлена темно-серыми до черных или зеленовато-серыми рассланцованными тиллитами. Основная масса представляет собой слюдистый алевролит или мелкозернистый песчаник. В ней "плавают" гравий, галька и валуны (до 1,5 и даже 5,0 м) гранитоидов (преобладают), гнейсо-гранитов, микрогнейсов и гнейсов, кристаллических сланцев (в том числе гранат-биотитовых типа кассансайских), известняков и доломитов (в том числе онколитовых), мраморов, дацитовых и кварцевых порфиров, порфиритов, средних и основных эффузивов, кремнистых пород, кварца. Обломки окатанные и угловатые. Встречаются прослойки аркозовых песчаников. Мощность порядка 500-600 м.

Шоракуйская свита, по данным Д.И.Турбина, по р.Чанач (северной) представлена чередованием темно-серых песчаников, алевролитов, сланцев, редких прослоев известняков, рассланцованных основных эффузивов. Видимая мощность около 300 м.

На южном склоне Чаткальского хребта аналоги тиллитсодержащего комплекса наблюдались нами совместно с М.Д.Гесем и В.В.Киселевым по р.Осолбекой, правому притоку р.Алабука, в 1976 г. Здесь на катаклазированных гранитах залегают (снизу вверх):

1. Рассланцованные плохо сортированные крупногальчные конгломераты, состоящие из обломков подстилающих гранитоидов - 25,0-30,0 м.

2. Светло-серые аркозовые и кварцевые кварцито-песчаники с пачкой туфогенных песчаников, туфов и лав кварцевых и дацитовых порфиров - около 100 м. Вулканогенные породы - флюидальные и тонкополосчатые.

3. Флишеподобно пересланвавшиеся темные, зеленовато-серые и темно-серые песчаники, алевропесчаники с подчиненными прослоями пудинговых конгломератов с галькой гранитоидов и кварцитов, "взвешенной" в черном песчаном или алевролитовом матриксе. Некоторые разности напоминают тиллиты с рассеянной галькой розовых лейкократовых гранитов. Мощность около 600 м.

Эта толща, названная дубырайской, прорывается гранитоидами Алабукинского массива, калий-аргоновый возраст которого 475-485 млн лет.

## ХРЕБЕТ КОКИРИМ-ТОО

В этом районе (площадь VI на рис. I) тилиты выделил В.И.Зубов (1956) в составе байдамтальской свиты. В последующие годы их изучал К.С.Сагындыков (Шабалин, Сагындыков, 1960; Сагындыков, 1961 - 1964). В 1960 и 1961 гг. В.Г.Королев сделал совместно с К.С.Сагындыковым ряд маршрутов.

По долине р.Байдамтала выделены свита Джакболот тонкоперекрывающихся песчаников, алевролитов, сланцев, сверху о карбонатными (380 м) и байконурская свита тиллоидов (5-70 м). В кровле тиллоидов отмечается пласт доломитов до 1,5 м. Выше залегают кремнистые и карбонатные толщи кембрия. На южном склоне Коккирим-Тоо на ороде Кенигбелского поднятия последние непосредственно залегают на порфиродах свиты Большого Нарына, местами между ними находится горизонт тиллоидов (7-8 м), подстилаемый известняками (6 м) и базальными гравелитами (до 2 м).

## ВЕРХОВЬЯ Р.НАРЫН. ХРЕБТЫ ДЖЕТЫМТАУ И НАРЫНТАУ

В результате геологических исследований, проведенных И.С.Шульцем в верховьях р.Нарын в конце 30-х годов, были выделены (Шульц, 1938) три свиты, олагающие видимое основание палеозойского разреза в этом районе: 1) Свита рассланцованных кварцевых порфиритов Большого Нарына; 2) Свита рессланцованных туфогенных конгломератов Джетымтау (верхний омаур); 3) Свита нефчаликов Каймакашу (девон). Общая схема стратиграфия древних хребтов Джетымтау была намечена верно. На его северном склоне И.С.Шульц выделил "свиту Арчалы" очень пестрого состава и отнес ее к готландию.

В 1955 г. В.Г.Королев (1957) показал, что "свита Арчалы" объединяет весь разрез нижнего и часть среднего палеозоя. На северном склоне хребта Джетымтау из нее были выделены:

1. Свита Джетымтау (в сокращенном объеме сравнительно со

схемой С.С.Шульпа), залегающая с резким угловым несогласием на свите кислых эффузивов Большого Нарына. Эта свита была подразделена на две подсвиты: а) песчано-конгломератовая - несортированных тиллитоподобных конгломератов; б) сланцевая - зеленых и вишневых песчаников и сланцев.

2. Шорторская свита - в ее основании обособлена подсвита верхних тиллитоподобных конгломератов. В перекрывающих тиллиты отложениях обнаружена венхнекембрийская и нижнеордовикская фауна. Была проведена корреляция этого разреза в хр. Джетымтау с разрезами Улутай-Джезказганского района (Бороликов, 1955), Северо-Западного Каратау (Е.А. и С.Г. Анкинович), Жебаглов (Н.М.Салов) Чаткальского района (А.Ф.Степаненко) и хребтом Куруктаг (Норин, 1940). Обе тиллитосодержащих толщи вместе с разделяющей их сланцевой были отнесены к нижнему кембрию, а свита Большого Нарына к верхнему протерозою. Таким образом впервые были выделены тиллиты в Среднем Тянь-Шане и показано, что они образуют два уровня. Свита Джетымтау была сопоставлена (Королев, 1957) с тиллитами и перекрывающими их сланцевыми отложениями, развитыми в Южном Китае и относимыми к синийской системе, а в дальнейшем тиллитосодержащая толща в целом (оба горизонта) была сравнена (Королев, 1960) со спаргамитовой формацией Норвегии, группой Катанга Бельгийского Конго.

Эта схема деления тиллитосодержащего комплекса, разработанная на основании изучения бассейна р.Арчалы, в 1956-1958 гг. была подтверждена в процессе геологических съемок, проводившихся под руководством Ю.В.Жукова по долине р.Большой Нарын и В.Г.Королева в восточной части хр.Джетымтау, а также при тематических исследованиях сектора тектоники и стратиграфии, в которых участвовали Б.Джолдошев, В.В.Киселев, В.Г.Королев, Р.А.Максумова, Н.В.Шабалин. Для сланцевой подсвиты Ю.В.Жуков предложил название свита Джакболот (Жуков, 1960). Б.Джолдошев (1964) и Ю.В.Жуков обратили свое внимание на изучение свиты Джетымтау в таком суженном объеме, принятом всеми геологами. В.В.Шабалин (1960) описал верхние тиллиты.

В результате этих работ обособилась джетымская серия, состоящая из трех свит: Джетымтау, Джакболот и "субкембрийских

тиалитов" (Королев, 1962). Возраст серии был принят эокембрийским, при этом эокембрий считался аналогом вендской системы. Мощность кембрийской системы была протрассирована по кровле "верхних тилалитов" (Королев, 1962, 1963). Начиная с 1963 г., для "верхних тилалитов" стало употребляться наименование байконурская свита на основании сопоставления с разрезами верхов докембрия Жултау и Большого Каратау (тогда в этих районах байконурская свита — термин, введенный Л.И.Боровиковым в 1952 г., — большинством геологов продолжала считаться среднекембрийской).

В конце 70-х годов в связи с изучением Джетымского железонудного бассейна, выявленного в 1956-1958 гг. П.В.Жуковым и Н.Г.Королевым (Джолдошев, Королев, 1960), джетымская серия изучалась К.С.Сагындыковым (Сагындыков, 1976; Сагындыков и др., 1980).

В 1978 г. авторы провели полевую ревизию джетымской серии на южном склоне хр. Джетынтау и на северном склоне хр. Нарынтау и внесли некоторые изменения в ее стратиграфию, в соответствии с которыми строится дальнейшее изложение.

В ядре антиклинория Большого Нарына, в его западной части, выделяются следующие три доджетымские (дотилалитовые) подразделения:

1. Толща Ирису выходит в ядре брахантиклинальной складки, проплавленной р.Ирису (левый приток р.Нарын). Она вышкана темно-зелеными слоисто-полосчатыми породами, представляющими чередование темноокрашенных альбит-кварцевых сланцев и светлых кварцитов. Преобладают сланцы-кальцит-альбит-кварцевые сланцы. В них выделяются порфиробласты альбита и кварца кристаллографических и округлых очертаний. Основная масса состоит из изометрических зерен кварца и альбита, а также подчиненного количества кварца и мусковита. Структура пород порфиробластовая, основной минерал — лепидогранобластовая, текстура сланцеватая. Некоторые породы содержат значительную примесь мелких зерен лейкоксона и кварца. Мощность выходящей на поверхность толщи около 80 м.

2. Свита Большого Нарына. Не кристаллических сланцах с размывом и небольшим угловым несогласием кварца белые, розоватые и буроватые песчаники и гравеляты, со-



ставляющие основание свиты (рис. II). Обломочный материал в них имеет аркозовый и кварцитовый состав, представлен кварцем и плагиоклазом. Кое-где сохранились реликтовые первично обломочные контуры зерен. Структура песчаников бластопазммитовая мозаичная кварцитовидная. Обломочные зерна сильно коррозированы, имеют илибовидную форму. В песчаниках рассеяны гравий и мелкая галька кварца, плоские обломки зеленых сланцев. Наблюдается грубая диагональная слоистость. Мощность песчаников 10 м. Они постепенно сменяются светлыми блестящими мелкообрированными серишито-кварцевыми сланцами с включениями псаммитовых зерен кварца и плагиоклаза. Мощность около 12 м. По-видимому, те же песчаники, залегающие на эродированной поверхности протерозойских гранитоидов, описаны М. М. Пуркиным в западной части хр. Акшийряк (восточный) (Геология СССР, т. XXV, 1972). Основная часть свиты мощностью более 2000 м сложена пестроокрашенными кислыми эффузивами и их туфами. Среди

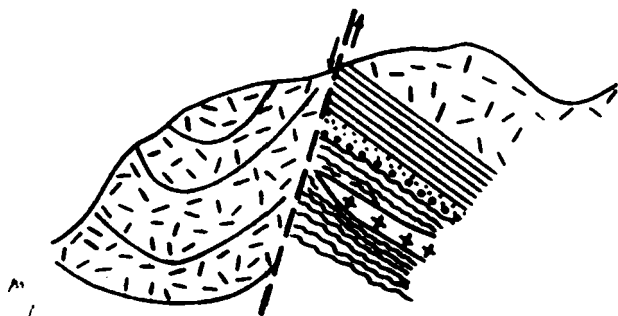


Рис. II. Налегание порфиритов свиты Большого Нарына на зеленые сланцы толщи Ирису по правому борту р. Ирису. Северный скл. хр. Нарынтау.

них наиболее распространены липаритовые порфиры и кварцевые фельзит-порфиры и их ингимбриты, микроклиновые фельзит-порфиры с п

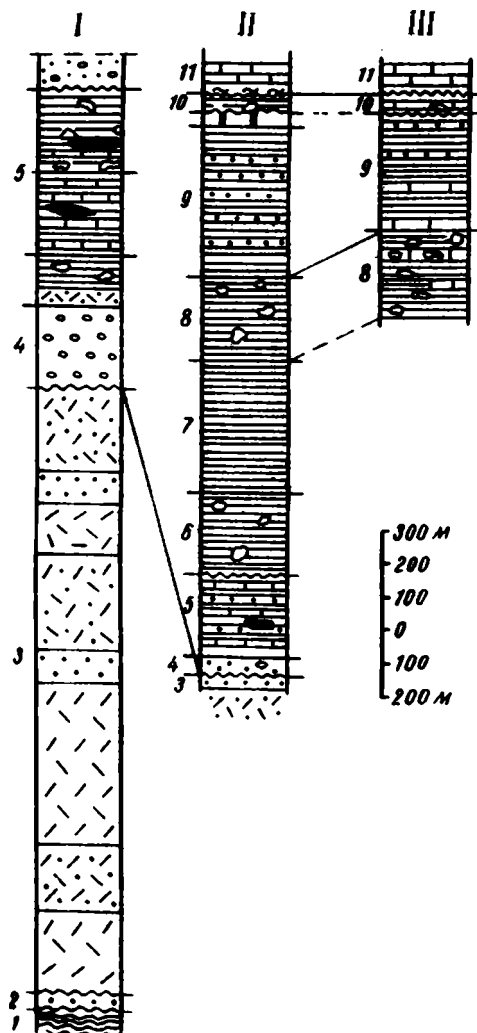


Рис. 12. Корреляция отложений позднего докембрия хребтов Джетымтау и Нарынтау.

I - толща Крису;  
 2 - аркозовые песчаники;  
 3 - свита Большого Нарына;  
 4 - аркозовые песчаники Сарыбельнин-Чоктори;  
 5 - карбонатно-филлитовая толща с тиллитоподобными конгломератами и гематит-магнетитовыми рудами; 6 - тиллитоподобные конгломераты (афрансуйский уровень); 7 - толща серых филлитов Дангы; 8 - тиллитоподобные конгломераты (арчалинский уровень); 9 - свита Джакболот; 10 - байконурская свита; 11 - шорторская свита.

I - Большеарынский блок (хр.Нарынтау и южный склон хр.Джетымтау); II - Малонарынский блок (южный склон хр.Джетымтау); III - Арчалинский блок (южный и северный склоны хр.Джетымтау).

нофировой и сферолитовой основной массой, туфн, туфолавы. Отмечено, что в нижней половине разреза преобладают покровы с редкими горизонтами туфов между ними. Кверху значение туфов возрастает, мощность пачек туфов, туфолав и туфогенных песчаников достигает 150-200 м, в покровов липаритовых порфиров уменьшается (Геология СССР, т.ХХУ, кн.2, 1972). Среди покровов встречаются породы жерловой и субвулканической фаций, представленных липаритовыми порфирами, лейкократовыми микрогранитами и гранофирами (Киселев, Королев, 1967).

Образование свиты Большого Нарына связывается с наземной вулканической деятельностью. Свита принадлежит порфировой (липаритовой) формации.

Породы отличаются тонкополосчатой текстурой, нередко пльчатой. Их основная масса рассланцована и перекристаллизована.

Возраст свиты Большого Нарына по геологическим данным в последние годы трактовался как позднепротерозойский (Королев, 1957). При этом основывались на том, что перекрывающая с несогласием джетымская серия является вендской по положению в разрезе и нахождению проблематик ядомского комплекса в обломках карбонатных пород в этой серии.

В последние годы это было доказано методами радиогеохронологии. Для цирконов из липаритовых порфиров верхней части свиты по р.Черпыкты, правого притока р.Нарын был получен возраст  $705 \pm 10$  млн лет (уран-свинцовый метод) (Киселев и др., 1981). Для более низкой части свиты по р.Курменты возраст порядка 830 млн лет, т.е. подвердуйский.

3. С в и т а С а р ы б е л ь н и - Ч о н т о р ы залегает несогласно на порфиридах свиты Большого Нарына на р.Сарыбельяни-Чонторы и выхлдит по сям Караа-Арча и Убулак (Сагындыков и др., 1962). Она имеет небольшое площадное распространение. Представлена арковыми песчаниками. Среди них имеются прослой и линзы гравелитов и конгломератов, содержащих обломки кварца, плагиоклаза, плагиоклазовых гранитов и кварцевых порфиров. Песчаники в нижней части разреза содержат прослой черных кварц-мусковитовых сланцев с лепидо-гранобластовой структурой. В песчаниках не наблюдается элементов ритмичного чередования.

Структура песчаников blastsаммитовая. Во многих случаях сохранилась округлая, хорошо окатанная форма обломков. Последние представлены кварцем с облачным угасанием, плагиоклазом, плагиоклазовым гранитом. Размер обломков 1,5–2 мм, они имеют крустификационную кайму мусковита. Некоторые обломки растворяются в цементе, наблюдается инкорпорационное внедрение новообразованных кристаллов цемента. Цемент базальный, иногда очень скудный, поровый кварц-мусковитового состава. Мощность песчаников 200–250 м.

Свита венчается 50-метровым горизонтом массивных светлых зеленоватых полосчатых кремнистых туфов кварцевого порфира с прослоями плагиопорфиров. Порфирные выделения в последних представлены плагиоклазом. Основная масса альбит-кварцит-серпентитового состава имеет микрофельзитовую, местами аллотриоморфнозернистую структуру. Туфы литокристаллокластические средне- и крупнозернистые, встречаются агрегативные разновидности.

В нижней меридиональном колене р. Малый Нарын, по его левому склону, выше устья р. Калмакш, можно наблюдать выходы порфиров свиты Большого Нарына, сильно рассланцованных, карбонатных и железистых, включающих горизонт розоватых, желтоватых, светло-серых, зеленоватых фельзитов, а также серых сланцев, видимо туфоидов.

На толще порфиров по очень резкому контакту с азимутальным и угловым несогласием залегают массивно-слоистые серые, до темно-серых, крупнозернистые аркозовые песчаники, в нижней части включающие гравий и мелкую гальку гранитоидов, кварца. Мощность около 50 м.

Залегание пластов песчаников – СВ125°, а подстилающих порфироидов – С 350°  $\angle$  30–35°.

Выше песчаники согласно сменяются тиллитсодержащим комплексом.

К. С. Сагындииков выделил песчаниковую толщу этого района под названием **К а р а л а – А р ч а** (Сагындииков и др., 1980). Контакт со свитой Большого Нарына, по линии составленного им разреза, закрыт. Мы полагаем, что пачке песчаников, описанной выше, отвечает лишь нижняя пачка толщи Карала-Арча, сложенная светло-серыми, серыми и зелено-серыми кварц-полевошпатовыми

песчаниками и гравелитами мощностью 150 м. Вышеперечисленные две пачки этой свиты, по моему мнению, должны относиться к джетымской серии.

На левобережье Большого Нарына, на северном склоне хр. Нарынтау, между свитой Большого Нарына и джетымской серией К.С. Сзындыков обособил две толщи. Нижняя из них - кашкаоуискайя - несогласно с разрывом залегает на свите Большого Нарына. В ее составе преобладают терригенные породы: полевомшлато-кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты, есть горизонты кислых и основных эффузивов, туфов, туфдитов, туфопесчаников. Мощность около 300 м.

Верхняя - толща Жаргалач - сложена липаритовыми, дацитовыми, андезитовыми, андезито-базальтовыми эффузивами, их туфами в сочетании с тонкозернистыми обломочными породами и пластовыми железными рудами. Мощность 700-1000 м (Сзындыков и др., 1980).

Возможно, что эти толщи соответствуют свите Сарыбельных Чынторм.

Джетымская серия нами разделяется на три свиты: Джетымтау, Дзакболот и байконурскую.

Свита Джетымтау, по нашим данным, состоит из следующих четырех толщ: карбонатно-филиитовой, тиллоидов Айривоу, серых филиитов Данты, тиллоидов Арчаан.

Карбонатно-филиитовая толща сложена черными и темно-серыми блестящими филиитовидными сланцами с прослоями blastopесчаников и blastовлевролитов, мелкокристаллических мраморов, углеродистых филиитов. В нижней части толщи - переменчивой мощности горизонт бурых с поверхности, зеленоватых и ржавчатых на сколе мелкокристаллических мраморов, чередующихся с филиитами. Мощность карбонатных прослоев и количество филиитов, участвующих в чередовании, по пространству изменяется. В восточном направлении это преимущественно карбонатная пачка. К западу - ленточно-слоистые буроватые известняки чередуются с такого же цвета карбонатизированными филиитами. Черные филииты местами содержат редкие включения мелкой светлой равновальповальной галечки. По пространству количество и размер галек увеличивается, и тогда порода приобретает облик тиллоидоподобных конгломератов. Местами галечки из сланцев вовсе ис-

чеват. Хорошо обнаженный разрез святи представлен по р. Сарыбель-нин-Чонтори в восточной части хребта Дзетин-Тоо, где с резким контактом на туфы налегают:

1. Черные блестящие фидлиговые сланцы, содержащие редкую светлую развальцованную галечку, представленную кварцем, кварцитами, редко кварцевыми порфироми. Текстура сланцев микрослоистая, обусловленная чередованием мелкозернистых прослоев blastsалевролитов и blastsопесчанников. Песчаниковые породы превращены в микрокварцита с включениями серпикита. Обломки кварца имеют шпильчатую форму - 50 м.

2. Ленточно-слоистые мелкокристаллические кремового цвета мраморы с тонкими прослоями блестящих зеленоватых и серых карбонизированных фидлитовых сланцев. Среди них встречаются пачки углеродистых сланцев, фидлитов, содержащих прослой более массивных темно-серых, почти черных известняков. В мраморах обильна (иногда до 30-40%) примесь хорошо окатанных обломков кварца алевритовой размерности. Толща сланца в мелкие изоклинально запрокинутые складки - 150 м.

3. Черные блестящие фидлитизированные сланцы с пачками углеродистых фидлитов и редкими прослоями песчанников черного цвета с включениями крупных округлых зерен прозрачного дымчатого кварца. В сланцах встречается очень редкая галечка - 200 м.

Общая мощность толщи 400 м.

Перекрывается она массивными конгломератами черного цвета с сильно развальцованной галечкой светлых гранитов.

Карбонатно-фидлитовая толща имеет довольно широкое поле выходов по р. Малый Нарин. Здесь на ее левобережье (выше устья р. Камышану) на ярзовых песчаниках свиты Сарыбельнин-Чонтори налегает известково-карбонатная толща, где чередуются пачки сланцево-карбонатного и карбонатно-сланцевого переслаивания. Карбонатные породы представлены светлыми серыми, зеленоватыми, кремowymi мраморомолочными известняками средне- и тонкоплитчатыми. Сланцы сероватые фидлитовидные шелкоистые. Для них характерны обильные включения ромбоэдра "бурого шпата". Среди сланцев встречается прослой плотных светлых расчленованных кварцевых песчанников. По протиранию в этой толще появляются углеродоосержащие пачки, тогда сланцы приобретают черную окраску.

Выходы этой свиты можно наблюдать и в верховьях р. Арчалы, где на туфы кварцевых порфиров ложатся (контакт осложнен разломом):

1. Черные углеродистые филлиты, включающие прослой серых мраморизованных известняков и кварцитовидных песчаников. Ширина выходов филлитовой толщи около 200 м.

2. На них с постепенным переходом ложатся буроватые с поверхности массивные, реже слоистые доломитизированные известняки, часто окремненные. Они содержат линзообразные прослой песчаников и гравелитов. Известняки вмещают строматолитовые постройки - 70-80 м.

3. Массивные, иногда с тонкой слоистостью, зеленоватые кварцитовые песчаники - 20 м.

Мощность 300 м.

Сокращенный разрез этой свиты (без нижней ее подсвиты) составлен в верховьях р. Узунтурук (приток р. Нарын). Здесь на кварцевые порфиры свиты Большого Нарына, прорванные дайками диабазового состава, ложатся:

1. Зеленовато-серые филлитовидные сланцы с включениями до 5% окатанных обломков кварца, плагиоклаза, гранита, кварцевого порфира - 6-7 м.

2. Блестящие сланцы черного и темно-серого цвета тонкоплитчатые. Встречаются полосчатые разновидности, в которых наблюдается чередование блестающих сланцев и блестающих песчаников - 30 м.

3. Глинисто-хлорито-серпичитовые сланцы с углеродистым материалом - 10 м.

4. Мраморизованные известняки с густой сетью кварцевых прожилков, серые и темно-серые на сколе, бурые с поверхности - 5 м. По простиранию мощность карбонатного горизонта раздувается до 70 м, и он имеет двучленное строение. В нижней части - это плитчатые плотные светлые, чуть зеленоватые, бурые с поверхности известняки среднеслоистые, чередующиеся с зеленоватыми глинисто-карбонатными сланцами. Верхняя часть - более массивные известняки с песчаной примесью и редкой рассеянной галькой кислых эффузивов.

5. Листоватые филлитовидные темно-серые сланцы. В нижней части встречаются прослои светло-серых доломитовых пород - 22-25 м.

Общая мощность колеблется от 70-80 м до 140 м.

Без признаков несогласия сланцы перекрываются тиллитоподобными конгломератами, переходящими по простиранию в обычные конгломераты.

Карбонатно-филлитовая толща согласно перекрывается айран-оуйскими тиллоидами.

Тиллоиды Айрансу соответствуют "нижней подсвете гравелисто-десчаников" свиты Джетымтау, по Ю.В.Жукову (1960) или трем ее нижним подсветам в схеме Б.Д.Джолдосева (Джолдосев, Королев, 1960; Джолдосев, 1964). Эта толща развита на южном склоне хребта Джетымтау. По простиранию она очень изменчива и выделенные Б.Джолдосевым "подсветы" отражают не столько ее изменения в разрезе, сколько фациальные переходы по простиранию. Эталоном тиллоидов Айрансу является подсвета валунно-галечных джетымитов, ее фациальными аналогами - две подсветы: галечных джетымитов с валунами и подрудная. Термином "джетымит" Б.Джолдосев (1963) обозначил те образования, которые мы считаем тиллитами и тиллоидами, в изложении называя их тиллитами.

Тиллиты с валунами и глыбами представляют собой крайне несоортированные породы. Основная масса этих пород представлена весьма разнообразно. Нами отмечались в ее составе зеленовато-серые крупнозернистые песчаники с гравием и галькой, темно-серые десчаники с осаммитовыми зёрнами дымчатого кварца и реже светло-го полевого шпата, глинистые и песчано-глинистые сланцы с песчаниками такого же кварца и полевого шпата и иногда гравием карбонатных пород, на востоке хребта - углеродистые сланцы.

В этой массе неравномерно рассеяны и "плавают" глыбы, валуны и гальки разнообразных пород. Глыбы достигают размеров 1,5-2,0 м и составляют в отдельных местах 5-10% объема породы. Размер валунов по длинной оси до 30-90 см. Валуны и гальки в отдельных участках могут достигать 40-60% объема породы, но обычно их гораздо меньше.



Форма обломков овальная, трапециевидная, клиновидная, эллипсоидальная, плитчатая. С поверхности обломки покрыты коркой выветривания из бурых гидроокислов железа или железистых карбонатов.

Среди глыб и крупных валунов преобладают лейкократовые гранаты, метаморфические сланцы, доломиты. В гальке - кварцевые аяльтофиры и порфиры, фельзит-порфиры, фельзиты, их туфы; кварциты, микрокварциты, кварцитовые сланцы, изредка железистые кварциты, сводно- и хлорито-кварцевые сланцы; лейкократовые граниты аплиты, микропегматиты; метаморфические сланцы. В составе гранитных и псаммитовых обломков присутствуют те же породы.

Таким образом, преобладают продукты разрушения пород свиты Большого Нарына местного источника, наряду с тем много обломков экзотического происхождения.

Все породы рассланцованы, плитчато-складчатые, обломочный материал деформирован, превращен в линзы, линзообразные прослои, участвует в плитчатости, изгибается; иногда обломки разбиваются в трещины, при этом возникшие, заложены веществом цемента; на продолжении линзообразных обломков нарастают новообразования из кварца, серпикита, хлорита, карбоната.

В верхней части тиллоидов Айрансу по правому водоразделу р. Туяксу встречаются прослои, линзы и редко обломки железных руд. Мощность тиллоидов Айрансу оценивается в 800-1000 м (Жуков 1960; Королев, Джоджонов, 1960).

В обломках карбонатных пород по р. Айрансу присутствуют венские фитопроблематики - *Volvatella zonalis* Har., *V. vadose* Z. Zhur (определение Б.Ш.Клигер).

Тиллоиды Айрансу на правом берегу р. Нарын согласно перекрываются толщей Дангы.

В более северной полосе выходов свиты Джетымтуу, по долинам рр. Чирпикты и Ардакты, по материалам, полученным авторами во время полевых работ 1976 г., к этой толще относится толща тиллитов до 300 м видимой мощности. Ее основание срезано разломом, кровлю составляет толща Дангы.

Тиллиты здесь имеют темно-серую окраску, рассланцованы.

Основная их масса в нижней части песчано-алевроито-глинистая, в верхней — карбонатно-глинистая. В ней рассеяны обломки разной размерности, состав их преимущественно карбонатный. Размер обломков редко достигает 10–15 см. Форма их удлиненно-угловатая, углообразная, клиновидная. Ребра обломков закруглены. Грани плоские или слегка округлые. С поверхности все обломки покрыты бурой корочкой выветривания толщиной до 0,5 см.

На левобережье меридионального ущелья р. Малый Нарын, выше устья р. Калмакашу мощность тиллитов, которые мы относим к горизонту Айрансу, около 200 м. Они залегают согласно на пачке переслаивания доломитов и сланцев, перекрывающих пачку граувакитов и песчаников, которая лежит с разрывом и несогласием на порфиритах. Тиллиты, как и по р. Чирпыкты, перекрываются толщей темных тиллитов Дангы.

Толща Дангы соответствует средней подсвите сланцев свиты Джэтынтау Ю. В. Букова (1930) и железорудной подсвите М. Д. Жолдошоева (1964).

Она согласно, с постепенным переходом, залегают на толще тиллоидов Айрансу. Уже в верхней части последней появляются железные руды в виде прослоев и цементующей массы тиллитов.

В нижней части толщи Дангы характерны железные руды с прослоями сланцев, песчаников, алевролитов, граувакито-песчаников. В верхней части преобладают тонкопосчатые ленточно-слоистые сланцы, содержащие вкрапленность пирита. В прослоях песчаников выщелачиваются обломки дымчатого кварца и полевых шпатов, кварцитов, мелких эффузивов, гранитоидов, хлоритовых сланцев. Отмечена кованная слоистость, волноприбойная рябь. Местами в толще появляются прослой тиллитов, вплоть до валуново-глибовых.

Мощность толщи в разрезах по рр. Дангы, Айрансу, Чоя- и Шыкы-Молдобаши 300–350 м. Рудные залежи в ее основании составляют по мощности около 100 м.

В северной части южного склона хр. Джэтынтау железные руды на остатах толщи Дангы исчезают. По долинам рр. Чирпыкты, Ардакчи и Калмакашу выше тиллоидов Айрансу залегают толща темно-серых и черных тонкопосчатых тонкослоистых серпичито-глинистых, серпичито-алевроито-глинистых сланцев с редкими прослоями свадце-

ватых сильно слюдястых алевропесчаников и тонкозернистых песчаников. В кровле выделяется 75-метровая пачка светлых зеленовато-серых, желтовато- и розовато-серых сланцев с прослоями кварцито-видных песчаников.

Мощность колеблется от 200 м (Малый Нэон) до 400-500 м (р. Чирпыкты).

Железные руды в этой полосе развития толщ Дангы не обнаружены.

Тиллоиды Арчалы залегают согласно, местами с постепенным переходом на толще Дангы.

В разрезах южного склона хр. Джетынтау, по рр. Дангы, Айраму, Чон- и Кичи-Молдобашы эта толща соответствует верхней под-свите конгломерато-песчаников и свите Джакболот Ю.В. Букова (1960) или "надрудной" и седьмой подсвита Б. Джолдошева (1964).

В этом районе тиллоиды Арчалы могут быть разделены на две части. Нижняя сложена рассланцованными тиллитами с галькой и валунами, сходными с теми, что слезают толщу тиллоидов Айренсу. Мощность до 250 м. В строении верхней части, связанной с нижней постепенными переходами, участвуют массивные темно-зеленые конгломераты. Обломки несортированы. Средний их состав: 15-20% валунов, 20-30% галек, остальное - гравий, песок, алаверит. Окатанность разная, преобладают окатанные и полуокатанные камни. Среди обломков характерны гранитоиды, в верхней части составляющие до 70-80%. Наряду с ними присутствуют обломки доломитов, килых эффузивов, метаморфических сланцев, метапесчаников. Зерна псаммитовой размерности окатаны и полуокатаны, представлены дымчатим кварцем, кислыми эффузивами, полевыми шпатами. Цемент карбонатно-кремнистый, кремнисто-глинисто-хлоритовый.

Мощность толщ до 300 м.

В более северной полосе выходов тиллоидов Арчалы на южном склоне хр. Джетынтау эта толща нами выявлена в междуречье Малый Нарын-Калмакашу и по р. Чирпыкты.

По долине р. Чирпыкты 'толща серых филлитов' постепенно переходит в тиллоиды. Между ними лежит 30-метровая пачка рассланцованных серых алевролитов, включающих псаммитового размера обломки. На поверхности напластования видны мелкие обломочки слан-

пев. Выше идут уже собственно тиллитоподобные конгломераты, вмещающая масса их представлена теми же расслаиванными алевролитами с включениями мелких обломочков сланцев, что и в подстилающей алевролитовой пачке. Галька очень редкая (до 2-3% объема породы). Размеры ее колеблются от 2-3 мм до 15 см. Встречаются валуны до 40 см в поперечнике. Преобладает галька бурого с поверхности, серого на скеле доломита. Форма галек удлиненная и округлая, иногда ребристая. Окатанность слабая, чаще встречается угловатая галька, реже - гальки кварцитов, гранитов, кварцевых порфиров, оленцев. Они обычно мельче карбонатных. Окатанность также различная. Один крупный валун (80 x 30 см<sup>2</sup>) кварцевого порфира имеет ребристую верхнюю поверхность. Одна из глыб доломита, имеющая плитчатую форму, продавливает слоистость, перекрываясь сверху горизонтальными слоями. Это типичный drop-stone. Мощность тиллитоподобных конгломератов около 100 м.

Мощность арчалинского горизонта составляет на правобережье р. Чирпыкты 130 м, а на левом водоразделе с р. Ардакты - 220 м. Тиллиты согласно перекрываются свитой Джахболот.

На северном склоне хр. Дзетынтау к толще тиллитов Арчалы относится песчано-конгломератовая подсвита свиты Дзетынтау (Королев, 1957).

На левобережье р. Арчалы, по водоразделу ее левых притоков Шортор и Эгизтор, на серых сланцах лежат массивные тиллитоподобные конгломераты. Галька рассеянная (до 10-15%), не ориентирована, на редким исключением не сортирована по размеру, который колеблется от 1-2 см до 0,5 м. Струженность камней сильно изменчива. Обработка обломочного материала различная. Встречаются совершенно необработанные обломки в виде плиток доломита до круглых галек светлого, почти белого гранита. В обломках преобладают карбонаты, кварциты, граниты, кислые эффузивы, углеродистые сланцы, черные сланцы. Среди карбонатных обломков имеются темные кристаллические мраморы, бурые доломиты и обломочные известняки. Довольно характерна углообразная форма галек. Вмещающая масса серого цвета аргиллитового и аргиллито-карбонатного состава. Мощность этой пачки 60-70 м.

Выше идут более расслаиванные тиллитоподобные конгломе-

рати темно-серого цвета. В отличие от предыдущей пачки, вмещающая масса имеет алевритовый и песчаниковый состав. Насыщенность обломками еще меньшая. Почти все обломки имеют углообразную форму. Состав обломков такой же, несколько преобладают кварциты и мраморы. Среди тилитоподобных конгломератов имеются прослои обычных плотных буроватого цвета конгломератов мощностью до 1 м. Эта пачка более всего напоминает тилиты. Мощность ее достигает 40 м.

Выше идет 20-метровая пачка тилитоподобных конгломератов, аналогичных самым нижним. Перекрывается она 10-метровым горизонтом толстошамитчатых известняков с углистыми и глинистыми материками, начинающим в этом месте разрез джаболотовой свиты.

Микрофитоиды из известняковой гальки из тилитоподобных конгломератов этого района определены Б.Ш.Клиггер как *Ambigolamellatus aff. horridus* E. Ehrh., *Nubecularites abustus* E. Ehrh., *Nubecularites* forma nov., относящиеся к IV комплексу, характерному для улокой свиты кудаше и адомской свиты венде.

Нерасчлененная свита Джетымтау выходит в восточной части хребта Джетымтау (р. Жаунтурук) и в хребте Нарынтау.

По р. Жаунтурук (Джолдосов, Королев, 1960), как уже говорилось, с разрывом на гипербазитах, внедренных в свиту Большого Нарына, по разному контакту залегает 70-метровая пачка сланцев и известняков. Она перекрывается толщей тилитоподобных конгломератов. В нижней части выходят сланцеватые полевошпато-кварцевые песчаники с рассеянным гравием, мелкой галькой, крупными песчаниками кварца, кварцитов, кислых эффузивов.

Большая часть свиты складывается несоортированными терригенными породами. В серпичто-халоритовой массе "плавают" обломки различной величины: от алевритовых до валунов 10-26 см в поперечнике. Редки глыбы объемом в несколько кубометров. Обломочный материал окатан в разной степени, преобладает плохоокатанный. Камни в породе распределены неравномерно: они то тесно сгруппированы, то рассеиваются. Ориентировки их не наблюдалась. Поверхность галек и валунов выветрена, покрыта бурой корочкой гидроксидов железа или карбонатов. Некоторые обломки разбиты поперечными трещинами. В составе обломков преобладают кварциты, кварцевые порфиры,

Сельзитовые порфиры, граптофилы, гнейсо-граниты и гнейсо-диориты, метаморфические сланцы, основные метавулканиты, доломиты, кремнистые породы. Особенно характерны гранитоиды. Мощность свиты от 300 до 500-600 м.

Вероятно, описанные образования соответствуют толще тиллоидов Андрансу. В карбонатных оолонках З.А. Буравлева определяла микрофитоциты III верхнерифейского комплекса: *Asterosphaeroides radivus* Z.Zhur., *Nubecularites uniformis* Z.Zhur.

Тиллоитоподобные конгломераты свиты Джетымтау выходят на северном склоне хребта Нарынтау, где они опираются на южное крыло анфилакшиора Большого Нарына. Тиллоитоподобные конгломераты по разрезу прижимают к порфиромдам свиты Большого Нарына. Основание свиты не вскрыто. В отличие от хребта Джетымтау, в Нарынтау строгие толщи тиллоитоподобных конгломератов ритмичные. Так, по р.Тюе-Чайялуу разрез: толщи снизу вверх следующие (рис.13):

I ритмы - 160-200 м (вид.)

1. Ритмичное чередование пачек мелкогалечных до гравелитовых тиллоидов от 10 до 20-30 м и песчано-алевролитовых пачек от 1,5-4 до 5-7 м. Песчано-алевролитовые пачки состоят из ритмично построенных пакетов мощностью от 5-7 до 15-20 см каждый. В нижней, большей по мощности части каждого пакета залегают зеленые мелкозернистые песчаники, в верхней - тонкое чередование (от миллиметров до сантиметров) алевролитов и аргиллитов. Изредка в них "плавают" мелкие гальки и гравий. Нижняя граница пакетов резкая, верхняя - расплывчатая. Тиллоиды сложены сильно расщепленной "мучнистой" песчано-алевролитовой породой с разоблаченными обломками. Удлиненно-галечная часть составляет 10-30% объема, валуны - один из 10-15 м<sup>2</sup> поверхности, вверх по разрезу их становится несколько больше. Валуны овальные с округлой, мягкой по форме, поверхности. Представлены катаклизированными и гнейсовидными гранитоидами. Галька чаще уплощена по окраске, растащена, наращивается на удлиненно-удлиненных конках хлорито-кварцевыми "хвостачками". В отечении она угловатая, иногда квадратная и треугольная. Иногда часто вдавленные. Иногда галька располагается попеременно по окраске. Ее состав: кварциты и кварцевые порфиры, порфиры, актинолитовые сланцы, гранитоиды, mica-пачечные порфи-

ри, кремнеподобные породы, песчаники и алевролиты (происходят из той же толщи, что свидетельствует о внутренних разрывах) - 70-75

2. Более грубые тиллоиды. Валунь встречается в количестве один на 1-3 м<sup>2</sup>. Больше гальки и гравия, на отдельных участках их насыщенность достигает 30-40% - 75-100 м.

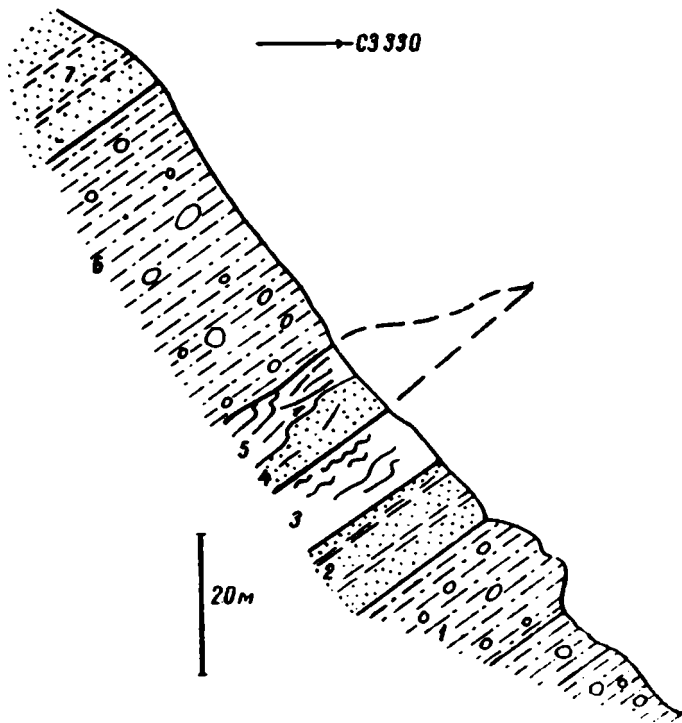


Рис.13. Строение тиллоидной толщи в хр.Нарынтау, р.Тье-Джайляу. Описание словъ дано в текста.

3. Светлые зеленовато-серые тонкослоистые аргиллиты, пакки переслаивания темно-серых, от крупно- до мелкозернистых песчаников и алевролитов; иногда в основании слоев песчаников наблюдаются гравеляты. Встречаются прослой мелкообломочных тиллоидов из обломков сланцев и песчаников, прозрачного вулканического кварца. В цементе присутствует углеродистое вещество. - 25-50(?) м.

П ритм - 265-270 м.

4. Темно-серые до черных тиллоиды, внизу гравийно-галечные, очень слабо насыщенные, вверху появляются валуны, общий состав грубовет. Часты обломки порфиромидов, хорошо ованатные гальки кварцитов, гранитоидов, единичны валуны доломитов. Обычный размер валунов 0,2 x 0,3 м, редко до 0,5 x 1,0 м. Форма их угловатая. Цемент интенсивно рассланцован, слоен, хлорито-серпичито-кварцевый, плотный, нарастающий на концы галок. Порода колетя через гальку. Характерны разности с углеродистым цементом - 250 м.

5. Вишнево-бурые и зеленые филлитовидные сланцы, чередующаясь через 2-5 м - 15-20 м.

Ш ритм (неполный) - 75 м.

6. Яркие светло-зеленые тиллоиды с феллитовым, реже бластоцимитовым цементом, встречаются прослой псочаников мощностью до 2,0-2,5 м и темно-зеленых тонкослоисто-тонкоплитчатых кремнистых пород.

Видимая мощность толщи по Тве-Джайляу - 550-500 м.

По р.Ирису (левый приток р.Нарын) в тиллоидах серии Джетымтау преобладают обломки кварцевых порфиров и серия (на выветрившей поверхности бурых) доломитов, реже встречается фрагменты гранитоидов и кварцитов, калькаронитов псаммитовой и псефитовой размерности, полимиктовых конгломератов с карбонатным цементом. Широко распространены обломки угловатой формы (рис.14), в среди валунов - "утюги". Цемент глинистый и алевролитоглинистый, известковистый, с обильной псаммитовой и мелкопсефитовой составляющей (от 10 до 30%). Сортировка по размеру и составу, ориентировка обломков не выражены. Валуны встречаются спиралески, обычно не более 10x15 см, очень редко более крупные - до 0,5x1,0 м.

Для тиллоидоносной толщи хребта Нарынтау характерно ритмичное сложение составляющих пород: тиллоидов, псочаников, алевро-



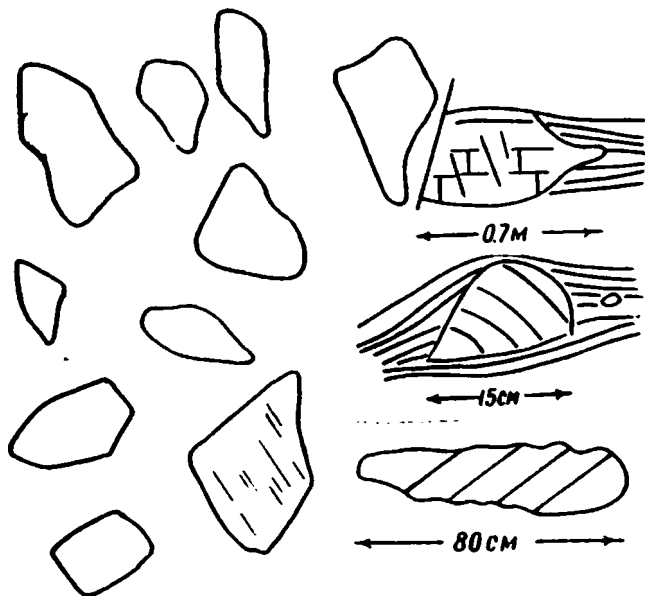


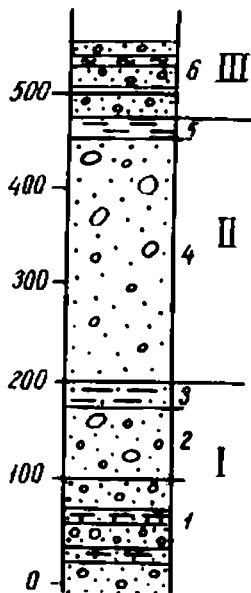
Рис.14. Характерные формы обломков в тиллоидах серии Джетынтау хр.Нарынтау.

роуитов и аргиллитов. Алевриты и аргиллиты часто окрашены в зеленые или буровато-красные цвета. Сложение пачек в западном направлении приобретает линзовидный характер. Тиллоиды также являются более крупными конгломератовидными (большая насыщенность обломками, более грубый поаммитовый цемент). Для строения толщ в пелам более характерен молассовый облик.

Для примера приведем фрагмент разреза верхней части джетынтской серии на северном склоне хр.Нарынтау, напротив устья р.Баш-Наура, составленный авторами в 1978 г.

В разрезе вскрываются два ритма (снизу вверх, рис.15):  
1 ритм - до 7,5 м.

1, 3-5 м. Тиллитоподобный конгломерат. Основная масса - зеленая и темно-зеленая глинистая сланец с обильными включениями зерен вулканогенного кварца. Порода высоко насыщена обломками мелкогалечной и гравийной размерности (до 50%). Редко встречается рассеянные валуны, обычно на более 10-15 см по удлинению, реже 20-25 см, исключительно редко до 1,0 м. Обломки, как угловатые, так и окатанные, нередки. Они имеют удлиненную форму, зачастую кинновидную. Среди валунов обычны углообразные формы с плоскими, слегка вдавленными гранями и закругленными ребрами. Сортировка по размеру и составу обломков не наблюдалась, равно как ориентировка: обломки рассеяны беспорядочно. Лишь на отдельных участках длинные оси галек ориентированы в субширотном направлении. Валуны чаще лежат широкой стороной вниз, но встречаются и обращенные заостренным концом к нижней поверхности толщи. В единичных случаях наблюдалось вдавливание глинистого материала под тяжестью валунов (drop-stones).



Состав обломков: преобладают разнообразные гранитоиды светло-серой окраски - от средне- до крупнозернистых, реже красные мелкозернистые сланцы; много обломков разнообразных порфиров, преимущественно кварцевых, розоватых фельзитов; распространены кварциты, кварцито-песчаники, жильный кварц; реже встречаются обломки белых и розовых мраморов, серых и темно-серых (с поверхности бурых) доломитов, серых и розовато-серых афанитовых известняков, зеленых песчаников (в том числе хорошо олюс-

Рис. 15. Фрагмент разреза свиты Джетимтау в хр. Нарынтау. Слои описаны в тексте.

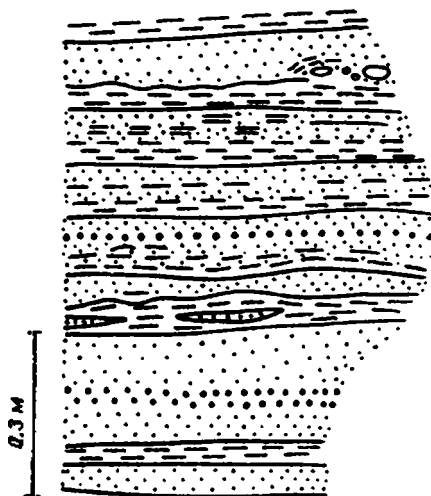
тих), черных и зеленых сланцев, полосчатых плагиогранито-гнейсов, дайковых лампрофиров, гематитовых пород.

- Резкий контакт -

2. 0,6-0,75 м. Темно-зеленые среднезернистые песчаники, разделенные двумя слоями ленточно-слоистого сланца. Зернистость в песчанике образует слоистость "мятникового" типа (рис.21).

- Резкий контакт -

3. 0,75 м. Чередование зеленых ленточно-слоистых сланцев с темно-зелеными песчаниками с "мятниковой" слоистостью. Во всех ритмах нижний контакт сланцевых слоев резкий, прямолинейный, верхний контакт характеризуется постепенным переходом к песчанику. Наблюдается взламывание некоторых слоев, оползневые складки и оползневые брекчии. Мощность элементарных ритмов от 3,5-4,0 см до 10,0 см (рис.16).



4. 0,5 м. Песчаники,

как в пачке 2.

5. 0,5 м. Ритмично-слоистая пачка с ленточными глинами, резко выраженными оползневыми микроскладками, с движением масс к востоку.

- Неровная резкая поверхность денудация  
П ритм - более 13 м.

6. Тиллиты - 8,0 м.

К востоку срезают пачки 2-5 и смыкаются с тиллитами пачки I.

7. Внизу зеленые песчаники и ленточно-слоистые сланцы, сверху вишнево-бу-

Рис.16. Фрагмент слоев 2 и 3 разреза св.Джотымтау, изображенного на рис.15.

рые алевродито-глинистые сланцы с тонкой миллиметровой горизонтальной и волнисто-косой слоистостью переслаиваются с алевропесчаниками. Неполная мощность 5,0 м.

На северном склоне хр. Нарынтау, в междуречье Канды-Иржу, карбонатные обломки содержат микрофитолины *Ambigolacellatus* *negridus* Z. Zhur. и *Volvatella* sp., свойственные, по заключению определявшей их Б.Ш.Клиггер, IV комплексу.

**С в и т а Д ж а к б о л о т.** Арчалинский горизонт тилитоподобных конгломератов в хребте Джетымтау повсюду перекрывается свитой Джакболот. Она обособливалась в 1955 г. В.Г.Королевым (1957) как сланцевая подсвита свиты Джетымтау, при этом к ней ошибочно относилась и железорудная толща. В качестве самостоятельной свиты она выделена в 1957 г. П.В.Хуковым (1960). Это подразделение является маркирующим, так как легко диагностируется благодаря яркой окраске, специфическому составу пород и последовательности пачек, выдержанной по всей Чаткало-Нарынской зоне, Большому Каратау, Байконурскому прогибу.

Свита Джакболот ложится согласно, но с резким контактом на подстилающие тилитоподобные конгломераты толщи Арчалы, перекрывается без постепенных переходов тилитами байконурской свиты. Мощность колеблется от 50 до 400 м. Представительными являются разрезы свиты по р.Калмакшу на южном склоне хребта Джетымтау и по левобережью р.Арчалы на северном склоне.

По левобережью р.Арчалы, на водоразделе рек Шуртор и Эгизтер, оставлен полный разрез свиты Джакболот. На тилитоподобных конгломератах толщи Арчалы лежат:

1. Серые тостоплатчатые известняки с глинистым и углеродистым материалом - 10 м.
2. Черные углеродисто-глинистые сланцы - 5-7 м.
3. Серые и зеленовато-серые карбонатно-глинистые, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы с ленточно-полосчатой слоистостью, прослойки песчано-глинистых сланцев, ярко-зеленых кремнистых пород - 40-150 м.
4. Вишнево-серые тонковершинные песчаники, алевропесчаники,

переслаивающиеся с алевроитовыми сланцами. Характерна тонкая миллиметровая слоистость, подчеркиваемая цветовой полосчатостью миллиметровой размерности. Характерны тонкие прослой светлых крипозернистых известняков, известковистых и углеродистых сланцев.

Обломки в песчаниках хотя и мелкие, но хорошо окатаны. Среди них преобладает кварц, реже - плаггиоклаз, встречаются различные породы. Цемент глинисто-серпичитовый - до 150 м.

5. Листоватые зеленовато-серые аргиллиты - 5-7 м.

Свита согласно перекрывается гиллитами баяккурской свиты. Суммарная мощность свиты Дзакболот достигает 300 м.

По р. Калмакышу на южном склоне хр. Джетынтау разрез свиты Дзакболот таков:

1. Чередование пакетов алевролитно-песчаникового и алевролитно-аргиллитового состава. Аргиллитно-песчаниковые пакеты имеют мощность до 50-70 м. Песчаники мелко- и среднезернистые, зеленовато-серого цвета массивного сложения с чешуйками слюд на поверхностях напластования. Мощность пластов песчаников до 2-3 м. Расфасовки обломочного материала не наблюдается. Алевролитовые пачки, разделяющие пласты песчаников, имеют мощность от 1 до 3-4 м.

Алевролиты преимущественно серого, зеленовато-серого цвета, но встречаются и красноватые пачки. В алевролитах содержатся прослой песчаников до 1-5 см мощности. На поверхностях напластования пород есть волноприбойные знаки. Имеются редкие прослой внутриформационных конгломератов. В песчаниковом цементе содержатся плоские обломочки подстилающих алевролитов или аргиллитов. В аргиллитах наблюдается тонкополосчатая, иногда слабо коралловидная текстура - до 300 м.

2. Красноватые аргиллиты тонкоплитчатые, иногда полосчатые. Среди них встречаются аргиллиты зеленоватой окраски и пачки чередования аргиллитов с тонкими, иногда линзовидными прослоями небольшой мощности (0,5-2 см) светлых розоватых доломитизированных известняков. В средней части имеется 10-метровая пачка серых аргиллитов с прослоями серых тонкослоистых известняков 100 м. Общая мощность свиты до 400 м.

3. Терригенно-карбонатная пачка, в которой чередуются слои массивных светло-серых доломитов и глинисто-карбонатных пород. Для доломитов характерна массивная, иногда тонкополосчатая текстура. Мощность слоев от 20-30 см до 1,5-2 м. Обломки этих доломитов в обилии встречаются среди гальки тиллитоподобных конгломератов. Мощность пачки 30-40 м.

Терригенно-карбонатная пачка перекрывается с речным контактом байконурскими тиллитами. Мощность свиты около 450 м.

Более детальный разрез верхней части свиты Джакболот здесь таков:

1. Зеленовато-серые тонкозернистые песчаники и алевролиты с крапленностью пирита, характерна тонкая горизонтальная слоистость - 100 м.

2. Красноцветные тонкозернистые песчаники и алевролиты с тонкой косо и горизонтальной слоистостью - 15-20 м.

3. Зеленовато-серые песчаники и алевролиты с тонкой горизонтальной слоистостью и крапленностью пирита - 35 м.

4. Красноцветные среднезернистые песчаники с прослоями темных сланцев - 25-30 м.

5. Тонкое переслаивание зеленовато- и вишнево-серых сланцев - 10 м.

6. Очень тонкое переслаивание зеленовато- и вишнево-серых сланцев и светлых кристолитических известняков - 5 м.

7. Переслаивание серых известняков и сланцев - 30-40 м.

Выше залегают байконурские тиллиты. Суммарная мощность нижней части разреза около 230 м. В нем можно различить аналог форошкиской (слой 1), карагурской (слои 2-5) и аксумбинской (слои 6-7) свит Большого Каратау.

Налетание свиты Джакболот на тиллиты Арчалы можно наблюдать и в долине р. Чирпыкты. Здесь выше тиллитов Арчалы располагаются:

1. Зеленовато-серые алевроито-глинистые сланцы - 100 м.

2. Вишнево-серые алевролиты и мелко-среднезернистые песчаники - 45 м.

3. Зеленовато-серые алевролиты и песчаники - 30 м.

4. Вишнево-серые алевролиты - 60 м.

5. Серые и зеленовато-серые аргиллиты и алевролиты - 70 м. Байконурская свита в 1955 г. была выделена как нижнее подразделение шорторской свиты - подсвита верхних тиллитоподобных конгломерато-песчаников (Королев, 1957). Обособливалась также под названием "верхние тиллиты". Снизу и сверху она ограничивается поверхностями стратиграфических несогласий. В основании свиты Ю. В. Жуков наблюдал и угловое несогласие. По нашим данным, оно связано с оползневыми или глициальными дислокациями. В хребте Нуратау Ю. Н. Хмелевым несогласие определялось в  $15^{\circ}$ . Выходы свиты имеются в верховьях р. Калмакашу и по р. Эки-Бала на южном склоне хребта Джетынтау, а также в верховьях рек Шортор и Эгизтор на северном его склоне.

На перевале Калмакашу свита залегает на свите Джакболот по резкому контакту, в подстилающих образованиях наблюдается мелкая лежачая складка.

В 1961 г. Т. А. Грещкой, Б. М. Келлером и В. Г. Королевым эти взаимоотношения были подробно изучены. Отмечалось некоторое несоответствие в залегании подошвы тиллитов и подстилающих зеленых сланцев и доломитов. Верхние слои карбонатов срезаются контактом под очень пологим углом. Ниже контакта слои доломитов образуют причудливые складки, опрокинутые на север. Нижний контакт тиллитов очень резкий. В некоторых местах в лежачем его боку развита тонкая (3 см) лимонито-карбонатная корочка, на которой видны борозды скольжения субмеридионального направления. В нескольких местах наблюдался линзовидный прослой светлой зеленовато-голубовато-серой ленточно-слоистой мергелисто-глинистой породы. Ленточная слоистость обязана миллиметровому чередованию светлых слоев с гораздо более тонкими темными слоями. По-видимому, образование такой слоистости обязано сезонным изменениям климата. В перегибах оползневых складок этот прослой раздувается до 20 см. В одном из таких раздувов встречена округлая отглаженная галька размером  $1,5 \times 2,5$  см. В 0,7 м выше контакта в тиллитах прослеживается линзовидный прослой до 0,1 м мощности и 1 м длиной такой ленточно-слоистой породы, залегающей параллельно контакту (рис. 17).

На южном склоне хребта свита представлена тиллитоподобными

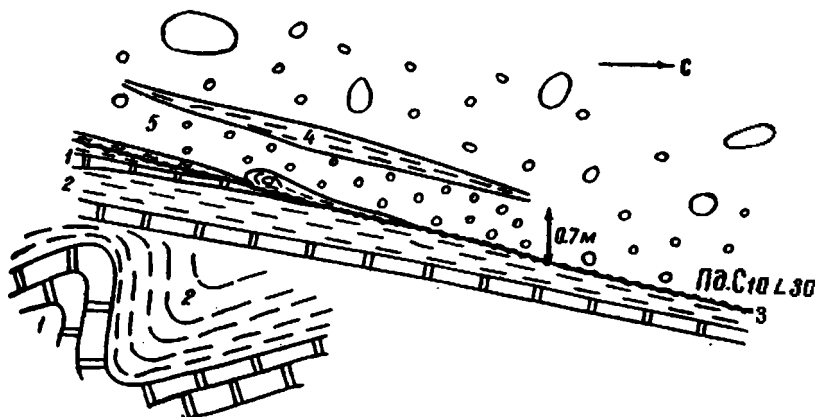


Рис. 17. Низкий контакт байконурских тиллитов на пер. Калмакаш (хр. Джетымтау).

1-2. Сланцы Джалобод. 1. Доломиты. 2. Темно- и зелено-серые сланцы. 3-5. Байконурская свита. 3. Лимонито-карбонатная корка в верхьях скользяния. 4. Ленточные глины с редкими гальками. 5. Тиллиты.

с конгломератами серого и темно-серого цвета. Конгломераты му-  
 сюрные, преимущественно с мелкими обломками. Крупные обломки и  
 валуны встречается по р. Калмакаш в средней части свиты, по р. Эж-  
 тала - в верхней. Среди крупных валунов чаще всего имеются под-  
 тилающие доломиты, полимиктовые песчаники, но есть интрузивные,  
 диффузивные и метаморфические породы. Вмещающая масса неслоистая,  
 песчано-алевролитового состава. Гальки среднего размера (2-8 см),  
 от хорошо скатанных до угловатых, иногда имеет утигообразную  
 форму.

В 1961 г. форма галек изучалась Т. А. Грецкой. В десяти метрах  
 над подошвой тиллитов на площади в 5-10 м<sup>2</sup> были собраны все  
 обломки галечной размерности - 60 штук. Среди них обнаружено



5 типичных "утигов", т.е. 7% всех обломков. При этом карбонатные камни были исключены. Эта цифра совпадает с той, что получена для четвертичных материковых морен.

На другом участке раздельно собирались гальки разных пород. Среди 66 фрагментов кварцитов, эффузивов, изверженных и метаморфических пород обнаружено II "утигов" (17%), I4 "утигоподобных" форм (21%) (среди них валун 0,5 м в диаметре), 4I угловато-окатанная форма (62%). Среди 28 обломков карбонатных пород: "утигов" - 2 (7%), "утигоподобных" - 3 (11%), угловато-окатанных, субкубических, параллелепипедальных (отражающих первичную плитчатость) - 10. Первая группа образцов главным образом экзотическая, вторая происходит из близкого источника сноса.

Валуны подстилающих пород слабо окатаны, не ориентированы. Большинство мелких угловатых обломков также составлено из материала подстилающих пород. Кроме подстилающих карбонатов, песчаников и сланцев, в обломках часто встречаются кремни, эффузивы. Все обломки отличаются очень большой оглаженностью поверхности. Особенно заметна она у валунов, не покрытых карбонатно-лимонитовой коркой. На большинстве галек и мелких валунов эта корка, свидетельствующая о субаэральном выветривании, выражена хорошо, имеет толщину до 2,5 мм.

Вещающая масса тиллитов состоит из остроугольных обломков кварца, плагиоклаза, реже кальцита, амфибола, рудного минерала, кремней, кремнистых сланцев, цементированных тонкокристаллической серпичит-кварцевой массой. Изредка внутри тиллитов встречается прослой - линзы гравелито-песчаников, отложенных водными потоками.

Мощность тиллитоподобных конгломератов по р.Калмакшу 50 м, по р.Эки-Бала - 100 м.

На северном склоне Джетытау по водоразделу рек Шортор и Эгизтор контакт джаксолотской и байконурской свит не несет признаков явного несогласия. Свита начинается 5-7-метровой пачкой листоватых зеленовато-серых аргиллитов. В верхней части пачки по является мелкая галечка сланцев и доломитов. Вверх по разрезу они сменяются тиллитоподобными конгломератами. Галька крупная, достигает размера валунов - 20-30 см. Представлена преимущественно

по бурными доломитами. Вмещающая глинисто-серицитовая масса с редкими табличками кальцита включает до 5-10% псаммитового и псефитового размера обломки кварца, кварцитов, очень редки полевой шпат и чешуи хлорита. Тиллитоподобные конгломераты содержат мало-мощные прослои кварцевых гравелитов. Мощность этой пачки - 15 м. Завершает разрез свиты 5-метровый горизонт тиллитоподобных конгломератов с глинисто-карбонатным цементом. Общая мощность 25-27 м.

Западнее этого разреза, по р.Кизил-Киндык, мощность свиты возрастает до 70-80 м. Галька в тиллитах очень редкая. Представлена в основном бурими с поверхности карбонатами в виде различно ориентированных плиток. Реже встречаются гальки иного состава: кварциты, кремни. Среди последних - угольобразные формы. Вмещающая масса бордового, серого, зеленого и табачного цвета, глинисто-серицитового состава, иногда с углеродистым материалом. Сланцевая текстура подчеркивается субпараллельной ориентировкой чешуек серицита.

В.В.Шабалин (1964), исследовавший байконурские тиллиты в бассейне р.Арчалы, определил их как тиллитоподобные гравийно-галечные и гравийно-валунно-галечные алевритистые хлорито-глинистые сланцы. По особенностям цемента и размерности в тиллитах наблюдается ритмичность двух порядков.

Гальки и валуны в тиллитах составляют 5-10% (редко 20%). Они окатаны слабо. Преобладают в их составе карбонатные породы (некоторые из них пиритиносильные), немного метаморфических сланцев, гранитоидов, средних эффузивов. Гравия - 0,5-1,0%, так же, как псаммита. Несколько больше алеврита - 3-10%, главным образом встречается кварц, редко известняки, сланцы. Основная масса - серая, местами сверху черная за счет углерода, отмечается небольшая примесь шпата. В слоистых разностях чередуется зеленовато- и розовато-серая окраска. Состав основной массы - хлоритовая, хлорито- и известково-глинистый. Текстура сланцеватая, в основном массивная мелкозернистая, но в основании ритмов второго порядка - линзовидно-сланцеватая.

Мощность тиллитов изменяется от 5 до 115 м.

Снос обломочного материала происходил с севера.

Байконурские тиллиты отличаются от тиллитов в

свите Джетымтау значительно большей однородностью состава обломков, резким преобладанием в них карбонатных пород.

Тиллитоподобные конгломераты перекрываются глинисто-кремнистыми сланиками шорторской свиты нижнего кембрия. Граница резкая. Многими геологами наложение шорторской свиты на байконурские тиллоиды считается несогласным. В.В.Шабалин (Адышев и др., 1976) описывает древнюю кору химического выветривания на тиллитоподобных конгломератах, свидетельствующую о деятельности перерыва между тиллитобразованием и формированием нижнекембрийской углеродисто-кремнисто-сланцевой толщи.

### САРЫДЖАЗСКИЙ РАЙОН

В этом районе выходы тиллитсодержащего комплекса и подтилитовых образований развиты фрагментарно. Но можно найти все те подразделения, которые описаны в хребте Джетымтау.

Здесь обособляются два венд-нижнепалеозойских прогиба: Сарыджазский и Чонтаядысуйский (Королев, Мисюс, 1965). В первом из них развиты верхние толщи венда, во втором пока что выделены нижние толщи рифа ? -венда.

В Чонтаядысуйском прогибе расчленение верхнекембрийских отложений производилось рядом исследователей.

Б.И.Зубовым и Е.И.Зубовой (1966) в Чонтаядысуйском прогибе описан разрез тиллоидсодержащих и подстилающих их толщ по правым притокам рек Сарыджаз, Чон- и Кичи-Талдысу. Здесь резко несогласно с размывом на древнейших гранитах (калий-аргоновый возраст их, по Т.А.Додоновой, 829±20 млн лет) залегает горизонт аркозовых песчаников (до 5-6 м) или туфоконгломератов, сменяемый покровами миндалекаменных базальтов (70 м). Толща названа кичиталдысуйской свитой. Более подробно состав свиты описан Т.А.Додоновой. По ее данным, вулканогенная часть представлена спилитами, диабазами, туфами базальт-трахибазальт-габбровой вулканоплутонической ассоциации (трапповой). Толща представляет собой серию силлов, линзовидно залегающих среди аркозов. Состав вулкаников: трахибазальты (муджериты), их лавобрекчии, туфоловы. В верхней части вулканогенной толщи имеются прослойки песчаников мощностью

до 15 м. Мощность толщи 150 м. Залегающая выше терригенная толща состоит из трех-четырех ритмов, каждый из которых начинается грубозернистыми песчаниками, завершается черными углстыми алевролитами. Мощность толщи 150-300 м. Общая мощность двух толщ 300-450 м.

Трансгрессивно на кичиталдысуйскую свиту налегает свита Джетымтау тиллитов в переслаивании с ленточно-слоистыми алевроито-пелитовыми варвами.

В основании тиллитсодержащей свиты Джетымтау Е.И. и Е.И.Зубцовыми наблюдалось штрихованное ложе, на обломках - ледниковая штриховка. Мощность свиты 120-400 м.

Наиболее древней толщей в разрезе Сарыджазского синклинория является оттукская свита (Адишев и др., 1962). По строению и составу свита идентична со свитой Джакболот. Мощность 250 м.

На оттукской свите залегают ладиты беркутской свиты с остатками кембрийских губок.

В южном крыле Сарыджазского синклинория беркутская свита подстилается байконурскими тиллоидами, обнаженными в среднем течении р.Шилун. Это темно-серые до черных слабо сланцеватые породы. В основной бесструктурной массе песчано-алевролитоглинистого состава рассеяны угловатые гальки и валуны (до 0,5 м в поперечнике) доломитовых известняков, меньше песчаников, кварцитов, метаморфических пород. Характерна утыгоподобная форма обломков. Видимая мощность тиллоидов достигает 30 м. Соотношения с оттукской свитой не установлены. Южнее они сменяются кремнистыми породами кембрия.

### ТАЛАССКИЙ ХРЕБЕТ

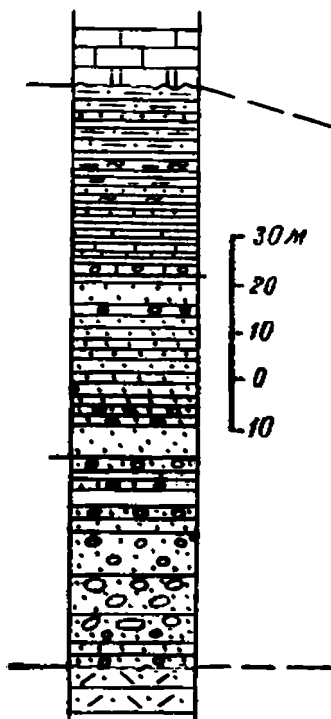
На северном склоне Таласского хребта под бештавской свитой известняков и доломитов, нижние горизонты которой относятся к атабабанскому ярусу нижнего кембрия (Мамбетов, Репина, 1979), выделяются толщи грубообломочных несортированных конгломератов, описываемых под разными названиями в соответствии с изменениями их литологических особенностей и географического местоположения. Авторами они относились и относятся к джетымской серии (Королев, 1962; Королев, Максумов, 1964; Максумова, 1967).

С запада на восток смена свит представляется такой: 1) кумыштагская свита (англомератов; 2) конуртобинская свита тиллитов; 3) терексайская свита несортированных конгломератов; 4) джало-бехская толща красноцветных песчаников и конгломератов. Стратиграфические и латеральные соотношения этих подразделений между собой пока что неясны, но их принадлежность к единому стратиграфическому горизонту очень вероятна. В самой северной части Тавноского хребта, на правом берегу р. Карагаши в 1983 г. В.Г. Королев, В.А. Макаров и А.Г. Разбойников описали северную полосу выходов тиллитоподобных образований, сменяющую выходящую плее терексайскую свиту.

Оценим эти толщи с запада на восток.

Кумыштагская свита. Наличие 70-100-метровой конгломератовой толщи по р. Кумыштаг между бешташскими известняками вверху и пестроцветными отложениями внизу отмечалось многими исследователями Таласского Алатау. В.А. Николаев в 1924 г. предполагал наличие перерыва между сланцевыми толщами и известняками Кумыштага, относил конгломераты к базальному горизонту последних. В.И. Смирнов в 1939 г. между конгломератами и свитой "мелювых сланцев" усматривал стратиграфическое несогласие. А.А. Конок в 1955 г. включал эти конгломераты в свиту "3", относил их к внутрiformационным. Трансгрессивный контакт проводился им выше конгломератов под известняками Кумыштага. Т.А. Додоновой (Додонова, 1962) по р. Кумыштаг конгломераты описывались в качестве самостоятельного горизонта наряду с другими свитовыми подразделениями. Отмечалось, что они содержат гальку подстилающих пород, т.е. лежат на курганской свите с размывом. Конгломераты сопоставлялись ею с фосфоритоносной свитой и нижними доломитами хребта Малый Каратау. Для этого подразделения Ш.Ш. Сабдиевым в 1964 г. было предложено название - кумыштагская свита (поскольку свита очень хорошо обнажена в разрезе по левому борту долины р. Кумыштаг). К северу от бешташских карбонатов наблюдается налегание этой свиты на подстилающую курганскую свиту. Здесь на размытую волнистую поверхность розовато-коричневых полосчатых туфов налегают (рис. 18):

1. Конгломераты крупновалуные, содержащие большое количество обломков и глыб подстилающих туфов курганской свиты. Обломки имеют буроватую "рубашку", что делает их похожими на известняковую гальку. Матрица плохо сортирована, валуны до 0,5-1,0 м. Состав обломков детально описан А.А.Кониным в 1949-1953 гг. Среди последних им указывались песчаники и граваелито-песчаники (разнозернистые кварцевые, аркозовые, полимиктовые), сланцы (филицивидные, песчано-сланцевые, яшмовидные и кремнистые), роговики, известняки и мраморы, эффузивы и туфы (кварцевые порфиры, роговообманковые порфириты, миндалекаменные породы омилитового облека, миндалекаменные флигидальные порфиры, автокристаллокластические туфы диабазовых порфиритов), интрузивные породы (мелкозернистый биотит - роговообманковый гранодиорит, биотитовый гранит), олеит-порфиры, олеиты, граиоолеиты, валуны мелкозернистого цирита. Цемент очень орудный, известково-песчано-глинистый по составу.



В трех метрах от основания прослеживается метровый пласт кварцевых граваелитов - 30 м.

2. Кварциты светлые массивные с обилием вкрапленей пирита - 3 м.

3. Конгломераты ордынгалачные - 1 м.

Рис.16. Разрез кумытагской свиты по р.Кумытаг (левый борт).

4. Кварциты плитчатые - 3 м.

5. Конгломераты крупно- и среднегалечные. В средней части встречен пласт кварцевых гравелитов - 7 м.

Далее, отделяясь 2-метровой согласной даijkой, идут:

6. Песчаники светлые ржавчатые мелкозернистые, с карбонатным цементом. В верхней части содержится редкая рассеянная галька, преимущественно кварцевая. В песчаниках местами наблюдаются тонкие прослои с пиритом - 6 м.

7. Песчаники зеленоватые, ритмично построенные. В верхней части также встречается редкая рассеянная галька - 3 м.

8. Конгломераты крупногалечные. Значительная часть галек представлена полосчатыми окварцованными породами с пиритом, очень похожими на породы второй пачки этого разреза - 1,5 м.

9. Песчаники ржавчатые средне- и крупнозернистые среднеплитчатые - 20 м.

Далее следует 50 м задернованного участка разреза, за которым обнажена пачка сероватых глинисто-кремнистых и глинисто-карбонатных полосчатых пород с прослоями светлых массивных серовато-розоватых кремней и глинистых известняков. Видимая ее мощность 35 м. Затем опять задернован большой участок, после него в неясных соотношениях выходят массивные светлые известняки бешташской свиты. Несколько западнее девятая пачка этого разреза, в описании Ш.Ш.Сабдушева, надстраивается такими пачками:

10. Песчаники зеленовато-серые полимиктовые с прослоями зеленовато-серых сланцев. В основании пласт 30 см зеленовато-серых гравелитов - 7,5 м.

11. Зеленовато-серые хлорито-серпичитовые сланцы с прослоями серых известняков с редкой рассеянной галькой кварца и кремней. В верхней и нижней частях имеются прослои мелкозернистых и грубозернистых полимиктовых песчаников - 2,6 м.

12. Переслаивание зеленовато-серых хлорито-серпичитовых сланцев и темно-серых глинистых известняков с прослоями плотных грубозернистых песчаников - 9,5 м.

13. Алевролиты зеленовато-серые частично рассланцованные и мелкозернистые песчаники - 15 м.

14. Известняки буровато-лиловые тонкокристаллические - I

15. Алевролиты кварцевые темные зеленовато-серые с прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников и слюдисто-глинистых сланцев - 13 м. Перекрываются они по резкому контакту светлыми массивными известняками бешташской свиты. В основании ее 20-сантиметровый прослой кремнисто-серицитовых сланцев.

Очень хорошо обнажен разрез кумыштагской свиты по р. Кумыштаг в южном крыле Кумыштагской синклинали. Здесь на туфах курганской свиты с разрывом лежат:

1. Конгломераты крупновалунные с гравийным заполняющим цементом. Обломки хорошо окатаны, округлены, полированы. Их состав: известняки, черные кремни, зеленые туфы подстилающей курганской свиты, строматолитовые известняки, красные яшмы. Размер обломков достигает 1,5 м. Заполняющий цемент представлен гравелитом. Валунные конгломераты составляют нижнюю и верхнюю части горизонта. В средней части наблюдаются прослой гравелитов и грубозернистых песчаников с включениями рассеянных глыб и валунов. Мощность прослоев колеблется от 0,2-0,3 м до 3 м. Мощность - 30 м.

2. Алевролиты и аргиллиты серого цвета с тончайшей горизонтально-линзовидной слоистостью с тонкими прослоями (от 0,1-0,2 см до 2-3 см) более светлого мелкозернистого песчаника. Некоторые более массивные горизонты песчаников начинаются со слоя (8-сантиметровой мощности) седиментационных брекчий. В них удлиненные плоские обломочки подстилающих алевролитов ориентированы параллельно напластованию. В верхней части появляются прослой мощностью до 7-8 см плотных крупнозернистых кварцевых песчаников - 25-30 м.

3. Алевролиты и аргиллиты тонкопеллочатые ярко-зеленого и фишцевого цвета - 2-2,5 м.

4. Песчаники светло-серые массивные кварцевые с включениями мелкокристаллического шпата - 6 м.

Эти образования перекрываются с резким контактом известняками бешташской свиты.

К о н у р т о б и н о к а я с в и т а прослеживается севернее массива бешташских известняков от р. Кичи-Копуртобе (правый приток р. Кумыштаг) на западе до р. Карагайлибулак (левый приток р. Чимташ) на востоке. Название было предложено Э.И. Зубцо-



вым и В.И.Зубовой (1973). Они же отнесли образования, слагающие эту свиту, к талитам.

По ручью Кичи-Конуртобе в 1972 г. В.Г.Королев и В.В.Киселев составили такой разрез верхней части докембрия:

#### Актугайская свита.

1. Светло-серые до белых средне- и крупнозернистые аркозовые и кварцево-долевонитовые песчаники с рассеянными обломками сланцев, карбонатных пород - более 50,0 м (основание срезано разломом).

#### Чичканская свита.

2. Темно-серые тонкоплитчатые тонкослоистые глинистые сланцы и известковистые аргиллиты, прослом доломитов и углеродисто-кремнистых сланцев - 55,0-80,0 м. В основании залегает 2-метровый горизонт конгломерато-брекчий, состоящих из обломков подстилающих пород.

#### Курганская свита.

3. Буровато-серые пудинговые гравелиты и конгломераты полимиктового состава. Вверх по разрезу возрастает количество валунов. В основании залегает полуметровый пласт кремнево-кварцевых конгломерато-брекчий с доломитовым цементом - 30-55 м.

В кремнево-кварцевых гравелитах и конгломератах рассеяны валуны и глыбы доломитов, песчаников, алевролитов.

4. Светлые зеленовато-серые тонкослоистые аргиллиты и алевролиты - 25-30 м.

5. В нижней части кремневые песчаники, выше - зеленые, голубовато-, розовато-, вишнево-серые тонкослоистые тонкопослойчатые кремнистые туффиты и аргиллиты - 145,0 м.

6. Яркие вишнево-красные и малиновые алевролиты, алевропесчаники, песчаники и аргиллиты с тонкой горизонтальной, волнистой, диагональной слоистостью - 60,0 м.

Эти три свиты включаются в малокаройскую серию.

Конуртобинская свита залегает на курганской свите с резким контактом, имеющим карманообразную поверхность разрыва. Мощность от 35-40 до 55,0 м.

В основании виден метровый горизонт слоистых гравелитов и конгломератов с неокатанными валунами доломитов, аркозовых песчаников и окатанными валунами кварцитов.

Основную часть свиты составляют грязно-зелено-серые тиллиты, но нижние 10 м представлены лилово-серыми разностями, а в 10 м ниже кровли проходит слой бордово-серого тиллита (данные А.Г.Разбойникова, 1973 г.). Цемент пород песчано-глинистый, составляет 70% объема породы. Обломки в них двух типов: а) угловатые, углообразные, нередко с вогнутыми гранями валуны и глыбы до 1х2 м в поперечнике доломитов и известняков, реже кварцитов, гранитоидов, основных и средних эффузивов; на поверхностях обломков обычна карбонатно-лимонитовая корка выветривания; б) эллипсоидальные хорошо окатанные, часто полированные, гальки и валуны кварцевых и фельзитовых порфиров, аляскитовых гранитов, граносиенитов и сиенитов, порфиритов, черных, зеленых и красных кремней, кварца, кварцитов.

Е.И.Зубцов (1972) отметил штриховку на поверхностях камней, интерпретируя ее как ледниковую. Весь облик конуртобинской свиты имеет мореноподобный характер. В составе обломков присутствуют как местные, так и экзотические породы.

В обломках гравийной и песчаной размерности отмечены кварцевые порфиры, ортофиры и кварцевые ортофиры, фельзиты и микрофельзиты, вулканическое стекло (нередко флюидальное), туфы фельзитов и альбитофиров, гранофиры и микрогранофиры; спилиты, гкмюпорфириты, лейкократовые граниты, кварц, плагиоклаз, калишпат. Цемент - глинистый.

Верхний контакт резкий, волнистый. В основании бештавской карбонатной свиты кембро-ордовика, по данным А.Г.Разбойникова (1973), залегает полуметровый пласт темно-серых до черных граувак и конгломератов с обилием обломков кремней, туфов, песчаников, кварца, вулканического стекла.

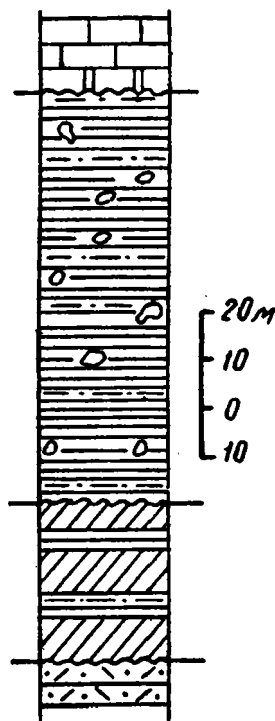
По данным Е.И.Зубцова, под базальным горизонтом кембрия на тиллитах развита древняя кора выветривания.

На водоразделе рр. Чон- и Кичи-Конуртобе и по левым притокам р. Чон-Конуртобе в 1978 г. В.Г.Королев описал такой разрез тиллит- и тиллоидсодержащих толщ. На верхнерифейской постунбуланской свите по резкому контакту, но без видимого несогласия залегают:

### Актугайская свита

1. Светло-серые до белых крупнозернистые кварцево-аркозовые песчаники, переходящие или в гравелиты и мелкогалечные конгломераты, или в мелкозернистые песчаники. Эти породы слагают нижние части двух макроритмов. Их верхние части образованы темно- и зеленовато-серыми алевритами, песчаниками и глинистыми сланцами. Р.А.Максумова в 1964 г. наблюдала асимметричную и ячеистую рябь. Мощность свиты 150-200 м.

Поверхность размыва.



### Чичквинская свита

2. Темноокрашенные мелкогалечные кремнево-кварцевые конгломераты - 3,0 м.

3. Темно-серые до черных тонкослоистые глинистые, алеврито-глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с прослоями и конкрециями доломитов, слоями черных фтанитов, реже мелко- и грубозернистых песчаников. Мощность от 15 до 40 м.

4. Буровато-серые среднеплитчатые доломиты, кремнеземе, с прослоями углеродисто-карбонатно-глинистых сланцев - 25-30 м.

Поверхность размыва, в связи с которым в отдельных разрезах отсутствуют слой 4 и верхняя часть слоя 3.

### Курганская свита

5. Ритмично-слоистая терригенная толща. В основании ритмов - размывы. Нижняя часть ритмов слагается ярко-зелеными кремнево-кварцевыми конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками. Верхнюю часть ритмов образуют ярко-

Рис.19. Разрез конуртобинской свиты по р.Чон-Конуртобе.

зеленые, вишнево-серые тонкослоистые тонкопелосчатые кремнистые туффиты. Базальные слои ритмов содержат обломки подстилающих туффитов. Мощность 10-45 м.

6. Зеленовато-, розовато-, темно-вишнево-серые тонкослоистые кремнистые туффиты, кристалло- и витрокристаллокластические и пелловые туфы - 100-200 м.

7. Вишнево- и малиново-серые с прослоями ярко-зеленых тонкослоистые алевролиты-аргиллиты, аргиллиты, алевропесчаники и тонкозернистые песчаники - 50-75 м. Отмечается примесь вулканоластического материала: пепла и стекла.

Конуртобинская свита. Западнее водораздела Чон- и Кичи-Конуртобе, по сая Кичкине, выше красноцветной части курганской свиты залегают:

8. Плотные розовато-серые среднезернистые аркозовые песчаники с единичными гальками и гравием - 0,1 м.

9. Вишнево-бурые алевро-аргиллиты с очень редкими хорошо окатанными гальками кремнистых пород, кремнистых туффитов из курганской свиты, а также доломитов - 0,5 м.

10. Плотные вишнево-серые кринокристаллические известняки - 0,02-0,04 м.

- Резкий контакт -

11. Красноцветный валунно-галечный тиллит с песчано-алевролитоглинистым цементом - 2,0 м.

12. Очень плотный розовато- и вишнево-серый песчаник с рассеянными галькой и гравием - 0,25 м.

13. Зеленовато-серые тиллиты с рыхлым песчано-алевролитоглинистым цементом, составляющим до 80-85% объема породы - 80,0 м. В основной массе рассеяны гальки, валуны и глины до  $1 \times 0,75 \text{ м}^2$  в поперечнике разноокрашенных туфогенно-кремнистых и кремнистых пород курганской свиты, кварцевых порфиров, их туфов и лавобрекчий, доломитов, плотных песчаников, аляскитовых гранитов, сиенитов, спилитов, андезитовых и базальтовых порфиритов, их туфов, слюдистых лампрофиров, известняков чаткарагайской свиты верхнего рифа, песчаников, алевролитов, кварцитов и кварцито-сланцев.

Выше без видимого несогласия по резкому контакту залегают доломиты бештапской свиты, содержащие мелкую гальку кварца и крем-

ней. Е.И.Зубов отметил, что в кровле тиллитов развита кора выветривания до 5-6 м мощности.

Наиболее западный выход тиллитов конкуртобинской свиты наблюдается на правом склоне долины р.Карагайлю, левого притока р.Чимташ, южнее магистральной тропы. Здесь, по данным, полученным нами в 1978 г., на толще темно-серых и зеленовато-серых слюдястых глинистых и алевро-глинистых оленцев, содержащих прослои песчаников, голубоватых и ярко-зеленых кремнистых аргиллитов залегают:

1. Темно-серый кремнистый аргиллит с включениями мелкой гальки и грамма черных и зеленых кремнистых аргиллитов, кремней, светлого кварца - 0,3 м. Обломки то хорошо окатаны, то угловаты.

2. Черные орадиоплитчатые кремни - 4,0-5,0 м.

3. Темно-серые аргиллиты с линзой голубовато-серых доломитов, переходящих кварцу в темно-серые алевро-глинистые сланцы - 25,0 м.

Эта темная толща напоминает верхнюю часть кумьштагской свиты, но может отвечать и постулубаакской свите, так как внизу тесно связана с красноцветной терригенной толщей.

4. Серые грубозернистые кремнево-кварцевые песчаники и гравелиты с хорошо окатанными обломками - 1,0. Нижний контакт слоя очень резкий.

5. Мелкообломочный тиллит с темно-серым матриком - 7,0 м.

Выше располагаются алуанио-галечные тиллиты, разделенные на две части горизонтом в 5,0 м мощности линзово-серых разностей. Общая мощность тиллитов около 150 м. Они перекрываются с несогласием бентакскими известняками и доломитами (рис.19).

Размер обломков достигает 1,0х0,75 м в поперечном сечении. Часто встречается утигообразные формы. В составе камней существенно преобладают равнообразные известняки, сходные с теми, чтолагают чаткарагейскую свиту верхнего ряда: брекчиевидные, обломочные, онколитовые, тонкоосновные микрозернистые, алевроитовые, пелитоморфные, ступковые, псевдоослитовые, строматолитовые, известняковые конгломерато-брекчия, калькарены. Следующую группу обломков представляет терригенные разности: полимиктовые песчаники и конгломераты, алевролиты, алевропесчаники, тоже происходя-

шие из верхнерифейских толл, развитых в районе, а также аркозо-вые и кварцевые песчаники актугайского типа. Разнообразны по составу обломки вулканогенных пород: фельзиты и микрофельзиты, ортофиры и полевошпатовые порфиры, сферолитовые и трахитовые порфиры, гранофиры, туфолавы флицидальных порфиров, фельзитовые туфы, опилиты, андезитовые и базальтовые порфириты (в том числе миодакаменные) и их туфы. Набор этих пород очень близок составу кайбарской свиты в Большом Каратау. Встречаются и порфирокли, развитые в свите Большого Нарына. В группе обломков интрузивных пород встречены плагиограниты, лейкократовые граниты, сиенит-порфиры, слюдяные лампрофиры. Часты обломки кремнистых пород: лимонидные микрокварциты, сферолитовые и микрзернистые кремни. Встречаются кремнистые туффиты курганского типа. Среди камней, образованных метаморфическими породами, — слюдяные и хлоритовые сланцы, доломитовые мраморы, кварцито-сланцы.

Северная полоса тилитоподобных пород конуртобинской свиты прослежена в 1983 г. В. Г. Королевым, В. А. Макаровым и А. Г. Разбойниковым на правом берегу р. Карагаин. С юга она тектонически примыкает к массиву башташских известняков. Здесь над известняками чаткарагайского типа залегают:

1. Переслаивание плотных темно-серых, буровато- и розовато-серых слюдястых песчаников, алевропесчаников, алевролитов с характерной тонкой горизонтальной слейчатостью и редкими прослоями офалитовых известняков с рассеянной вкрапленностью шерита — от 3,0 м до 30,0 м.

2. Тилитоподобные конгломераты — около 50,0 м. Основная масса — серый и буровато-серый несортированный алевро-песчаник. В нем рассеяны шарообразные и углообразные валуны до 0,5 м в диаметре, редко глыбы до 1,0х0,5 м<sup>2</sup> в сечении, а также галька и гравий плотных розовато-серых песчаников, редко известняков. Обломки покрыты карбонатно-лемонитовой коркой выветривания.

Т е р е к с а й с к а я с в и т а слагает следующую к востоку полосу, сменяющую зону развития конуртобинской свиты. Ее выходы описаны В. Г. Королевым в 1959-1960 гг. в междуречье Карагаин-Ур-Марал (сай Майлибулак), в устьевой части рр. Карагаин и Терек, левых притоков р. Башташ (северной). Затем эта свита

была обнаружена А.А.Черепановым и А.Г.Разбойниковым в долине р.Узунакмат. И, наконец, ее описали в 1983 г. в междуречье Чимм-таш - Ур-Марал, на склонах р.Долон-Баши, В.Г.Королев, В.А.Макаров и А.Г.Разбойников.

Терексайская свита залегает несогласно на толщах верхнего рифея, минуя малокаройскую серию, и с резким контактом перекрывается бешташской карбонатной свитой кеморо-ордовика. Выходы ее приурочены к ядерной части конседиментационного геосинклиналию-го поднятия.

В районе, где была выделена свита, по левым склонам долины р.Бешташ, она составляет тектонический блок, примыкающий с востока по тектоническому контакту к блоку бешташской свиты. В нижней части свиты, по данным В.Г.Королева (1959-1960 гг.), в ее составе преобладают серые средне- и крупногалечные до валунистых полимиктовые конгломераты, а также гравелиты, местами переходящие в грубозернистые песчаники. Изредка наблюдаются линзы известняковых конгломератов и конгломерато-брекчий. Конгломераты представляют собой несортированные неслоистые породы. Обломки в них - разной степени обработки, от окатанных до угловатых. В составе каменной отмечены три категории:

1) Окатанные и полуокатанные, угловатые и плитчатые различных известняков и доломитов с преобладанием тонкослоистых, тонкообломочных разностей чаткарагайского типа (верхний рифей). Размер обломков от долей сантиметра до 10-15 см в диаметре, встречаются изолированные валуны до 0,3 м и редко глыбы до 5,0х3-4,0х2,0

2) черные и темно-серые кремни, хорошо окатанные и отполированные с размерностью гравия и мелкой гальки; 3) плоские обломки глинистых и карбонатно-глинистых сланцев.

Верхняя часть терексайской свиты складывается чередованием по 0,5-5,0 м пачек конгломератов и пачек черных песчано-алевритистых аргиллитов нередко с тонкими струйками и слоями песчаников. Встречаются линзы т и л и т о п о д о б н ы х пород.

Видимая мощность свиты 300-400 м.

В том же 1959 г. по сев. Майлибулак, на левом склоне долины р.Ур-Марал, сразу же выше Устья р.Карагаин, В.Г.Королев наблюдал налегание конгломератов терексайской свиты, содержащих валуны до

0,3-0,4 м в поперечнике подстилающих доломитов и песчаников, на сланцево-известняковую чаткарагайскую свиту верхнего рифея. Кверху конгломераты сменяются гравелито-песчаниковой толщей.

В 1972 г. Т.Д. Джумалиев в сев. Майлибулак, на правом склоне его долины, составил такой разрез терексайской свиты. На карбонатных породах чаткарагайской свиты залегают:

1. 9,5 -10,0 м. Несортированные конгломераты. До 70% объема породы составляет кремнево-кварцевый конгломерато-гравелит из плотно прилегающих обломков белого кварца, цветных кремней, редко - онколитовых известняков. Окатанность обломков хорошая и средняя; форма - овальная. Размер - 1-3 см. Слоистость расплывчатая, линзовидная. Заполняющее вещество - песчаник с глинисто-карбонатным цементом. Намечаются три ритма. В конгломерато-гравелитах рассеяны неокатанные гальки, валуны и глыбы (до 1,5 м) доломитов (преобладают в 10,0-20,0 см). Они покрыты тонкой железистой корочкой.

2. 2,0 м. Буровато-серые грубозернистые песчаники кверху постепенно сменяются тонкозернистыми разностями.

3. 11,0-12,0 м. Аналог слоя 1.

4. 5,0 м. Ритмичное переослаивание гравелитов и песчаников.

5. 4,5 м. Аналог слоя 1.

6. 12,5 м. Чередование ритмов, начинающихся гравелитами (0,3-1,5 м) и венчающихся песчаниками (2,0-5,5 м).

Мощность свиты 45,0 м. Свита имеет груборитмичное строение. Выделяются три ритма. Нижние члены ритмов несортированные конгломераты (около 10,0 м), верхние - песчаники и гравелиты (2-5,0 м).

Выше залегают бештавские известняки.

Переход к бештавской свите отмечен в этом же районе В.Г. Короев и В.В. Киселев в 1972 г.

1. Чаткарагайская свита. Розовато-серые, серые, желтовато- и зеленовато-серые глинистые известняки и глинисто-известковистые сланцы. В известняках найдена *Volvatella vadosa* Z. Zhur. (определение В.М. Клиггер), форма IV комплексов микрофитолитов.

Терексайская свита.

2. 2,0-2,5 м. Валуно-глыбовые конгломераты из обломков доломитов, угловатых, плитчатых, в кремнево-кварцевом гравелите.



Является на карманообразную поверхность рэзыхва.

3. 10,0-15,0 м. Буровато- и зеленато-серые пудинговые конгломераты кремнево-кварцевого состава с валунами и глыбами (до 5,0 м в диаметре) доломитов, песчаников, сланцев, крайне редко гранитоидов.

4. 3,0 м. Зеленые аргиллиты с линзами гравелитов и конгломератов.

5. 1,5-2,0 м. Кремнево-кварцевые гравелиты.

6. 4,0 м. Зеленые полимиктовые песчаники, алевролиты, линзы гравелитов.

7. 5,0 м. Зелено- и лилово-серые полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты.

Мощность свиты 30-35,0 м.

Промежуточная пачка

8. 2,0 м. Розовые аркозовые песчаники, гравелиты с прослоями зеленых и лиловых аргиллитов. В подстилающей пачке наблюдаются карманы до 0,1 м глубиной.

9. 10,0 м. Зеленато- и голубовато-серые кремнистые аргиллиты.

10. 2-3,0 м. Внизу кремнево-аркозовые песчаники и гравелиты, сверху пестроокрашенные кремни.

Мощность пачки до 15,0 м.

Выше по резкому контакту залегают узорчатые известняки бешташской свиты.

По-видимому, промежуточную пачку Е.И.Зубов (1974) считал курганской свитой и на этом основании поместил терексайскую (в ее определении майлибулакскую) свиту ниже курганской.

В низовьях р.Майлибулак терексайская свита отсутствует. Здесь бешташские известняки и доломиты залегают прямо на чаткарагайских известняках, отделяясь от них слоем в 0,5 м песчаников, содержащих обломки кремней.

На левом склоне долины р.Майлибулак разрез терексайской свиты описала в 1972 г. Р.А.Максумова. Здесь на известняках и доломитах чаткарагайской свиты с разрывом залегают:

1. 2,5 м. Крупнообломочные известняковые конгломераты.

2. 8,0 м. Ритмичное чередование кремнево-кварцевых граве-

литов и мелкогалечных конгломератов (основание ритмов) и песчаников. Внутренние размыты.

3. 6,0 м. Ритмичное чередование песчаников и алевролитов.

Размыты.

4. 7,0 м. Внизу средне-, выше - мелкогалечные конгломераты, сверху песчаники и гравелиты.

5. 20,0 м. Массивные средне- и крупногалечные конгломераты, ритмично-слоистые. В основании слоев - обломки карбонатных пород, необработанные, кверху их размер возрастает. Размер обломков карбонатов до 0,3-0,4 м, цветных кремней заполнителя до 7,0-8,0 см.

6. 5,0 м. Темно-коричневые песчаники.

Общая мощность около 50,0 м.

И в этом разрезе характерна грубая ритмичность.

Выше по резкому контакту залегают бешташские известняки, частью обломочные.

В верховьях р. Майлибулак и по левобережью р. Карагаи терексая свита не выявлена. Бешташская свита залегает на чичкаянской.

Ключная полоса выходов терексаяской свиты прерывисто прослеживается от долины р. Чимташ (левого притока р. Ур-Марал) на западе до р. Чаткарагай на востоке.

Крайний западный выход обнаружен в 1963 г. в междуречье Ур-Марал - Чимташ - Карагайлю В.А. Макаровым и А.Г. Раабойниковым. Здесь два разреза составил в этом же году В.Г. Корольев. В одном из разрезов в тектоническом блоке между чаткарагайскими известняками на северном склоне г. Долон-Баши выходят:

1. Темно-серые кремнево-кварцевые гравелиты, галька хорошо окатана, округлая и эллипсоидальная, плотно соприкасающаяся. Обломки белого и желтого кварца, темно-серых, черных, реже зелено-пато-серых и ярко-красных яшмокварцитов, редко кварцитов, кислых флуазитов; заполнитель - песчаник. В верхней части в гравелитах находятся слои крупнозернистых кремнево-кварцевых песчаников. Мощность 100-125 м.

2. Серые и темно-серые средне- и мелкозернистые песчаники и алевропесчаники с тонкой горизонтальной слоистостью - 7,0 м.

3. Светло-серые грубозернистые аркозовые песчаники - 20-25 м.

В 1,0-1,5 км севернее в оборванной синклинали выходят:

1. Плитчатые известняки с прослоями вишнево-серых сланцев и розовых известняков. Это чаткарагайская свита верхнего рифея.

2. 5,0 м. Грубообломочная брекчия разнообразных известняков. Размер до валунов. Части плитчатые обломки их, разноориентированные. Струженность полная. Цемент в нижней части пачки карбонатный, сверху зеленый крупно- и среднезернистый песчаник.

3. 25,0-30,0 м. Яркие вишнево-серые, зеленовато- и темно-серые алевропесчаники, алевролиты, песчаники.

4. 10,0-15,0 м. Гравелиты и кремнево-кварцевые песчаники с пластами конгломератов. Последние состоят из угловатых, угловато-окатанных, окатанных, плитчатых обломков разнообразных известняков чаткарагайского типа: серые, темно-серые, розовые неслоистые и тонкослоистые крипто- и мелкозернистые, пелитоморфные. Обломки плотно прилегают друг к другу, в угловатых промежутках между ними - кремнево-кварцевый гравелит.

5. 20,0-30,0 м. Темно-серые, серые, зеленовато-серые, реже красновато-бурые мелко- и тонкозернистые песчаники. Горизонтальная, волнистая, косая тонкая слоистость, следы небольших оползневых текстур.

Общая мощность - 70,0 м.

В междуречье р. Табылгагы (верховья рр. Ур-Марал и Узун-Ахмат) и р. Узун-Ахмат, по данным Р.А. Максумовой, полученным в 1964 г., пестроцветная кизылбельская (постунбулакская) свита верхнего рифея по равному контакту перекрывается конгломератами терексайской свиты, слагавшими мульды. Видимая мощность конгломератов 80,0 м. В нижней их части галька в основном кремневая, размером 0,3-4,0 см, редко больше. Выше появляются обломки карбонатных пород. Здесь встречается глыбы до 2,5х1,0 м. Преобладают обломки плитчатой формы, черепитчато-наложенные с направлением движения потока с запада на восток. Заполняющая масса - кремнево-кварцевый гравелит. В породах встречается линзовидные пролоны (0,1-0,5 м) песчаников. Наблюдается ритмичность с возрастанием среднего размера обломков в верхних ритмах при нормальной градации в каждом ритме.

В карбонатных обломках выявлены микрофитоциты, среди которых Б.Ш. Клиггер определил *Verticillites irregularis* (Reitl.),

а в верховьях р. Узун-Ахмат - *Nubecularites robustus* (Z. Zhur.). Все формы характеризуют IV комплекс микрофитолигов, по З.А. Журавлевой.

В верховьях р. Узун-Ахмат А.Г. Разбойников и А.А. Черепанов наблюдали залегание перексайской свиты на разных горизонтах кизилбельской (постунбулакской) свиты.

Общая мощность разреза свиты около 200 м.

Она и в этом разрезе построена груборитмично. Выделяются два крупных ритма: нижний - слои 2-10, верхний - слои 11-23 и шесть ритмов второго порядка. В ритмах существенно преобладают разногалечные конгломераты с валунами, слагающие нижние части ритмов и первого, и второго порядков.

В составе обломков различаются две категории. К первой относятся галька и гальки до 0,8 м в поперечнике карбонатных пород: доломитов и глинистых доломитов, карбонатных конгломерато-брекчий, пелитоморфных, микрозернистых, алевролитовых псевдоолитовых и редко онколитовых, обломочных и ступчатых известняков, нередко тонкослоистых. Большая часть карбонатных пород принадлежит чаткарагайской свите. Их обломки слабо окатаны. К категории тех же местных обломков принадлежат полевошпатово-кварцевые и аркозовые песчаники, кремнево-кварцитовые гравелиты, хлорито-глинисто-железистые сланцы, микрослоистые кремнистые сланцы и кремни, углисто-кремнистые сланцы, конгломераты. Заполнителем в конгломератах служат хорошо скатанные отшлифованные гальки и гравий кислых и основных эффузивов (порфиритов, фельзитовых и липаритовых порфиритов, ортофиритов, трахитов и их туфов, игнибриитов, перлитового стекла, спилитов?), гранитоидов (гранитов, гранофиритов, микрогематитов). Очень характерна галька красных, зеленых, светло-серых кромней. Эти породы в районе не развиты. Промежутки между гальками заполнены несортированным полимиктовым песчаником с глинисто-хлоритовым и глинисто-карбонатным цементом.

М.М. Парфенюк и В.Н. Кегель в 1973-1975 гг. закартировали перексайскую свиту в междуречье Каракульджа - Узун-Ахмат. Здесь в видимом согласии на кизилбельской (постунбулакской) свите залегают разногалечные конгломераты до 200 м мощности, состоящие

из крупных (до 0,5 м) обломков доломитов и песчаников, слабо окатанных. Мелкие обломки хорошо окатаны. Это эффузивы, кремни, песчаники, сланцы.

В крайней восточной части Таласо-Каратауской зоны терексайская свита описана в 1967 г. В.И.Киселевым по р.Бала-Чичкан. Она залегает на разных толщах верхнего рифея и венда (чичканская свита) с разрывом. Один из ее разрезов таков:

1. 15,0-20,0 м. Малиново-серые средне- до крупнозернистых полимиктовые песчаники.

2. 270,0 м. Зеленовато-серые от мелко- до крупногалечных полимиктовые конгломераты с прослоями в 0,1-0,5 м песчаников. В обломках диабазы, андезиты, дациты, мицдалекаменные альбитофиты, туфы, песчаники, алевролиты, сланцы, пестроокрашенные кремни, гнейсовидные дюриты, плагиограниты, граносиениты, гранодиориты, кварц, редки известняки. Галька хорошо окатана, реже угловатая. Размер гальки обычно 2-6 см, но есть валуны до 0,5 м. Насыщенность 30-35%. Заполнитель полевошпатово-кварцевый песчаник. Цемент хлорито-глинистый, содержащий до 5% рудных минералов. По характеру насыщенности эти породы могут относиться к т и л и о - и д а м .

3. 10,0 м. Зеленые песчаники.

4. 40,0-50,0 м. Темно- и зеленовато-серые крупногалечные до валунных конгломераты. Размер обломков возрастает вверх.

**Джаобекская толща.** В бассейне р.Чичкан по северному крылу Джаобекской антиклинали на туфах курганской свиты лежит красноцветная толща, именуемая нами джаобекской. Она имеет преимущественно песчанниковый состав, отличается красноцветной окраской. Строение разреза по правому берегу долины р.Чичкая, по данным Р.А.Макумовой в 1976 г., таково (рис. 20):

1. Песчаники крупнозернистые оветлые розоватые - 10 м.

2. Пачка полосчатых темно-вишневых аргиллитов и оветлых розоватых мелкозернистых песчаников. Слоистость довольно тонкая, преимущественно горизонтальная, реже линзовидная - 8 м.

3. С постепенным переходом пачка 2 сменяется песчаниками массивными вишневыми, в нижней части чередующимися с алевролитами - 20 м.

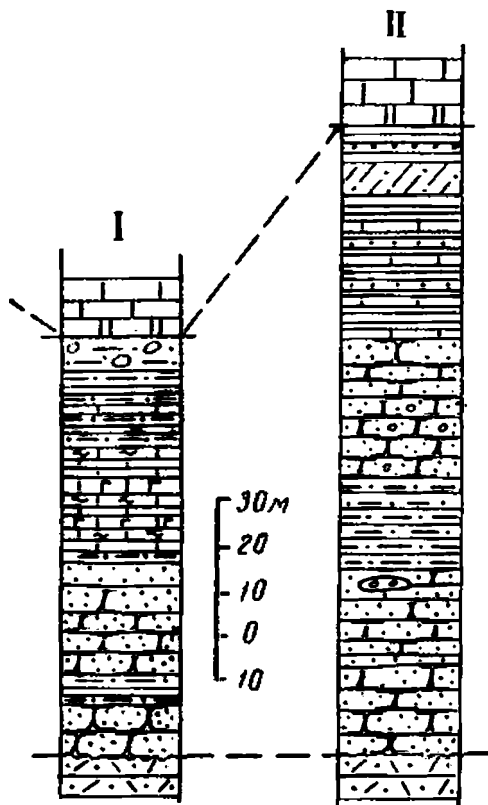


Рис. 20. Строение дялобекской толщи по севу Дялобек, правому притоку р. Чичкан (I) и по р. Кумыштаг (II).

4. Песчаники светлые грубозернистые, в верхней части чередуются с вишневыми алевролитами - 8 м.

5. Известняки массивно-слоистые плотные серовато-голубоватые, иногда рыхловатые, - 32 м.

6. Аргиллеты вишневые плотные с тонкими линзовидными прослоями светлых розоватых мелкозернистых песчаников - 4 м.

7. Алевролиты темно-вишневого цвета, массивные. В них встречаются линзочки-прослои светлоокрашенной ризовидности той же породы - 3 м.

8. Песчаники красноватые, местами голубоватые, плотные массивные, местами сливные кварцитовидные т я л и т о п о д о б н ы е . Много рассеянных кристалликов пирита. Содержат редкую рассеянную гальку, чаще всего окатанную и мелкую (от нескольких миллиметров до 3-5 см). Очень редко встречается крупная галька розовых эффузивов. Гальки в основном представлена красными и черными кремнями. Встречаются почти неокатанные обломки сиреневых

туфов из подстилающей курганской свиты - 7 м.

Общая мощность разреза около 90,0 м.

Выше без видимого несогласия по резкому контакту залегают известняки бешташской свиты, в нижней части которой содержатся остатки фауны, принадлежащей агдабанскому и ботомскому ярусам нижнего кембрия (Мамбетов, Рапина, 1979).

На левом склоне долины р.Чичкан в 1970 г. В.В.Киселев и В.Г.Королев описали близкий по строению разрез джалобекской толщи, но без известняков слоя 5. Здесь с резким контактом на тонко слоистых туффитах курганской свиты залегают:

1. 3,0 м. Чередование вишнево- и зеленовато-серых алевролитов и тонкозернистых песчаников, обычно тонкослоистых.

2. 30,0 м. Вишнево-серые и розовато-бурые средне- до грубо зернистых аркозовые песчаники с расплывчатой волнистой и струйчатой слоистостью с прослоями и линзами красноцветных алевролитов, содержащих окатыши аргиллитов.

3. 5,0 м. Вишнево- и зеленовато-серые тонкослоистые алевролиты.

4. 15,0 м. Вишнево-серые тонкослоистые тонкозернистые аркозовые песчаники и алевропесчаники.

5. 25,0-30,0 м. Розовато-бурые массивные мелко- и средневязистые песчаники со струями гравия и гальки разноцветных кремней.

6. 15,0 м. Серые и зеленовато-серые известковистые сланцы, аргиллиты, тонкие прослои известняков.

7. 8,0 м. Вишнево-серые слюдяные алевролиты.

8. 7,0 м. Зеленовато- и темно-серые алевроаргиллиты с конкрециями карбонатов и кремней.

Общая мощность около 115,0 м.

Выше по резкому контакту залегают бешташские известняки.

А.Г.Разбойников, составлявший разрезы джалобекской толщи в 1974-1977 гг., отметил в ней два горизонта т и л и т о л о д о б н ы х конгломератов.

В хребте Ичкелатау возможным аналогом вышеописанных образований является к и р о в с к а я т о л щ а . По наблюдениям В.Г.Королева в 1980 г. она залегает с резким угловым несогласием на разных горизонтах верхнерифейской сарыджонской свиты, охарак-

теризованной микрофитолитами III комплекса (выявлены А.Г.Разбойниковым и В.А.Макаровым, определения Б.Ш.Клингер). Это несогласие еще в 1964 г. было отмечено В.В.Киселевым и тогда же наблюдалось нами. Сардиковская свита здесь устойчиво падает на СВ  $50-50^{\circ}$   $75-80^{\circ}$ , а Кировская толща образует синклинали. Падение пластов этой толщи меняется так: южное крыло - СВ  $45^{\circ}$   $60-65^{\circ}$ , западная центриклинали - В  $100^{\circ}$   $\angle$   $60^{\circ}$ , северное крыло от  $150^{\circ}$   $\angle$   $60^{\circ}$  на переходе к нему до Ю  $180-190^{\circ}$   $\angle$   $45^{\circ}$ .

Разрез толщи здесь таков:

1. Темно-зеленые гравелиты из обломков подстилающих сланцев, песчаников, известняков в грубозернистом полимиктовом песчанике - 5,0-7,0 м.
2. Темно-зеленые полимиктовые песчаники - 6,0 м.
3. Зеленовато-серые средnezернистые и крупнозернистые песчаники, гравелиты, пудинги со сланцевой галькой и гравием белого кварца, розовых полевых шпатов, красных яммокварцитов - 10,0 м.
4. Зеленовато-серые средне- и мелкозернистые песчаники - 10,0-15,0 м.
5. Крупногалечные до валунных конгломераты - 1,5 м.
6. Зеленовато-серые крупнозернистые песчаники с включениями валунов (тиллитоподобные?) - 0,3 м.
7. Полимиктовые валунные конгломераты - 0,15 м.
8. Зеленовато-серые крупнозернистые песчаники - 0,5 м.
9. Крупногалечные конгломераты - 30,0 м.
10. Крупнозернистые песчаники - 4,0 м.
11. Внизу валунные, сверху крупногалечные конгломераты - 1,0 м.
12. Крупнозернистые песчаники и пудинги.

Общая видимая мощность в разрезе около 75,0 м. В других разрезах она достигает 150 м.

Как и в терексайской свите, в разрезе Кировской толщи отчётливо проявляется грубая ритмичность. внутренние разрывы, характерен полимиктовый состав обломочных пород. Обе свиты снизу граничены поверхностью несогласия, залегают на разных толщах.

Конгломераты крайне несортированные. Размер обломков достигает 0,4 м. Валунны рассеяны в породе. Слоистость отсутствует, но



встречается расплывчатая струйчатость, лизовидность. Ориентировка обломков не наблюдается. Струженность очень неравномерная. Видны резкие переходы конгломератов в песчаники, содержащие рассеянные валуны и гальки, а также "плавающие" гравий и песчинки. Эти породы очень напоминают т и л л и т ы .

Обломочный материал, как и в терексайских и в кумыштагских конгломератах, происходит из двух источников.

Местные породы представлены плитками до 0,4 м длиной, неокатанными обломками рифейских карбонатов, слабоокатанными - песчаников, "лепешками" сланцев. Карбонатные гальки и валуны покрыты корочкой выветривания.

Камни, поступившие из далекого источника сноса, хорошо окатаны. Форма овальная и эллипсоидальная. Характерно, что крупные гальки и валуны чаще вываливаются из матрикса. Многие фрагменты с поверхности покрыты бурой корочкой выветривания в 1-2 мм.

Состав "далеких" обломков очень разнообразен. Обширно представлены интрузивные породы: мелкозернистые аляскитовые граниты, богатые кварцем лейкократовые граниты, порфириовидные гранодиориты, розовые граниты с бледно-зеленым полевым шпатом, гнейсовидные граниты, гнейсо-граниты, граносиениты и сиениты, ярко-красные кварцевые порфиры, гранофиры. Встречаются сильно серпентинизированные габброиды и гипербазиты. Среди вулканических пород отмечены сиениты, диабазы, основного состава порфириты. Присутствуют метаморфические породы: кварциты, белые и розовые мраморы. Встречаются в обломках яшмы и тшобрекции, кремни.

Заполняющее вещество конгломератов - песчаник из обломков белого кварца, розовых полевых шпатов, красных яшмоварцитов с примесью разнообразных пород.

### МАЛЫЙ КАРАТАУ

Вероятным аналогом толщ, находящихся в Таласском хребте на одном уровне с "верхними тиллитами" (кумыштагская и конуртобинская свиты, терексайская, джалобекская, Кировская толщи), в Малом Каратау являются так называемые "учбасские конгломераты". Они выходят в долине р. Уч-Бас, по ее правому

склону, в урочище Аулие-Тогай, залегает с угловым несогласием на разных пачках верхнерифейской большекарройской свиты, перекрываются без видимого несогласия или кыршабактинской, или беркутинской свитами верхов венда, отличаются полимиктовым составом. Толща построена грубо ритмично. В обломках карбонатных пород содержатся микролиты IV комплекса.

Разрез этой толщи, составленный в 1968 г. В.Г.Королевым, таков. Большекарройская свита представлена темно-серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, алевроито-глинистыми сланцами, содержащими большое количество шаровидных конкреций плотного известкового песчаника размером 10-20 см. Верхние 50-70 м приобрели красноцветную окраску. Свита с угловым несогласием и разрывом, выраженным карманообразной поверхностью, перекрывается толщей красноцветных конгломератов, гравелитов и песчаников, образующих три ритма мощностью снизу вверх 175, 150 и 100 м. Нижняя часть каждого ритма сложена массивными разногалечными полимиктовыми конгломератами с прослоями в 3-5 м песчаников с гравием и алевроито-глинистых сланцев, верхняя - переслаивающимися гравелитами и песчаниками. Окраска преимущественно красно-бурая, часто с зеленоватым оттенком, а также зеленовато-серая. Между ритмами иногда наблюдаются поверхности разрыва. Мощность учасских конгломератов изменяется от 0 до 400 м, что зависит от предкыршабактинского разрыва.

Конгломераты являются массивной несортированной по размеру и составу обломков породой. Наряду с обломками галечной и гравийной размерности присутствуют валуны и глыбы до 0,5-0,7 м в поперечнике. Окатанность камней, как правило, хорошая, форма эллипсоидальная до шаровидной. Поверхность большинства галек шероховатая, ямчатая; кварцевых и кремневых - полированная гладкая.

В составе обломков выделяются две группы. Местные породы представлены плоскими обломками подстилающих сланцев и песчаников, а также разнообразных известняков и доломитов, свойственных для нагасской свиты верхнего рифея-венда: розовые пятнистые, белые оланцеватые, светло-розовые песчаные, оситовые и онколитовые, отроматолитовые, темно-серые тонкослоистые.

Во второй группе обломков выделяются: I) кремнистые - крас-

ные, зеленые, черные кремни; 2) интрузивные - разнообразные граниты с преобладанием розовых и красных лейкократовых разновидностей, есть гранодиориты, плаггиограниты, пегматиты; 3) эффузивные - липаритовые порфиры, основные и средние эффузивы, в том числе мандельштейны, дациты; 4) метаморфические - кварциты, метапесчаники.

Прослаивающие конгломераты песчаники и алевролиты имеют красноватую и зеленоватую окраску, тонкую горизонтальную слоистость, содержат рассеянные включения галек.

Карбонатные гальки и валуны нередко содержат обилие микрофитолятов, среди которых З.А.Журавлева и Б.Ш.Клиггер определили *Ambigolamellatus horridus* Z.Zhur., *Vesicularites bothrydioformis* (Краевор.), *Vermiculites bicolor* Revenko, *V. irregularis* (Reitl.), *V. tortuosus* Reitl., *Volvatella zonalis* Nar., *Nubecularites ontis* Z.Zhur., *Osagia grandis* Z.Zhur., *Os. corticosa* Nar. (сборы Б.М.Келлера, В.Г.Королева, В.В.Киселева, А.М.Мамбетова). Многие из этих форм встречаются в карбонатных породах четкарагайской и айлампатвуской свит верхнего рифея Тянь-Шаня, ряд - в двантыасской серии верхнего рифея Малого Каратау (Еганов, Советов, 1979). Большинство форм принадлежат IV комплексу микрофитолятов, считающемуся характерным для юдомской свиты.

"Учбасские конгломераты" в верхней части приобретают желто-зеленую окраску, распространяющуюся на глубину до 1,0 м. Видно, это древняя кора выветривания, ее нижние горизонты. Выше без видимого несогласия залегают:

1. Желтовато-бурая брекчия из галек и гравия тех же пород, что в подстилающих конгломератах, и включениями обломков желтоватого и розоватого известняка, линзами и прослойками того же известняка - 0,2-0,3 м.

2. Желтовато- и розовато-серые доломиты брекчиевой текстуры, в нижней части здесь выщелачиваются линзочки грубозернистых полимиктовых песчаников и гравелитов - 3,0 м.

3. Желтовато-серые тонколитчатые с внутренней тонкой слоистостью сильно известковистые песчаники с глауконитом - 2,5 м.

По-видимому, это киргизобактинская свита. Она по резкому контакту сменяется беркутинской свитой ("нижние доломиты"), сложенной массивными светло-серыми доломитами со складчатой (оползневой)

слоистость, зачастую брекчиевидными, в той или иной степени окремненными. Мощность 6-10 м.

Эта свита к западу переходит непосредственно на большекарюйскую свиту верхнего рифея, а на востоке в верховьях сая Таргол лежит с разрывом на карманообразной поверхности, срезавшей известняки джаньтасской серии. В нижних доломитах встречаются микрофитоли-ты IУ (юдомского) комплекса, примитивные зоопроблематики помакит-далдинского горизонта (Королев и др., 1973; Королев и др., 1979). Выше доломитов залегает фосфоритоносная чулактауская свита том-мотского яруса нижнего кембрия (Королев и др., 1971, 1974; Мамбе-тов, Миссаржевский, 1971; Королев, Огурцова, 1982).

## СТРАТИГРАФИЯ. ВОЗРАСТ

Региональные горизонты. Обзор по районам тиллит-тиллоидсодержащего комплекса Тянь-Шаня и Каратау, приведенный в предыдущем разделе, показал, что в нем можно выделить ряд достаточно хорошо выраженных последовательно сменяющих друг друга во времени региональных стратиграфических горизонтов. Б.И.Зубов (1971) назвал этот комплекс Улутай-Тяньшаньским тиллитоносным и подразделил его на четыре горизонта (снизу): кичиталысуйский (подтиллитовый), джетымский (нижнетиллитовый), джакболотский (межтиллитовый), байконурский (верхний тиллитовый).

Ныне представляется возможным детализировать эту стратиграфическую схему комплекса, выделить в нем шесть горизонтов. Под Улутай-Тяньшаньским тиллит-тиллоидсодержащим комплексом прослеживается постунбулакский стратиграфический горизонт, завершающий разрез верхнего рифея. К нему принадлежит постунбулакская (кызылбальская) свита в Таласском хребте и ее предполагаемые эквиваленты в Улутай - акбулакская серия, в в Малом Каратау - коксуйская свита. Все они отличаются грубообломочным полимиктовым составом терригенных отложений, пестротой окраски и образуют аяггеосинклинальную молассовую формацию. Тиллитоносный комплекс перекрывается киршабактинско-беркутинским стратиграфическим горизонтом, образованным главным образом доломитами, доломитовыми брекчиями и глыбками содержащими песчаниками (Королев и др., 1979).

Подразделения Улутай-Тяньшаньского тиллитсодержащего комплекса (табл. I) таковы (снизу вверх):

1. Актугайско-чичканский доледниковый горизонт.
2. Айрансуйский ледниковый горизонт.
3. Дангинский малоледниковый горизонт.
4. Арчалынский ледниковый горизонт.

5. Джакболотский межледниковый горизонт.

6. Балконурский ледниковый горизонт.

Актугайско-чичканский горизонт объединяет актугайскую и чичканскую свиты Малого Каратау и Таласского хребта, свиты Сарыбельяны-Чонторы, Карала-Арча и кашкаускую Джетынтау, кичиталдусуйскую бассейна р.Сарыджаз, джайсанторскую бассейна р.Чаткал, базальные аркозовые песчаники и дресвяники ранского свиты Северо-Западного Каратау.

Эти базальные толщи комплекса повсеместно характеризуются присутствием аркозовых, аркозово-кварлевых и кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов от мелкогалечных до валунных, светлой желтовато- и розовато-серой окраски. С ними ассоциируют табачно-зеленые песчаники и алевролиты, кислые и основные вулканы. В Таласо-Каратауской зоне верхнюю часть горизонта образуют сильно окремненные строматолитовые доломиты, кремнистые, углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинистые сланцы, алевролиты и песчаники.

Айрансуйский ледниковый горизонт сменяет базальный горизонт очень резко. Им начинается собственно тиллят-тиллоидсодержащий комплекс. В состав этого горизонта входят карбонатно-фиолитовая толща с тиллитами и тиллоиды Айрансу в хр.Джетынтау, ранские конгломерато-брекчии Северо-Западного Каратау, корумторская свита бассейна р.Чаткал, туфолавы с валунами и гальками Пскемского хребта.

Различаются по крайней мере четыре фации этого горизонта:

1) массивные валунно-галечные полимиктовые тиллиты и тиллоиды с очень большим разнообразием камней; 2) темные песчано-глинистые и углеродисто-глинистые тиллоидоподобные сланцы с рассеянными валунами, довольно однообразными по составу; 3) туфолавы с валунами и гальками гранитоидов, средних и кислых эффузивов, метаморфических и осадочных пород; 4) несортированные насыщенные конгломераты и конгломерато-брекчии полимиктового состава, включающие валуны. Местами отмечены тиллоиды с железорудным цементом и железорудными обломками.

Дангинский межледниковый горизонт. Он включает толщи Данты в убулакскую хр.Джетынтау, фиолитовую надконгломератную толщу Северо-Западного Каратау, кураматорскую свиту верховьев р.Чаткал, нижние тонкослоистые туфиты Пскемского хребта.

Для этого горизонта характерны четыре фации: 1) варвоподобные ленточно-слоистые алевро-аргиллиты с линзообразными залежами полосчатых гематитовых и магнетит-гематитовых руд; 2) флишеидная гранелит-песчано-алевролитовая толща; 3) темно-серая тонкослоистая алевролит-аргиллитовая толща; 4) тонкослоистые туфитовые аргиллиты, тефroidы, песчаники.

Арчалинский ледниковый горизонт составляет тиллоиды Арчали в хр. Джетимтау, нижние тиллиты Северо-Западного Каратау, аяктерекская свита Таласского, Сандаляшского и Чаткальского хребтов, туфолары, лавобрекчии и туфокогломераты Искемского хребта.

Можно выделить три фации: 1) массивные песчано-алевролит-аргиллитовые тиллиты с гальками и валунами разнообразного состава; 2) несортированные валунно-галечно-гравийные тиллоиды с алевроит-песчаным матриксом; 3) туфолары, туфобрекчии, туфокогломераты.

Джакболотский межледниковый горизонт является хорошо выдержанным маркирующим уровнем. В него входят свита Джакболот в хр. Джетимтау, шораульская свита в Таласском и Сандаляшском хребтах, кошовкинская, каратурекская и аксумбинская свиты в Северо-Западном Каратау, оттукская свита в бассейне р. Сариджаз.

Обычной является такая последовательность пачек: флишеидная алевролит-песчаниковая; углеродисто-глинистые сланцы, алевролитов, аргиллитов с прослоями доломитов и известняков; красноцветные и зеленых тонкослоистых алевролитов, аргиллитов, тонкозернистых песчаников; ленточное чередование известняка и сланцев пестрой окраски; серые и темно-серые сланцы с прослоями мелкозернистых песчаников и известняков.

Байкозурский ледниковый горизонт трассируется почти по всей изученной территории. Для него характерно положение между реперными джакболотским горизонтом внизу и нижнекембрийским сверху, иногда между ними прослеживается кышбактинско-беркутинский горизонт на макит-далдинского уровня, в под ним местами - реликты правей коры выветривания.

Этот горизонт выделяется в большинстве разрезов верхнего протерозоя Северо-Западного Каратау, Центрального Каратау (здесь зачи-

гает прямо на рифейской кайнарской свите), Кулантау и Джебэглав, Кокийримтау, Джетымтау, Таласского хребта, фрагментарно в бассейне р. Серьдлаз, а также в Чаткало-Сандаляшском районе.

В байконурском горизонте преобладают слабобазисные песчано-алевролитоглинистые тиллиты с небольшим набором пород в гальках и валунах, с преобладанием среди них карбонатных и кварцитовых обломков. Но в ряде районов состав камней очень разнообразен.

На байконурском уровне развиты три фации: 1) собственно тиллитовая байконурская; 2) фангломератовая (тиллоидная?) кумылтагская, терексвйская, кировская, учбасская; 3) красноцветная конгломерато-песчаниковая джалобекская.

Корреляция выделенных литолого-стратиграфических горизонтов в пределах Среднего и Северного Тянь-Шаня, Большого Каратау приведена на табл. I.

В этой схеме есть ряд неясностей. Основная из них заключается в сопоставлении малокаройской и джетымской серий. Маркирующими уровнями являются актугайско-чичканский горизонт в основании обеих серий и байконурский горизонт в их кровле. Это вынуждает сопоставлять основную часть джетымской серии Среднего Тянь-Шаня с курганской свитой Таласо-Каратауской зоны. Такое сопоставление может быть подкреплено двумя фактами: 1) в основании курганской свиты в Таласском хребте залегают тиллоидного облика фангломераты; 2) в кровле свиты располагаются красноцветные аргиллиты, алевролиты, песчаники, напоминающие толщи джалобекского горизонта. По этим данным, курганская свита сопоставлена с подбайконурской частью джетымской серии.

Не вполне ясны соотношения байконурского и киршаббатияско-беркутинского горизонтов. Наша схема основывается на том, что в кровле байконурских тиллитов залегает верхний доломит, близкий по строению и стратиграфическому положению беркутинскому.

**Г р а н и ц ы . В о з р а с т .** Актугай-чичканский горизонт, составляющий основание Улутау-Тяньшаньского тиллит-тиллоидсодержащего комплекса, залегает на разных осадочных, вулканогенных и интрузивных образованиях, принадлежащих верхнему рифею. В Северо-Западном Каратау ранская свита несогласно покрывается, имея



в основании аркозовые дресвяники, на граносиенитах Кумистинского массива. "Пристрелочные" определения возраста  $\text{U}-\text{Pb}$  методом, проведенные А.А.Краснобаевым, дали возраст по двум пробам в пределах  $665 \pm 60$  млн лет (по цирконам). Исследования цирконов в лаборатории ИГ АН Киргизской ССР (руководитель В.В.Киселев) показали близкую цифру -  $730 \pm 15$  млн лет ( $\text{Pb}-\text{U}$  изохрона,  $\text{Pb}-\text{Pb}$  дискордия). Из лшаритовых порфиров верхней части свиты Большого Нарына, несогласно подстилающей дотиллитовую часть комплекса, цирконы имеют возраст в двух пробах -  $705 \pm 15$  и  $830 \pm 20$  млн лет ( $\text{Pb}-\text{Pb}$  и  $\text{U}-\text{Pb}$  методы, лаборатория ИГ АН Киргизской ССР, руководитель В.В.Киселев). В Сарыджазском районе граниты, на которых несогласно о размытом залегают аркозовые песчаники кичитаддисуйской свиты, датируются в  $830 \pm 20$  млн лет (цирконы,  $\text{Pb}-\text{Pb}$ ,  $\text{U}-\text{Pb}$  дискордия, та же лаборатория). Близкую цифру дала К-Аг датировка по мусковиту -  $818 \pm 20$  млн лет. Определения К-Аг возраста по мусковитам из гранитов Бешторского массива в Пскемском хребте принесли ряд цифр от 800 до 915 млн лет (Ежков и др., 1975).

Таким образом, радиологические определения различными методами возраста интрузивных и вулканогенных образований, несогласно перекрытых базальным горизонтом Улутау-Тяньшенского тиллит-тиллоидсодержащего комплекса, дают достаточно удовлетворительно сходящиеся цифры в интервале от 700 млн лет до 900 млн лет. Можно считать, что комплекс моложе 700 млн лет, т.е. моложе позднего рифея.

В Тяньшенском хребте актугайская свита по резкому контакту, обычно осложненному межформационными подвижками, перекрывает стунбулакскую (кзылбелскую) свиту, сложенную серо- и красноцветными молассовыми отложениями, завершающими позднерифейский этап складкообразования. В свите органические остатки не обнаружены. В подстилающей молассу оланшево-карбонатной чаткарагайской свите содержатся строматолиты, включающие *Inzeria toctogulii* Kryl., *Minjaria calciolata* (Korol.), *Sacculia* (?), близкую *S.ovata* Korol., *Tungusia* (?) sp., *Gymnosolen* cf. *gamsayi* Steinm (сборы В.В.Киселева, И.Н.Крылова, В.Г.Королева). По заключению И.Я.Крылова (1967), эти формы принадлежат верхнерифейскому комплексу.

Такой же комплекс обнаружен в тогузбайской свите джанытасской серии в Малом Каратау Э.А.Егановым и Ю.К.Советовым (1979). В его состав входят *Minjaria calciolata* (Korol.), *Inzeria toctogulii* Kryl.

Состав микрофитолигов в чаткарагайской свите (долина р.Карагаи в Таласском хребте) в общем соответствует IV (пдомскому) комплексу Э.А.Журавлевой. В нем из сборов В.Г.Королева, В.В.Киселева, И.Н.Крылова определены *Volvatella vadosa* Z.Zhur., *V.zonalia* Nar., *Vesicularites parvulus* Zabr., *Vermiculites anfractus* Z.Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z.Zhur., *Nubecularites abustus* Z.Zhur., *N.varians* Z.Zhur., *N.antis* Z.Zhur., *N.uniformis* Z.Zhur., *Radioasus* (?) sp. Ряд этих форм встречен и в джанытасской серии Малого Каратау, по-видимому, синхронной с чаткарагайской свитой. Вместе с этими формами, по заключению М.С.Яшина, присутствует большое число позднерифейских форм (Еганов, Советов, 1979). Нами в баритовых известняках, залегающих под коксуйской свитой, были обнаружены верхнерифейские *Vesicularites raabena* Zabr., *V.elongatus* Zabr., *Vermiculites bicolor* Rev.

Таким образом, как и радионуклидная геохронология, изучение органических остатков свидетельствует о том, что таллитоносный комплекс моложе позднего рифея.

В актугайско-чичканском горизонте органические остатки были обнаружены Л.Б.Дядюченко, В.Г.Королевым в 1960 г. в Таласском хребте; В.Г.Королевым и В.В.Киселевым в Малом Каратау в 1962 г. в составе чичканской свиты, а также в хр.Ичкелетау в ее аналогах. Позднее эти сборы были пополнены И.Н.Крыловым, который после изучения строматолитов пришел к заключению о том, что в чичканской свите присутствует самый молодой из рифейских комплексов, состоящий из *Lisella avia* Kryl., *Patomia ossica* Kryl., *Conophyton gaubitzae* Kryl. (из подгруппы *Conophyton garganicus*). В Ичкелетау отмечены формы, сходные с "*Collenia*" *buratica* Mavil., описанными в разрезах по р.Бирюса (Крылов, 1967).

Судя по комплексу органических остатков, возможно сопоставление актугайско-чичканского горизонта с кудашем Южного Урала (Казарер, 1983). Это положение нуждается в более корректных доказательствах.

Радиологические датировки глауконитов из песчаников актугайской свиты не противоречат выводам о послепозднекристаллическом ее возрасте. По данным К.С.Сагындыкова, К-Аг, дата составляет  $651 \pm 15$  млн лет.

Верхняя граница Улутау-Тяньваньского тиллит-тиллоидного комплекса проводится по подошве кыршабактинско-беркутинского горизонта залегающего с размытом, но без углового несогласия на разных толщах комплекса и нижележащих свитах. В связи с этим в ряде районов верхние части тиллитоносных образований выпадают из разреза. Размыт также регионально прослеживается между толщами томмотского и втабанского ярусов и потому местами из разреза выпадает и кыршабактинско-беркутинский горизонт.

Кыршабактинско-беркутинский горизонт хорошо представлен в Малом Каратау. Его верхняя доломитовая часть содержит остатки *Prothertzia anabarica* Miss., *Pr.unguliformis* Miss. Она сопоставляется с манькайским (немакит-далдынским) горизонтом (Королев и др., 1979; Миссаржевский, Мамбетов, 1981), который относится или к верхам венда, или к самым низам кембрия. В горизонте встречаются небольшие биогермы строматолитов и остатки микрофитоцитов *Vesicularites concretus* Z.Zhur., *V.rectus* Z.Zhur., *V.ramosus* Kling., *Nubecularites mogulus* Z.Zhur., *Osagia monolamellosa* Z.Zhur., *O.minuta* Z.Zhur. (сборы Б.М.Келлера, В.Г.Королева, А.М.Мамбетова, В.В.Миссаржевского, определения З.А.Журавлевой, Б.Ш.Клигер).

К-Аг возраст по глаукониту не противоречит заключению по зоопроblemатикам и микрофитоцитам о поздневендском возрасте кыршабактинско-беркутинского горизонта. Возраст глауконитов, отобранных нами с М.Н.Ильинской из беркутинской свиты, М.А.Гаррис определен в  $560-570 \pm 30$  млн лет. По данным Н.М.Чумакова, он составляет  $556 \pm 40$  млн лет. Rb-Sr определения составляют 600 млн лет (устное сообщение Л.И.Боровикова).

Вышележащий чулактауский горизонт, представленный в Малом Каратау фосфоритоносными отложениями, относится по комплексу зоопроblemатики к томмотскому ярусу, нижнему подразделению втабанского надъяруса (Миссаржевский, Мамбетов, 1981).

В верховьях р.Чаткал шорашуйская свита со слабо выраженным размытом перекрывается алушуйской свитой (Королев, Мамбетов, 1980; Мамбетов и др., 1981). Нижняя ее часть, мощностью до 30-40 м, сло-

ленная карбонатными породами, фаунистически не охарактеризована. Она с очень большой вероятностью должна относиться к беркутинско-киршабактинскому горизонту. На аксуйской свите со слабым размытием залегают обломочные известняки, калькарениты, в разной степени фосфатизированные. Эта пачка аксуйской свиты содержит хищническо-протоконодонтовый комплекс органических остатков с *Tikvithesa ex gr. licis* Miss., *Hyolithelmites ex gr. rectus* Mamb., *Protoherztina unguiformis* Miss., *Pr. interposita* Mamb. sp. nov., *Subecularites catagraphus* Reitl., *M. punctatus* Z. Zhur., *Renalcia* sp., *Proauloroga* sp. Комплекс органики соответствует тому, что содержится в чулактауской свите, принадлежность которой к томмотскому ярусу теперь никем не оспаривается. К такому же заключению пришла Р. Н. Огурцова после сравнительного изучения акритарх из фосфоритоносных отложений Малого Каратау и томмотского яруса по р. Оленек на Сибирской платформе. Они соответствуют лонтоваскому уровню (Королев, Огурцова, 1982).

На северном склоне Таласского хребта несогласно (по Е. И. Зубову, 1973 - с корой выветривания) на коңуртобинской свите тилмитов или на более древних отложениях залегают высокие горизонты нижнего кембрия, начиная с верхов атдабанского яруса (Мамбетов, Репина, 1979).

Таким образом, все палеонтологические данные из надтиллитовых толщ в Тянь-Шане и Каратау с несомненностью свидетельствуют о догоммотском возрасте Улутая-Тяньшаньского тиллит-тиллоидсодержащего комплекса и доманыкайском (донемакит-даддынском) возрасте значительной по объему его части. Исключение может составить лишь байконурский горизонт, поскольку существует мнение о возможной одновозрастности киршабактинско-беркутинского горизонта всему или только верхней части байконурского горизонта.

Авторы склоняются к той точке зрения, которая предполагает, что киршабактинско-беркутинский горизонт, верхняя часть которого без сомнения является аналогом маньчжуйского = немакит-даддынского горизонта, располагается стратиграфически выше байконурского горизонта. Основанием для такого заключения, как уже говорилось, служат наблюдения о перекрытии последнего в ряде районов доломитами,

типичными для беркутинской свиты. Более того, в основании этих доломитов наблюдались реликты коры выветривания, которая столь характерна в подошве киршабактинской и беркутинской свит (Королев, Максумова, 1976). По-видимому, эта же кора выветривания считалась подкембрийской (Адышев и др., 1967; Максумова, 1973).

Из приведённого выше обзора можно заключить, что Улу-тау-Северотлышаньский тиллит-тиллоидсодержащий комплекс заключен в интервале от 700 до 600 млн лет в абсолютной геохронологии. Его нижний актугайско-чичканский горизонт, вероятно, судя по строматолитам, содержащимся в нем, соответствует кудашу, а кровлей служат манрайские (немакит-далдынские) образования, залегающие на этом комплексе несогласно, с корой континентального выветривания по поверхности несогласия.

В тиллит-тиллоидсодержащем комплексе органические остатки встречены в обломках карбонатных пород, имеющих местное происхождение. Таких находок немного. В тиллоидах Айрансу в хр. Джетынтау обломки доломитов содержат III и IV комплексы микрофитоцитов. К III комплексу относятся находки *Asterosphaeroides radiosus* Z.Zhur., *Mubecularites uniformis* Z.Zhur. в районе р. Узунтурук, а к IV - *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z.Zhur. по р. Айрансу, ниже железорудных горизонтов. В тиллоидах Арчалы в междуречье Шортор-Эгизтор найдены микрофитоциты IV комплекса *Ambigolamellatus aff. horridus* Z.Zhur., *Mubecularites abustus* Z.Zhur. В хребте Нарын-тау обломки карбонатов в тиллоидах содержат *Ambigolamellatus horridus* Z.Zhur., *Volvatella* sp.

В байконурских тиллитах микрофитоциты на карбонатных обломках определялись только в сборах В.Г. Королева и В.В. Киселева по р. Баласвустандык. По заключению Б.Ш. Клингер, это - *Vesicularites bothrydioformis* (Краснор.), сетчатые структуры группы *Margovella* (?), известной из немакит-далдынского горизонта. В вадунах доломитов из терексайской свиты в междуречье Узунакмат-Талдыбулак найдены *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *Mubecularites abustus* Z.Zhur. Большой список микрофитоцитов получен из карбонатных обломков в учбасских конгломератах (Малый Картау): *Ambigolamellatus horridus* Z.Zhur., *Mubecularites antis* Z.Zhur., *Vesicularites*

*bothrydiaformis* (Красноп.), *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *V. bicolor* Revenko, *V. tortuosus* Reitl., *Volvaella zonalis* Kar., *Oeagis monolamellosa* Z.Zhur., *Oe. corticosa* Kar., строматолиты. В доломитах аксумбинской свиты по р. Карагур Р.А. Максумова найдены *Veicularites*, возможно, *V. concretus* (?) Z.Zhur.

Все эти формы характерны для юдомского комплекса Сибирской платформы.

В литературе опубликованы данные о находках микрофоссилий в породах тиллит-тиллоидсодержащего комплекса (Краськов, Смирнова, 1982). В байконурских отложениях выявлен вендский комплекс акри-тарх с *Bavlinella faveolata* Sher., *Asperatorporosphaera partialis* Sher., *A. magna* Sher., *Oryzatorphaeridium rubiginosum* Andr., рядом маргинатных форм. В байконурских тиллитах отмечена нижнекембрийская ассоциация с маргинатными формами *Margominuscula rotunda* Puch., *Archaeodiscina uschelata* Volk., *Baltisphaeridium orbitulare* Volk., *Caenenites variable* Volk., *T. tenellus* Volk. (определения А.И. Ильченко). Эти данные нуждаются в дальнейшем изучении. Нам представляется вероятным, что большая часть акриатарх является вымтой. В аксумбинской свите Л.И. Боровиков обнаружил отпечатки кишечнополостных (?) организмов, пока не изученных спелемалейстам.

Таким образом, в карбонатных обломках на всех уровнях тиллитоносного комплекса присутствуют органические остатки венда.

Совокупность всех вышеприведенных биостратиграфических и радиогеохронологических данных свидетельствует о принадлежности Улу-тау-Северотяньшаньского тиллит-тиллоидсодержащего комплекса к вендской системе, обоснованной Б.С. Соколовым (1952, 1964, 1972, 1975, 1979). Следует заметить, что в Тянь-Шане тиллитоносные толщи не ограничиваются нижним вендом, как принимается при подразделении венда на два отдела, но завершают верхний отдел системы, соответствующий восточной серии Восточно-Европейской платформы. Таким образом, "тиллитовый" критерий для разделения венда на два отдела надежен в европейских регионах, а в Азии он должен применяться с оговорками. Как будет показано далее, мы соглашались с Н.М. Чумаковым (1978) в том, что его лапландскому горизонту соответствует свита Дзетимту. Если это так, то разделение вендской системы на два отдела в Тянь-Шане должно проходить по кровле арчманьского горизонта.

## КОРРЕЛЯЦИЯ

Корреляция отдельных разрезов тиллит-тиллоидсодержащего комплекса в Тянь-Шане встречает ряд трудностей. Тем не менее выделение трех ледниковых горизонтов, разделенных межледниковыми уровнями, нам представляется справедливым. Это подтверждается сопоставлениями с разрезами сходных по составу, строению и стратиграфическому положению образований в других регионах.

**К и т а й .** Ныне в синийской системе Китая описываются три горизонта ледниковых отложений (снизу): Чанань (Changan), Наньто и Лочуань (Wang и др., 1981; Shen и др., 1981). Они разделены межледниковыми горизонтами.

В Куруктаге (Восточный Тянь-Шань) представлены все горизонты (Макурин, 1960; Gao и др., 1980; Wang и др., 1981). Первоначально разрезы верхнего докембрия и нижнего палеозоя Джетымтау и Куруктага были сопоставлены В.Г. Королевым (1957). При этом использовалась схема Э. Норина (1940). Параллелизовались свита Джетымтау и свиты Терезкен и Куккенгол, "верхние тиллитоподобные конгломератопесчаники" в основании шорторской свиты и валунно-галечные песчаники в почве свиты Торсуктаг.

Сейчас такая корреляция может быть существенно уточнена. По данным Gao Zh., Peng Ch. и др. (1980), разрез докембрия Куруктага таков (табл. II). Из-под куруктагской тиллитокосной серии выходят верхнерифейские известняки, принадлежащие системе Цзыяньбайкоу. В них содержатся строматолиты *Katavia cf. karatevica*, *K. minuta*, *Jugoslavica procava*, *Jur. f.*, *Tungussia f.*, *Kotucania f.*, *Baicalia f.*, *Gymnolen f.*, *Patomia piquiangensis*, *Svetliella kuruktadensis*, *Chihniella f.*, *Xinjiaogella f.* Это свита Бейшантаг. Она прорвана гранитоидами.

Куруктагская серия залегает несогласно, с большим разрывом.

В ней выделяется восемь свит (снизу):

1. Байиси - 640-1670 м. По данным Wang Y., Lu S. и др. (1981), представлена переслаиванием потоков лав основного и среднего состава, туфов, различной мощности (до 150 м) слоев ледниковых конгломератов, латерально переходящих в морские песчаники и алевролиты. Отмечены железорудные проявления. Подчеркивается высокое содержание ледниково-морских отложений. Коррелируется с ледниковым горизонтом Чяньнь.

2. Чаобошань - 360-770 м. Начинается песчаниками, которые сверху переходят в переслаивание алевролитов и сланцев. Местами сверху появляются кислые эффузивы.

3. Алтынгол - 485-1525 м. Залегает с разрывом. Нижняя четверть сложена тиллитами, выше залегают песчаники. Тиллиты отчетливо стратифицированы, содержат прослой хорошо отсортированных кластических пород (Gao и др., 1981).

4. Терезкен - 690-1845 м. Нестратифицированные тиллиты с линзовидными пачками сланцев. По данным Gao и др., содержание камней обычно 15-30%, иногда до 70%. Они полуугловатые, рессечены в основной массе, редко образуют конгрегации. Размер до 1-3 м. Хорошо сохранилась ледниковая штриховка.

Свиты Алтынгол и Терезкен коррелируются с ледниковым горизонтом Наньто (Wang и др., 1981). Они считаются ледниково-морскими и наземными ледниковыми отложениями.

5. Заокты - 560-790 м. Залегает с разрывом. Песчаники, внизу с пачками сланцев. Вверху замещаются основными туфами.

6. Юкянгол - 80-585 м. Сланцы, песчаники, алевролиты.

7. Шуичуань - 135-310 м. Нижняя половина - известняки и доломиты, верхняя - песчано-глинистые сланцы, прослой песчаников, основные и средние эффузивы. Найдены вендотения (Gao и др., 1981).

8. Хонголчоны - 140-465 м. Залегает на нижележащей свите с разрывом. Преобладают массивные неслоистые ледниковые конгломераты, включающие валуны и глыбы до 3,0 м в поперечнике в песчано-глинистом матриксе. Обломки полуугловатые с вдавленными гранями, штриховкой, трещинами, заполненными жильным материалом. В ряде разрезов кровлю тиллитов представляют варповидные глины с drop-stones.



Wang и др. (1981) интерпретируют тиллиты Хонголчоны как наземно-ледниковые, флювиоглициальные и ледниково-озерные отложения. Исследователи справедливо полагают, что эти образования прослеживаются вдоль Тянь-Шаня в Большой Каратау, они могли продуцироваться горными ледниками. Такое сравнение проводилось и нами (Королев, 1957, 1960), Wang и др. (1981) считают возможным выделение "Древнего Циньлин-Тяньшаньского тиллитового пояса" для того времени, которое в нашей работе именуется байконурским.

По всему разрезу тиллитоносной куруктагской серии выделены сфероидные акритархи, в общем соответствующие венду.

Выше тиллитов Хонголчоны дисконформно залегает свита Ситашань По Ху Шуюну (1958) на тиллитах развита кора выветривания, венчаемая железистой коркой (0,3 м). Над ней залегают глинистые известняки (до 5,0 м), содержащие песчинки кварца, фосфатизацию и окремнение. Затем следуют фосфатизированные кремнистые породы (до 10,0 м с пластом фосфорита (0,5 м). В них содержатся *Lingulella* sp., *Protocardia*, *Epirhyton* sp. Затем идут шаровые андезитовые лавы (30,0 м), кремнисто-туфовые породы (100,0 м), известняки с редкихими, палеолемусами, кутениями, археоциатами.

В свите Ситашань можно видеть аналоги кырабактинско-беркутинского горизонта Тянь-Шаня с корой выветривания под ним, чулактауского фосфоритоносного горизонта без трилобитов (т.е. томмотского яруса), атдабанских образований с редкихими (табл. I).

Таким образом, в Куруктаге мы различаем все те же подразделения тиллитоносного комплекса, что и в Тянь-Шане. Свита Джэнтмтау может параллелизоваться со свитами Байиси с железорудными проявлениями (=айрансуьский горизонт), Чжаобишань (=данганьский горизонт), Алтынгол и Терезкен (= арчалинский горизонт). Свиты Замокты, Юккенгол, Шучуань эквивалентны джаколотскому горизонту, а свита Хонголчоны - байконурскому горизонту. Надтиллитовые толщи состоят в Куруктаге из тех же подразделений, что и в Тянь-Шане - аналогов немакит-даддынского горизонта, томмотского и атдабанско-ленского ярусов (Королев и др., 1973).

Разрез, очень близкий куруктагскому, можно видеть в Аксу-Кельшинском районе Синьцзянь-Уйгурского округа. Ранее здесь тил-

литы не описывались. По данным Gao Zh., Qian J. и др. (1982), на фллитях досинийской группы Аксу несогласно (?) залегают толщи, относящиеся к синийской системе. Среди них выделяются (снизу):

1. Свита Цзяонобулак (нижнетиллитовые слои). Песчаники, алевролиты с валунами и drop-stones.
2. Свита Юинейк (верхнетиллитовые слои), состоящая из двух частей: внизу - сланцы с гальками, алевролитистые сланцы; сверху - моренные конгломераты. Залегает несогласно.

Мощность тиллитовой толщи в сумме около 400 м (Wang и др., 1981). Она сопоставляется со свитами Алтынол и Теразкен Куруктага (Wang и др., 1981), хотя не исключено, что ее следует сопоставлять как с этими свитами, так и с нижележащими свитами Байиси и Чжэобиньань. Представляется очень вероятным сопоставление тиллитоносных толщ Кельшинских гор со свитой Джетымтау.

3. Свита Согетбулак - песчаники, алевролиты. Мощности до 3000 м (Wang и др., 1981).
4. Свита Цикбулак - доломиты со строматолитами и микрофито-литами - 300,0 м.

Свиты Согетбулак и Цикбулак можно сопоставить со свитами Замокты, Юкэнтод, Шучуань Куруктага и, соответственно, со свитой Джакболот хр. Джетымтау.

Аналоги свиты Хонгодчоны (= байконурского горизонта) в Кельшинтаге не выявлены. Выше свиты Цикбулак несогласно залегают нижнекембрийская карбонатная свита Норбулак, содержащая остатки ридий.

В Южном Китае все три ледниковых горизонта в едином разрезе не встречены. Корреляция ледниковых горизонтов разными авторами проводится по-разному. По-видимому, можно выделить три типа разрезов: 1) с нижним и средним горизонтами тиллитов, венчаемых карбонатными толщами (провинции Гуанси, Гуйчжоу); 2) со средним горизонтом тиллитов, подстилаемым аркозовыми песчаниками и перекрываемым сланцево-карбонатными толщами (долина р. Нипзы, провинции Шань и Сычуань); 3) с верхним горизонтом тиллитов, несогласно залегающим на досинийских (в узком смысле) образованиях и перекрытым с несогласием фосфоритоносным нижним кембрием (провинция Хэнань).

В южном типе разрезов с двумя нижними горизонтами тиллитов выделяются следующие свиты (снизу), несогласно залегающие на до-сирийских образованиях с возрастом по разным методам от 700 до 850 млн лет (Liao Sh.-F., 1981):

1. Свита Чанань - 500-1350 м, до 3700 м. Светло-зеленые, с пачками пурпурно-красных ледниковые конгломераты, преимущественно с глинистым матриксом, в нижней части песчанисты. Прослои и линзы песчаников с галькой и ripple-marks, варвоподобных глин. Обломки разных размеров, треугольной и полигональной форм, со штриховкой, полированной поверхностью, вдавленными гранями, трещинами с хильным заподнежком. Рассеянные валуны представлены песчаниками, сланцами, гранитами, хильным кварцем, фельзитами, андезитами, порфирами, основными изверженными породами (Wang и др., 1981). Предполагается, что свита имеет ледниково-морское происхождение.

2. Свита Фалу - 100-1000 м. Преимущественно зеленые с редким пачками пурпурно-красных песчаники и глинистые сланцы, часто горизонтально-слоистые. В верхней части свиты породы содержат гальку разных размеров, несортированную, окатанную. Состав ее разнообразен: кварциты, глинистые и кремнистые сланцы, кислые вулканические и интрузивные породы, средние и основные вулканыты. В нижней части - прослои полосчатых гематито-кремнистых пород, местами встречается магнетитовые руды (Sheu и др., 1981). Отмечаются прослои доломитов. Породы обогащены органическим материалом (Wang и др., 1981).

3. Тиллиты Наньто - от 25-50 м до 3000 м (Liao Sh.-F., 1981). Зеленовато-серые, реже пурпурно-красные массивные ледниковые конгломераты. Насыщенность обломками редко достигает 40%. Размер различный, до валунов в I м поперечником. Многие камни фасетированы, некоторые полированы. Описано более 30 разновидностей пород в обломках.

Выше (местами несогласно) залегают карбонатные породы свит Доушаньто и Дэнин, относящиеся к верхнему синию. Местами в основании свиты Доушаньто отмечены следы размыва и конгломераты. Свита

Дэнин с размывом перекрывается фосфоритоносной свитой Лейбо, отходящей к дотрилобитовому ярусу Мейшучун.

Для северного типа разрезов характерен разрез ущелья р. Янзы (Wang и др., 1981; Chen и др., 1981). В этом разрезе присутствует лишь средний ледниковый горизонт - тиллит Наньто (Келлер, 1983). Мощность его сильно варьирует. Wang и др. (1981) приводят разрез мощностью около 800 м, А.В.Ильин (1983) для восточной части провинции Юннань - 25 м, Б.М.Келлер (1983) - 155 м.

Тиллиты Наньто залегают на свите Дянтю (р.Янзы) или на свите Ченизян (Юннань), представляющих аркозовыми песчаниками с галькой. Эти свиты несогласно срезаны эрозионной поверхностью массива гранитоидов с возрастом 800-860 млн лет. Выше тиллитов следуют (снизу) свиты Доушаньто и Дэнин. Верхняя часть последней китайскими геологами относится к ярусу Мейшучун, который они считают эквивалентом томмотского яруса нижнего кембрия Сибирской платформы. Нижняя часть этого яруса (нижн пачки Тяньчжушань), вероятно, соответствует немакит-далдынскому (манькайскому) горизонту и, соответственно, верхней части киршабактинско-беркутинского горизонта Малого Каратау, отнесение которых к нижнему кембрию неоспорно. Имеются в виду слои с *Circotheca - Anabarites triculcatus - Prothertzina anabarica* (Xing Y., Ding Q., Luo H., 1982).

Разрезы, в которых развит лишь верхний тиллитовый горизонт, прослеживаются на северных склонах Циньдяня и в горах Хеланшань, главным образом южнее р.Хуанхэ. Это наиболее северная полоса выходов тиллитоносного комплекса. Тиллиты несогласно залегают на толщах разного возраста, вероятно досинийских, и несогласно перекрывают фосфоритоносной свитой нижнего кембрия с *Bergeoniellus*, *Kutorgina* (Wang и др., 1981).

Ma Yongji (1981) подробно описал разрез тиллитоносной свиты Лочуань в Хэнани. В ней выделяются две части. Нижняя часть - собственно тиллитовая. Ее мощность - 95,0 м. Верхняя часть сложена хорошо слоистыми и пурпурно-красными песчанистыми сланцами - 95,0 м.

Тиллиты Лочуань содержат 10-20% камней размером от 1 до 15 см, полуугловатой и угловатой формы. Встречаются валуны до 1,2 м в поперечнике. Характерны вдавленные грани, ледниковая штриховка.

Матрице доломитовой и доломитово-глинистой, песчанистой. Обломки представлены кварцитовидными песчаниками, доломитовыми известняками, песчанистыми сланцами. На камнях характерна доломитовая глинисто-железистая корка в 0,02-2,0 мм толщиной. Снос происходил с СЗ и ССЗ.

На западе, в горах Хэнань-Шань, эквивалентом свиты Лочуань является свита Чжэньмаквань (Wang и др., 1981). Она также имеет двухчленное строение: внизу тиллиты, сверху сланцы. Свита несогласно налегает на карбонатные толщи рифей, перекрыта несогласно фосфоритоносными конгломератами нижнего кембрия. Связки верхней части содержит остатки Sabelliditidae, что позволяет предполагать их возраст синхронным с возрастом ровейского горизонта Восточно-Европейской платформы или немakit-ладинского (маньчжуйского) горизонта Сибирской платформы, занимающих промежуточное положение между вендской системой и томьютским ярусом нижнего отдела кембрийской системы. Соответственно, в Тянь-Шане им отвечает киршабактинско-беркутинский горизонт, тогда как составляющим нижнюю часть свиты тиллитам - байконурский горизонт.

Итак, в Китае разрез тиллитсодержащего комплекса чрезвычайно сходен с разрезом этих образований в Тянь-Шане и Каратау. Это подчеркивается и сходством перекрывающих комплекс образований, содержащих дотрилобитовую фауну и месторождения фосфоритов.

Китайские геологи выделяют три эпохи оледенений. Древнее оледенение Чанань оставило мощные толщи ледниково-морских отложений не юге Китая и в Северо-Восточном Сынцзяне. Предполагается, что ледники спускались в море с северного континента, плавающие льды равномасштабности. Наиболее ранний возрастной предел ледниковья Чанань - 800 млн лет. Таков уран-свинцовый возраст суббулканических габбро-диабазов, интродуцирующих те толщи, на которых свита Чанань залегает дисконформно (Wang и др., 1981). Для межгляциальной эпохи Фау характерны железорудные проявления - пологачетые гематитовые кремнистые породы, как и в даунгинском горизонте Тянь-Шаня. Вполне вероятно оставление айрансулукского горизонта и ледниковых отложений Чанань.

Ледниковая эпоха Наньто является максимальной. Оледенение охватило весь Южный Китай, широко представлено и в западных провинциях. Тиллит Наньто образован как морскими, так и континентальными отложениями. Китайскими геологами он рассматривается как важный геологический маркер для международной корреляции. Тиллит Наньто залегает выше межледниковой свиты Фалу с железными рудами и перекрывается мощными толщами осадочных пород, предшествующих самым древним кембрийским отложениям. Для этих толщ характерно большое количество карбонатов, отмечены фосфаты, галит, гипс, свидетельствующие о потеплении климата. Wang и др. (1981) отмечают, что в эту эпоху потепления появились гигантские водоросли, сплунки губок и черви - предшественники кембрийской биоты (свиты Доушаньто, Дэннин). В верхней части отмечены вендетники (свита Шунчуань, Куруктаг).

Для тиллитов Наньто и перекрывающих толщ имеется ряд рубидий-стронциевых определений изотопного возраста по породе. Интервал возраста оледенения оценивается в 720-680 млн лет.

Позднесилурийское оледенение прослеживается от Западной Хэнаня через Южную Шанси, вдоль северного склона хребта Циньлинь и гор Хеланшань в Синьцзян. Поздние тиллиты вооду непосредственно подстилают фосфоритносные свиты кембрия, отделяясь от них несогласием, и залегают на самых разновозрастных обрезованиях. Свита Дочуань и ее аналоги имеют двухчленное строение: внизу тиллиты, сверху варвоподобные глинистые породы. В последних обнаружены tabelliditidae.

Выше отмечалось, что верхние тиллиты прослеживаются в виде толща протяженностью несколько тысяч километров еще далее на запад, в Советский Тянь-Шань, Большой Каратау и далее в Северный Казахстан. Им соответствует байконурский ледниковый горизонт Тянь-Шаня. Возможно, как полагают китайские геологи, верхние тиллиты и карбонатные породы свиты Дэннин находятся на одном стратиграфическом уровне. В Куруктаге тиллиты Хонголчоны и свита Шунчуань содержат тот же комплекс микрофоссилий, что и карбонаты свиты Дэннин (Wang, 1981).

В свите Дэннин и в верхней части верхних тиллитов обнаружены табеллидиты.

Свита Доушаньто, сопоставляемые с ней межтиллитовые свиты

Куруктага и Кальшинтага вполне соответствует джамболотскому горизонту Тянь-Шаня, а заключенные между ними и железоносным интерглатциалом Фалу тиллиты Наньто - арчалинскому горизонту. О параллелизации яруса Мейшучун с кырабактинско-беркутинским и фосфоритносным чулантауским горизонтами уже говорилось.

**К а в а х с т а н .** В 60-х годах нами посещен ряд районов развития тиллитовых отложений в Центральном Казахстане. Эти работы осуществлялись постоянной комиссией по стратиграфии позднего докембрия МСК СССР. Организатором их был Б.М.Келлер. Ознакомление с разрезами верхнего докембрия было особенно благоприятным, так как оно происходило с участием геологов-съемщиков. Так, в Улутау нам помогали Ю.А.Зайцев и Л.И.Филатова, на Атасу-Моинтинском водоразделе - А.В.Авдеев, В.Д.Вознесенский, в Чу-Илийских горах - А.А.Недовизин и С.Г.Токмачева. Позднее И.И.Никитченко помог нам ознакомиться с верхним докембрием и нижним палеозоем Коксу-Текелийского района в Джунгарском хребте.

В Центральном Казахстане тиллитоносные отложения развиты довольно широко, но обычно в одном разрезе встречается лишь один уровень тиллитов, непосредственно подстилающий кембрий, т.е. соответствующий байконурскому горизонту. Соотношения с ним более низкого уровня тиллитов непосредственно не всегда наблюдаются, но предполагаются с большим основанием.

Южный Улутау явился тем районом, где была выделена байконурская свита тиллитосодержащих пород (Боровиков, 1955). В последующие годы выяснилось, что здесь есть и более древний уровень с тиллитами - сатанская свита, сопоставленная со свитой Джетымтау Тянь-Шаня (Зайцев, Королев, Филатова, 1966). Наиболее подробное описание тиллитовых толщ в Южном Улутау дано Ю.В.Зайцевым и Т.Н.Харасковой (1971, 1977, 1979).

Большой интерес представляет колдыбайшинская свита, включенная Ю.А.Зайцевым и Л.И.Филатовой в майтубинскую серию нижнего протерозоя. Эта свита очень напоминает свиту Джетымтау Тянь-Шаня. В ней около 50% мощности составляют конгломерато-сланцы с рассеянными гальками и валунами (до 0,1-0,2 м) различных гнейсовидов, порфиров и порфиритов, мраморов, кварцитов. Характерны также хлорито- и серпичито-кварцевые сланцы, встречается прослой доломито-

вых мраморов, а также гематитовые сланцы, нередко с рассеянными гальками и валунами, песчинками кварца. Колдыбайлюкская свита несогласно залегает на разных подразделениях основной части майтубинской серии. Соотношения с более молодыми толщами неясны, большей частью тектонические. Видимая мощность свиты достигает 650 м.

Собственно тиллитосодержащие толщи заполняют Байконурский синклинорий (Боровиков, 1955; Кнппер, 1963; Зайцев, Хераскова, 1971, 1979). Они объединяются в улутаускую серию, построенную очень сходно с джетимской серией (табл. III).

Доулутауские толщи также близки тяньшаньским дождетимским толщам. Среди них выделяются коксуйская и акбулакская серии. Коксуйская серия сложена главным образом лишиаритовыми порфирами и их туфами, разделенными на две части толщей диабазовых порфиритов и их туфов. Мощность достигает 5000 м. Возрастные датировки по ширконам колеблются от 700 до 900 млн лет. По стратиграфическому положению и формационной принадлежности к наземной порфир-туфовой контрастной формации коксуйская серия параллелизуется со свитой Большого Нарина Тянь-Шаня (Зайцев, Королев, Физетова, 1966) или, во крайней мере, с ее верхней частью.

Акбулакская серия залегает с разрывом на коксуйской, состоит из двух крупных ритмосвит, каждая из которых начинается конгломератами, сменяющимися ритмичным переслаиванием гравелатов, песчаников и туфопесчаников, и завершается кремнистыми туфитами, туфовалевролитами и туфопесчаниками. Характерны внутренние разрывы. Мощность до 1400 м. Конгломераты разногалечные полимиктовые из хорошо окатанных галек и валунов, главным образом вулканитов коксуйской серии, затем - гранитоидов, кварцитов. Тонкообломочные породы имеют тонкую горизонтальную слоистость-полосчатость, в них наблюдаются следы разрывов, послонных ошоззаний. Акбулакская серия своим груборитмичным строением, составом очень близка постунбулакской (Дзынлбельской) свите Тянь-Шаня и на этом основании относится яе к постунбулакскому горизонту.

К улутауской тиллитоносной серии принадлежат следующие свиты (снизу): калтауская, сатанская, бозылгенская и курайливская. Байконурская. Полный разрез выходит на восточном крыле Байконур-



ского синклиория – западном крыле Майтубинского антиклинария.

Жалтауская свита (350–550 м) залегает с разрывом и несогласием на акбулакской и коксуйской сериях и более древних образований. Свита имеет трехчленное строение (Зайцев, Хераскова, 1979). Нижняя пачка кварцевых гравелитов (50–120 м) представляет собой переслаивание кварцевых песчаников и кварцевых гравелитов, внизу с линзами конгломератов. Средняя пачка кремнистых сланцев, или нижний фосфатный горизонт (70–180 м), сложена углеродисто-кремнистыми, углеродисто-глинисто-кремнистыми сланцами, пизолитовыми алгофосфатами с тонкими прослоями онколитовых и обломочных известняков, баритовых пород. Верхняя пачка углистых филлитов (0–300 м) состоит из углеродисто-глинистых сланцев с прослоями и пачками полимиктовых и кварцевых песчаников, гравелитов, в кровле содержит пласты онколитовых известняков.

Жалтауская свита по строению и составу сходна с образованиями, составляющими актугайско-чичканский горизонт Тянь-Шаня: нижняя пачка – с актугайской свитой, средняя и верхняя – с чичканской. В ней содержатся микрофолиты юдомского комплекса *Ooegia concrescentia* Kling., *Vesicularites lobatus* Reitl., *Ves. f. nova* (определения Б.Ш.Клингер).

Сатанская свита (0–700 м) в полных разрезах состоит из трех частей (Зайцев, Хераскова, 1971, 1979). Нижняя пачка тиллоподобных конгломератов (до 600 м) сложена грубостратифицированными, внизу зеленовато-, сверху лиловато-серыми конгломерато-сланцами. В сланцеватом фидлативированном хлорито-серпичито-глинистом цементе рассеяны гальки разного состава: доломиты, плагиопорфириты, кислые эффузивы коксуйской серии, жалтауские сланцы и гравелиты, порфириты, диабазы, кварциты, гранитоиды, яшмокварциты. Встречаются валуны и глыбы, главным образом, доломитов. Подчиненными являются прослойки и линзы филлитовидных сланцев, иногда туффитов, гематитовых сланцев до 10 м мощностью ( $Fe_2O_3$  – 69%, FeO – 6%). В верхней части пачки матрикс тиллоидов обогащается углеродистым материалом.

Средняя пачка (от 160 до 350 м) состоит из тонкослоистых тонкопослойчатых кремнистых алевролитов, туффитов пестроцветной окраски, подчиненных песчаников, конгломератов.

верхняя пачка (40-50 м) представлена табачно-зелеными тиллоидами. Это - аргиллиты с включениями расщепленной гальки асблестных эффузивов, гранитов, редко доломитов и кварцевых песчаников. Выше залегает бозингенская свита.

Сатанская свита по стратиграфическому положению и строению может параллелизоваться со свитой Джетынтау. Обе они состоят из двух тиллоидных горизонтов (нижний с железорудными проявлениями) и одного мезотиллоидного.

Бозингенская свита залегает согласно на сатанской. Она сложена слоистыми и массивными доломитами, известняками с прослоями карбонатных брекчий и валунистых конгломератов, полимиктовых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев. Окраска, в основном, серая и зеленовато-серая, встречаются пачки и слои красноцветных пород. Мощность достигает 100 м. В доломитах бозингенской свиты определены микрофитоциты IV (юдомского) комплекса *Ovagia conglomerentia* Kling., *Vesicularites lobatus* Reith (определения Б.Ш.Камингер).

К западу бозингенская свита замещается курайлинской свитой (Зайцев, Хараскова, 1971, 1979). Ее основание не вскрыто. В ее разрезе, осмотренном нами в 1964 г., выделяются (снизу):

1. Черные тонкослоистые пиритсодержащие углеродисто-глинистые сланцы и алевролиты с линзами и прослоями доломитов - 20-30 м.
2. Чередование пачек зеленых алевритовых, алеврито-глинистых сланцев, песчаников, редкие горизонты вишнево-серых сланцев - 100-150 м.
3. Чередование пачек ярко-зеленых и вишнево-серых нередко тонкослоистых глинистых, алеврито-глинистых сланцев и тонкозернистых песчаников - до 150 м. Отмечены внутренние размывы, тонкая косая слоистость, следы оплывания ила.
4. Светлые розовато- и зеленовато-серые ленточно-слоистые известняки и пестроокрашенные сланцы - 30-50 м.
5. Чередование тонкослоистых пачек серых тонкослоистых известняков с пачками темно-серых тонкослоистых глинистых сланцев - 20 м.
6. Черные тонкоплитчатые тонкослоистые глинистые сланцы типа аспидных - 40-50 м.

Суммарная мощность вскрытой части курайлинской свиты порядка 350-400 м.

Курайлинская свита хорошо сопоставляется с карагурской и якуминской свитами улутауской серии Большого Каратау, с верхней частью свиты Джакболот джетымской серии Тянь-Шаня и также может относиться к джакболотскому горизонту.

Выше нее по резкому контакту залегает байконурская свита тиллитов, переходящая на восточном крыле Байконурского синклинория на бозингенскую свиту, а еще восточнее, на западном крыле Майтубинского вятиклинория - на жалтаускую свиту.

Байконурская свита в Южном Улутеу изучена подробно (Волги, 1966; Боровиков, 1955; Книшпер, 1963; Зайшев, Хераскова, 1971, 1979). На ее описании мы не останавливаемся. Сопоставление ее с верхними тиллитами Большого Каратау и Тянь-Шаня не вызывает сомнений. Отметим, что в составе галек и валунов присутствуют карбонатные породы курайлинской, бозингенской и жалтауской свит, фтаниты и фмалиты жалтауской свиты, кремнистые туффыты акбулакской серии, вулканиты коксульской и майтубинской серий, разные гранитоиды. Форма обломков разнообразная. В метрике Ю.А. Зайшев и Т.И. Хераскова отметили примесь широкопластического материала. А.А. Книшпер (1963) зафиксировал на поверхности обломков штриховку, иногда двух направлений. Преобладают несложные породы, но встречаются пачки с ритмичным чередованием слоев (Книшпер, 1963).

Характерную особенность байконурских тиллитов в Улутеу составляет множество валунов (0,2-0,3 м, до 1,0 м в поперечнике) микрокристаллических карбонатных пород. В них Б.Ш. Клингер определил *Oeagia conoposeoensis* Kling., *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. bothrydioformis* (Красноп.), *V. conopseus* Z. Ehrh., *Vesicularites irregularis* (Reitl.), т.е. тот же видовой комплекс, что и в породах жалтауской и бозингенской свит. Те же формы обнаружены в обломках карбонатных пород во всех грубообломочных свитах Улутеу-Тяньшаньского тиллит-тиллоидсодержащего комплекса в Большом и Малом Каратау и в Тянь-Шане.

Байконурская свита по резкому контакту местами с разрывом перекрывается коктульской свитой камбрия. Фаунистические остат-

ки выявлены лишь в верхней части свиты, где Г.Х.Ергалиев (1965) описав пять комплексов верхнекамерийских трилобитов. В нижней части коктальской свиты наряду с пдомскими микрофитолитами выявлены остатки трубчатых водорослей *Girvanella*, *Ortonella*, встречающихся в немакит-дадынском горизонте Сибиря (Зайцев, Хераскова, 1979). Это позволяет предполагать, что низы свиты принадлежат в основном нижнему кембрию.

**Атасу-Моинтинский район.** На восточном крыле Актау-Моинтинского антиклинория, в Шундянской подзоне Чажогайской (Алтынсынганской) структурно-фацциальной зоны (Зайцев, Хераскова, 1979) выявлен верхний горизонт тиллоидов, залегающий непосредственно под кембрием. Местными геологами эти образования именовались "дырчатый алевролиты". По-видимому, можно выделить и нижние горизонты тиллоидно-тиллоидного комплекса, но не в ледниковой фацции.

В верхней части верхнего протерозоя здесь выделяются копальская и кецелинская свиты.

Кецелинская свита залегает с разрывом на кварцевой актауской свите. Она построена ритмически. Можно выделить три грубых ритма (Зайцев, Хераскова, 1979).

I ритм. В основании залегает грубослойные валунные до глыбовых конгломераты - 30,0 м. Размер валунов от 0,1 до 0,6 м. Они хорошо окатаны, плотно прилегают друг к другу, представлены кварцитами, в промежутках - мелкогалечные разности. Цемент - кварцитовый. Верхняя часть ритма образована кварцевыми песчаниками (30 м) от грубо- до тонкозернистых, включающих редкие гравий и гальку кварцитов. Отмечены грубая слоистость, знаки ряби, мероглифы.

II ритм. В нижней части валунные кварцевые конгломераты (10 м), в верхней - полимиктовые песчаники с прослоями табачно-зеленых алевролитов (20 м).

III ритм начинается валунными кварцевыми конгломератами, чередующимися через 8-10 м с мелкогалечными (80 м), венчается ослеплыми тонкозернистыми до среднезернистыми кварцито-песчаниками с тонкими прослоями и линзами гравелитов и пудинговых мелкогалечных конгломератов (30 м). Суммарная мощность кецелинской свиты около 200 м. Свита характеризуется плохой сортировкой обломочного материала по размеру, однородности по составу.

Копальская свита сменяет ее или согласен, или с разрывом. Она имеет двухчленное строение. Нижняя часть (70-75 м) состоит из тонкослоистых и массивных доломитов с прослоями зеленых доломитистых песчаников и лиловых алевролитов. Неблюдается следы разрывов. Верхняя часть начинается темно-лиловыми алевролитами и мелкозернистыми кварцевыми песчаниками (около 5 м). Выше следуют тиллоиды (65 м), образующие три пачки в 12, 20 и 25 м, разделенные двумя пачками доломитов 8 и 3 м. Свита венчается пластом массивного доломита 5 м мощности. Суммарная мощность тиллоидной толщи около 75 м. В обломочной части тиллоидов отмечены обломки доломитов, кварцитов и лиловых сланцев.

Копальская свита по резкому, возможно, несогласному контакту сменяется аксурянской свитой (кокмемерской - по Н.А.Пуншеву, 1974) песчанистых и алевролитистых фосфоритов, гравелистов, песчаников со спиклами губок, хриолитами(?) внизу (10-70 м) и алевролитов, фосфоритов, фосфатизированных песчаников, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, известняков с фауной трилобитов от вьгренского горизонта низов среднего кембрия до акмолинского горизонта низов верхнего кембрия (10-70 м, по Н.А.Пуншеву собственно аксурянская свита). Выше с разрывом залегают известняки шундинской свиты нижнего-среднего ордовика. Вероятно соответствие нижней части разреза, не содержащей трилобитов, нижнему кембрию.

Верхняя тиллоидсодержащая часть копальской свиты принадлежит байконурскому горизонту; нижняя карбонатная по стратиграфическому положению, составу и литологическим особенностям (следы послойных оползаний неконсолидированного осадка, слои доломитовых брекчий, наличие разрывов) напоминает бозилгенскую свиту и может, соответственно, входить в состав джакловетского горизонта. Если это справедливо, то кенелинская свита может быть фашиальным аналогом свиты Дзетынтау, принадлежащим к фавногляциальному генетическому типу.

**Чу-Илийские горы.** В пределах Бурунтауского вьтклинория тиллоидсодержащие пошпокиянская и бурунтасская свиты были выделены в конце 60-х годов (Келлер и др., 1970; Геология и металлогения... 1976). Из-за сложной тектоники, недостаточной обнаженности стра-

тигратический разрез тиллоидсодержащих толщ расширен недоста-точно корректно.

Сводный разрез можно представить так (Токмачева и др., 1974).

Подтиллоидная дарбазинская свита состоит из двух подсвит:

1) внизу светлые и розовые доломиты, в том числе битуминозные, онколитовые, кремнистые (380 м); сверху - чередование битуминоз-ных доломитов и песчаников (70 м); 2) внизу обломочные доломиты (110 м), выше кварцевые песчаники и конгломераты с галькой доломитов (65 м), затем переслаивание сланцев, доломитов, песчаников (100 м). Суммарная мощность свиты 730 м. Основание свиты не вскрыто.

В нижней подсвите содержатся микрофитоциты *Ovagia monola-*  
*mellova* Z.Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z.Zhur., *Volvatella zo-*  
*nalis* Nar., *Vesicularites cf. congermans* Z.Zhur., а в верхней -  
*Ovagia aff. venta* Z.Zhur., *Volvatella vadova* Z.Zhur., *V. zonalis*  
Nar., *Nubecularites abustatus* Z.Zhur. (определения Б.Ш.Клингер).  
Эти формы отвечают четвертому юдомскому комплексу, по З.А.Журавле-  
вой. Они встречаются в верхней части чаткарагайской и айлампатаус-  
кой свит позднерифейского возраста в Таласском хребте (возраст по  
строматолитам) и в жалтауской и бозингенской свитах улутауской се-  
рии на восточном крыле Байконурского синклинория.

Шошюкинская свита (400-500 м) залегает без видимого несог-  
ласия на дарбазинской свите. В ней можно выделить четыре пачки:

1. 150 м. Глинистые с прослоями железистых сланцы с подчи-  
ненными песчаниками и алевролитами. Содержат единичные гальки до-  
ломитов.

2. 165 м. Пестроокрашенные тиллоиды с рассеянным гравием,  
галькой и валунами до 0,1-0,4 м кварцитов, доломитов, изверженных  
пород, с прослоями и линзами гематитовых алевролитов.

3. 105 м. Пестроцветные алевролиты с тонкими прослоями пес-  
чаников, в верхней части - доломитов.

4. 50 м. Коричневые и вишневые тиллоиды со щебнем и полуока-  
танной галькой кварцитов, доломитов; линзы гематитовых сланцев.  
Матрица тиллоидов - алевропесчаниковая.

В гематитовых сланцах шошюкинской свиты содержание  $Fe_2O_3$  -  
14-32%,  $TiO_2$  - до 0,9%.

Бурултасская свита отделена от шошюкинской разломом. В ней можно выделить четыре пачки:

1. 260 м. Туффи́ты, ту́фогенные песчаники, туфоалевролиты, вверху вулканомиктовые песчаники, гравелиты с горизонтами миндалекаменных диабазов.

2. 60 м. Глинистые сланцы, в кровле - железистые кварциты.

3. 60 м. Насортированные песчаники и алевролиты с гравием и рассеянными гальками кварца, кварцевых песчаников, базальтовых порфиритов, доломитов. Эта пачка рассматривается нами как верхний горизонт тиллоидов.

4. 370 м. Продуктивная пачка. Внизу глинистые сланцы с прослоями доломитов - 50 м; углеродисто-глинистые сланцы, алевролиты, алевропесчаники, линзы доломитов, полиметаллическое оруденение, ванадий, фосфор - 70 м; глинистые сланцы с линзами магнетитовых кварцитов - 60 м; черные ладиты, туффи́ты, зеленые сланцы - 60 м.

Во фтени́тах верхней продуктивной пачки содержатся остатки беззачатковых брахиопод. По-видимому, к этой же пачке принадлежат найденные в 1968 г. А.И.Цыганковым остатки раковинной фауны, определенные В.В.Миссаржевским, как *Torellella* и *Hyolithellus*, встречающиеся в низах нижнего кембрия.

В верхней части бурултасской свиты по изотопным отношениям свинцов Л.И.Шилов для углеродисто-глинистых сланцев принял возраст в  $550 \pm 50$  млн лет, что отвечает верхам венда - низам кембрия. По данным термолуминисцентного анализа возраст - 610-630 млн лет.

Суммируя приведенные данные, можно с достаточной вероятностью предположить, что железоносная шошюкинская свита коррелируется со свитой Джетымтау Тянь-Шаня. В ней так же выделяются два горизонта тиллоидов, разделенных мантиллоидным горизонтом, характерны железоносные сланцы. Нижняя часть бурултасской свиты туффи́то-песчано-алевролитового состава может соответствовать дякболотскому, средняя тиллоидная часть - оайконурскому, в верхняя, видимо, должна относиться к кырмабактинско-беркутинскому и чулактаускому горизонтам.

**Джунгарский хребет.** В Текелийском антиклинории тиллоитовые

слои впервые были выделены А.К.Кавповым и П.К.Жуковым (1969), в дальнейшем подтверждены И.И.Никитченко и др. (1971). И.И.Никитченко (1978) показал, что в этом районе развиты два уровня тиллоидов. Он обособил тиллоидсодержащую тывкянскую серию. Она залегает несогласно с глубоким разрывом на рудоносной части текелийской свиты. Модельный возраст свинца из руд последней составляет 865 млн лет (Спирмятников и др., 1977), что соответствует верхнему рифею. Свинцово-изотопный возраст - 900 млн лет.

Вышележащая тывкянская серия подразделяется на следующие свиты (Никитченко, 1978). Разрез дается снизу вверх:

1. 900-1000 м. Бурханская свита. Филлиты, иногда углеродистые, порфириды, внизу кварцевые песчаники с прослоями гравелитов, в основании конгломерато-сланцы с галькой кварцитов, мраморов, углеродистых известняков и доломитов, плагиогранитов, кварцевых диоритов.

2. 800-900 м. Солдатойская свита. Залегает несогласно с разрывом. Внизу тиллоиды от 50 до 200 м. Состоят из обломков кварца, кварцитов, доломитов, сланцев, редко гранито-гнейсов в карбонатно-глинистом цементе. Затем - известняки с пачками хлорито-серпичитовых микросланцев - 300 м. Углеродисто-глинистые и глинистые известняки, углеродисто-глинистые и глинисто-карбонатные сланцы - 230 м. Известняки, углеродистые известняки, онколитовые известняки и доломиты (210 м), сверху - карбонатные брекчии (100 м). Мощность свиты до 850 м.

В карбонатных породах встречены *Vesicularites obscurus* I.Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *Osagia monolamellosa* I.Zhur., *Angularia elongata* Kling.f.nov. (определения Б.Ш.Клиггар). Этот комплекс отвечает ядомскому.

3. 50-200 м. Майякольская свита залегает с разрывом на солдатойской. В ее основании - фосфатизированные конгломераты с полускатанной галькой кварцитов, кремнево-карбонатных брекчий - 25 м. Выше фосфатизированные песчаники с прослоями алевролитов и глинистых сланцев - 25-150 м. В кровле - тиллоиды с рассеянными обломками кварцитов, доломитов, известняков, кремнистых пород размером до 6-8 см - 10-25 м. Суммарная мощность свиты от 50 до 300 м.



4. 200–300 м. Сатылнская свита кусакской серии. Внизу глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с фосфоритовыми конкрециями. В них видны спиккулы губок, срезы радиолярий. Это кембрийская часть разреза.

Таким образом, в Текелийском антиклинории можно выделить три уровня с тиллоидами: 1) в основании бурханской свиты; 2) в основании солдатсайской свиты и 3) в кровле майликольской свиты.

По-видимому, возможна такая корреляция: майликольская свита эквивалентна байконурскому горизонту, солдатсайская свита – джак-болотскому и арчлянскому горизонтам, бурханская – айрансуйскому и даггинскому горизонтам. Таким образом, в Джунгарском районе, видимо, развиты не два, как думал И.И.Никитченко, а три тиллоидных горизонта. Сопоставление тиллоидных уровней в венте Казахстана дано на таблице III.

**У р а л .** На Урале тиллит-тиллоидсодержащие толщи известны на Полюдовом крае, на Среднем и Южном Урале. В этих районах развиты аналоги двух нижних тиллоидных горизонтов Тянь-Шаня, аналоги байконурского горизонта не выявлены. Тиллоидные образования Урала Н.М.Чумаков (1968) включает в западный ледниковый горизонт, который он разделяет на два ледниковых подгоризонта – нижний норвежский и верхний скандинавский и один межледниковый – норвежско-скандинавский. Свиту Джетымтау Н.М.Чумаков справедливо относит к западному горизонту. Коль скоро так, то с большой вероятностью можно сопоставлять норвежский подгоризонт с айрансуйским горизонтом Тянь-Шаня, норвежско-скандинавский межледниковый подгоризонт с даггинским горизонтом, скандинавский подгоризонт с арчлянским горизонтом.

Такая корреляция принята нами (табл. IV).

**Полюдов край.** Разрез верхов верхнего протерозоя здесь таков (Боровко, 1967; Стратотип..., 1983):

I. Низьвенская свита – 1700–1800 м. Терригенно-карбонатная толща с верхнерифейскими строматолитами *Synprosolea gamayui* Stein., *G.uralicus* (Kryl.), *G.angustetricus* Raab., *Imberia djejjimi* Raab. и др., микрофитолитами *Vesicularites elongatus* Zabr., *V. varoleensis* Zabr. (Раабен, 1964, 1975). В верхней части найде-

на *Linella* cf. *ussa* Kryl. (Раабен, 1975). Состав органических остатков позволяет параллелизовать низьвенскую свиту с миньярской и укской свитами Южного Урала. Глауконит из пород кровли свиты по К-Аг методу дал возраст 755 млн лет (Стратотки..., 1983).

2. Усть-чурочинская свита - 100-1000 м, залегает с разрывом и несогласием на разных горизонтах низьвенской свиты. В ней выделяются пачки (снизу): пестроцветная флюидная терригенная - 100-500 м; кварцитовидных песчаников - около 200-250 м; песчаников, алевролитов, сланцев - 100-130 м. Отмечены волноприбойные знаки, тонкая косая слоистость прибрежно-морского типа. Питавшая провинция на западе. В породах свиты обнаружены киддинеллы. Возраст К-Аг по глаукониту 680-686 млн лет (разброс от 600 до 686 млн лет).

3. Чурочинская (среднечурочинская) свита - около 400-500 м. Залегает с разрывом, без несогласия. Делится на четыре части: 10-15 м базальных конгломератов; около 60 м алевроито-глинистых сланцев и песчаников, 80 м тиллоидов, аркозовых песчаников с гематитом и глауконитом; 30-40 м глинистых сланцев, часто фосфатизированных; 180 м тиллоидов, в кровле 20 м доломитов. Подробное описание тиллоидов дано Н.М.Чумаковым (1978). Свита представляет сочетание ледниково-морских и ледниково-наземных образований. В ней также обнаружены киддинеллы.

4. Ильявжская свита - около 1000 м. Залегает со следами разрыва. Состоит из двух толщ (снизу): а) ленточно-слоистые углеродисто-глинистые сланцы, светлые песчаники с галькой сланцев, в основании - гравелиты и мелкогалечные конгломераты (2-3 м) - 300-500 м; б) зеленые и вишневые песчаники, алевролиты, аргиллиты - 500-600 м. Глауконит из верхней толщи имеет К-Аг возраст 620-640 млн лет.

5. Кочешорская свита - 500-800 м. Залегает со следами разрыва. Состоит из двух толщ: а) в основании конгломераты 2-3 м мощности, выше пестроцветные алевролиты, сланцы, песчаники - 500-600 м; глауконит К-Аг методом имеет возраст 560-590 млн лет; б) светлые полевошпато-кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты - 300-400 м.

Все эти толщи с угловым несогласием и глубоким до 3,0 км разрывом перекрывается пологой свитой предполагаемого ордовика.

Чурочинскую свиту Н.М.Чумаков (1978) относит к лапландскому горизонту.

Соедний Урал. Стратиграфия верхов верхнего протерозоя здесь такова (Аблязия и др., 1982; Стратотип..., 1983):

1. Кедровская серия. Клыктанская свита - 730-1000 м. Карбонатные и сланцево-карбонатные породы, редкие основные и средние эффузивы. В верхней подсвите И.Н.Крылов выявил строматолиты *Tungusia bavaa Kryl.*, *Lipella ukka Kryl.*, *L. sinica Kryl.*, т.е. те же формы, что характерны для укской свиты (худав) Южного Урала. Микрофитоциты, по данным З.А.Хуравлевой, принадлежат одомскому комплексу, но местами присутствуют и микрофитоциты третьего комплекса.

2-4. Бзоегская серия - 890-3700 м. Залегает с несогласием. Состоит из свит (снизу):

2. Осянская свита - 100-300 м. Светлые кварцито-песчаники.

3. Федотовская свита - 500-2200 м. Серые сланцы, песчаники, пачки кислых эффузивов, углеродистых сланцев, карбонатных пород.

4. Усьвинская свита - 200-1200 м. Чередование кварцито-песчаников и пестроцветных сланцев, некоторые с включенностью гематита и магнетита.

Бзоегская серия сопоставляется с криволукской свитой (серией) Южного Урала и с усть-чурочинской свитой (или ее двумя верхними подсвитами) Полюдова края.

5-9. Серебрянская серия тиллит-тиллоидсодержащая. Залегает с разрывом. Состоит из таких подразделений (снизу):

5. Танинская свита - нижняя тиллитовая - 360-800 м. Выделяются тиллитовидные конгломераты с валунами и глыбами экзотических и местных пород, пачками основных вулканитов, магнетитсодержащими сланцами, доломитами. Тиллоиды разделяются на две части пачкой оловястых песчаников, алевритов, сланцев. В гальке встречены микрофитоциты одомского комплекса.

6. Гаревская свита - 570-730 м. Полосчатые и ленточно-слоистые сланцы вилзу, олигомерные песчаники со знаками ряби, косой слоистостью вверх.

7. Кювянская свита - 10-700 м. Пестроцветные оланцы, прослой известняков и доломитов, гематитовых сланцев, тиллитовидных пород, щелочных базальтоидов.

8. Бутонская свита - 150-350 м. Углеродисто-глинистые сланцы с ленточной полосчатостью, встречаются ламинаритовые пленки.

9. Керноская свита - 380-1200 м. Внизу - полевошпато-кварцевые и аркозовые песчаники с желваками и обломками фосфоритов, сверху - чередование пестроцветных песчано-глинистых сланцев и песчаников с прослоями доломитов, оползневыми брекчиями, тиллоидами и щелочными базальтоидами.

В Усьвинско-Сылвицком прогибе к серебрянской серии отнесены вильеинская свита (1500 м) тиллоидов, ленточно-слоистых сланцев, магнетитовых и гематитовых сланцев и перминская свита (>500 м) углеродистых сланцев, кварцито-песчаников, рассланцованных вулканитов.

10-13. Сылвицкая серия разделяется на четыре свиты (снизу):

10. Старопечнинская свита - 450-500 м. В основании 70 м тиллоидов, сверху зеленые и вишневые алевролиты, аргиллиты, песчаники, содержащие редкинские акритархи. Свита залегает с размывом.

11. Перволоцкая свита - 200-300 м. Темно-серые алевролиты, аргиллиты, сверху песчаники. Характерна тонкая полосчатость, фосфатность, тонкие слои фосфоритов.

12. Чернокаменная свита - 1700 м. Флишеидная песчано-алевролитно-аргиллитовая толща, в верхних 150-200 м вишневая и зеленая.

13. Усть-сылвицкая свита - 250-600 м. Красноцветные и зеленые грубослоистые, нередко косослоистые полимиктовые песчаники.

Выше с размывом и несогласием залегает средний-верхний девон.

Сылвицкая серия прорывается дайками габбро-диабазов, калий-аргоновый возраст которых  $590 \pm 20$ ,  $630 \pm 15$  млн лет.

В чернокаменной и усть-сылвицкой свитах Ю.Р.Беккер (1977, 1980) обнаружил остатки эдиакарской фауны Мезозоя.

Составление тиллоидных толщ Полодова края и Среднего Урала производится обычно так: серебрянская серия и чурочинская свита - одновозрастны (Чумаков, 1978; Келлер и др., 1975; Абрамова и др., 1982). В работе "Стратотип рифей" (1983) чурочинская свита сопоставляется только с таининой олитой. Возможен и другой вариант, согласно которому к лапландскому горизонту можно отнести и

старопечнинскую свиту сывзшикой серии или только ее нижнюю тиллоидную часть, сопоставляя вместе с верхами керноской свиты (с тиллоидами) со скандинавским подгоризонтом. Нам кажется, что второй вариант лучше увязывается со стратиграфией Улутай-Северотяньшаньского тиллит-тиллоидсодержащего комплекса: тяньнинская, гаревская и кофринская свиты, содержащие железорудные горизонты, могут соответствовать айрансуйскому горизонту, бутонская и керноская (нижняя подсвита) - дангинскому, верхняя подсвита керноской свиты и старопечнинская свита - арчалинскому; переволокская, чернокаменная и усть-сывзшикая - джакболотскому горизонту. В аналогах джакболотского горизонта в Китае обнаружены *Metazoa*, присутствующие в его аналогах и на Урале.

Южный Урал. В этом районе тиллоидсодержащие толщи выявлены в Башкирском антиклинории, на западном и восточном его крыльях, и в прилегающей части Уралтауского антиклинория. Нам удалось познакомиться с ними в Криволюкском прогибе, на восточном крыле Башкирского антиклинория, по р.Белой, в 1962 г.

На западном крыле Башкирского антиклинория тиллоидная толща выявлена недавно. По описаниям Б.М.Келлера (1983; Стратотип..., 1983), разрез здесь такой (снизу):

1. Укская свита - 230 м. Внизу песчаники, сверху известяки, в кровле доломиты. Строматолиты *Linella ukka Kryl.*, *Patomella kelleri Kryl.* Глаукоцит К-Аг 658,649,633 млн лет.

2. Толпаровская свита - 650 м. Кварцевые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов. Сопоставляется с усть-чурочинской свитой Полюдова крыжа и с криволюкской озерной Восточного склона Башкирского антиклинория.

3. Суировская свита - 300 м. Тонкослойные полосчатые алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников. Характерны тиллоиды с глыбами и валунами доломитов, песчаников, кварцитов, реже гранитов, диабазов. Сопоставляется с кургашлинской (кальтягауской) свитой восточного крыла антиклинория.

Выше с размылом залегает ашлыкская серия. Ее строение таково:

4. Бакевская свита (150 м) песчаников, алевролитов, гематитовых пород. Калий-аргоновый возраст глаукоцита 622 (606)-625(609) млн лет; 5. Урюкская свита (300-400 м) аркозовых песчаников, гра-

велитов, конгломератов. К-Аг возраст глауконита 574 млн. лет.  
6. Басинская свита (600-900 м) алевролитов, аргиллитов. Глауконит, К-Аг - 555 млн лет. 7. Куккарауская свита (350 м) красочетных конгломератов, песчаников. 8. Зиганская свита (350 м) алевролитов, аргиллитов.

На Среднем Урале в аналогах урюкской и басинской свит Ю.Р.Беккер нашел эдиакарских *Metazoa*.

На восточном крыле Башкирского антиклинория разрез тиллоид-содержащих толщ изучали В.Р.Беккер (1968), Б.М.Келлер (1966, 1973, 1983), В.И.Козлов (1982), Н.М.Чумаков (1978). Разрез здесь таков:

1. Укская свита - 400-600 м. Залегает с резким контактом на миньярской свите верхнего рифея. Две подсвиты: а) полимиктовые и кварцевые песчаники, алевролиты, прослой доломитов - 180-370 м; б) известняки и доломиты - 230-260 м. Микрофитоциты вдомского комплекса: *Ambigolamellatus horridus* Z.Zhur., *Vesicularites bothrydioformis* (Красноп.), *V.lobatus* (Reitl.), *Volvatella zonalis* Nar. и др.

2. Криволукская свита (серия) - более 550 м. Состоит из трех пачек: а) чередование песчаников и алевролитов - более 300 м; б) апшакские кварцито-песчаники - 90 м; в) кварцевые песчаники, алевролиты - 80-120 м.

3. Курганлинская (кальтегауская) свита - до 300 м. Залегает с разрывом. Две подсвиты: а) тиллоиды - до 50 м; б) алевролиты, сланцы, прослой песчаников, тонкослоистых - до 140 м и более.

4. Байназаровская свита - 500-600 м. Образована двумя под-свитами: а) полевошпато-кварцевые и аркозовые песчаники, пачки тон-кослоистых алевролитов, прослой гравелитов, конгломератов - 350 м; б) полимиктовые и кварцевые песчаники, прослой сланцев и конгломе-ратов, окраска зеленая и вишневая - 150-300 м.

Выше с разрывом залегает нижний силур.

Апшакские кварцито-песчаники криволукской серии сопоставля-ются с осянкой свитой басагской серии Среднего Урала и подсвитой кварцито-песчаников усть-чурочинской свиты Поладова кряжа. Они мо-гут соответствовать вместе с непосредственно перекрывающими отло-жениями (дотиллоидными) актугайско-чичканскому горизонту Тянь-Ша-ля, а расположенные между кварцитами и укской свитой и ее анало-

гами флишоподные образования - постунбулакскому горизонту. Кургашилинская свита относится к лапландскому ледниковому горизонту Н.М.Чумакова (1978).

В Уралтауском антиклинории В.И.Козлов (1982) выделяет два уровня тиллоидов. Он описывает такой разрез. На иртышской свите с размывом залегают:

1. Байнасская свита - 400 м. Тонкослоистые сланцы, песчаники, прослой конгломератов и доломитов. По-видимому, соответствует криволюкской свите.

2. Аршинская свита - 1000 м. Ее состав: а) тиллоиды - 12 м; б) кварцитовидные песчаники с редкой галькой и кварцитовые сланцы - 300 м; в) метабаазальты, кластолавы, лавобрекчии, туфы, туф-фиты, песчаники - 125-750 м; г) кварциты - 25 м; д) тиллоиды - 330 м. В гальке микрофитоциты четвертого комплекса, тирляские гранитоиды ( $\alpha$  -Рб, 630±60 млн лет); е) кварцевые песчаники - 14 м; ж) сланцы и кварцевые песчаники - 250 м.

Выше с размывом и несогласием залегают ордовик.

Вероятно, байнасская и криволюкская свиты, кургашилинская и аршинская свиты (с тиллоидами) коррелируют между собой.

Б.М.Келлер (1983) разделит кудаш и венд Урала и Восточно-Европейской платформы на такие горизонты: кудаш - укский и криволюкский, венд - древлянский, редкинский и котлинский.

Можно предложить такую корреляцию с Тянь-Шанем: 1) укский горизонт=верхам чаткарагайской свиты; 2) криволюкский = постунбулакскому и актугайско-чичканскому; 3) древлянский = айрансуискому, дангинскому и арчалинскому; 4) редкинский и котлинский = джаксолотскому и байконурскому. Ровенскому горизонту соответствует кыршабактинско-беркутинский, а лонтоваскому - чулактауский.

## ЛИТОЛОГО - ФОРМАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТИЛЛОИДСОДЕРЖАЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Тиллоидсодержащие толщи образуют ряд естественных парагенетических комплексов пород-формаций. В основу выделения формаций положены принципы парагенетических связей, разработанные Н.С.Шатским (1954, 1955). При выделении формаций учитывался не только состав, но и способ сочетания (строения) пород в той или иной толще (Херасков, 1952).

Начало прогибания территории Срединного Тянь-Шаня в вендское время фиксируется накоплением вулканогенно-аркозовой формации, построенной сходно не только в Срединном, но и в Северном Тянь-Шане. Сменяет ее тиллоид-углеродисто-сланцевая железорудная формация. Венчается тиллоидсодержащий комплекс отложений тиллоидной флишиодно-молассовой формацией.

### ВУЛКАНОГЕННО-АРКОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Вулканогенно-аркозовой формации отвечают личиталдысуйская свита Сарыджаза, свита Сарыбельнин-Чонторы хребта Джетынтау, низы узунбулакской свиты Чаткальского хребта, тогда аркозовых песчаников, гниалобазальтов и андезитов низов мурсашской серии Пскемского и Сандалашского хребтов, аркозовые песчаники и конгломераты нижней половины ранской свиты Северо-Западного Каратау, малокаройская серия Таласского хребта и Малого Каратау. Обязательными членами этой формации являются песчаники, гравелиты, конгломераты аркозового состава и вулканогенные породы. Среди последних в хр. Джетынтау преобладают эффузивы и широкластические образования кислого состава, а в Пскемско-Сандалашском горном узле и в Сарыджазском



хребте они представлены гналобазальтами и андезитовыми порфиритами. Вулканогенные породы отличаются повышенной щелочностью.

Вулканогенно-аркозовая формация подразделяется на две субформации: нижнюю терригенную и верхнюю вулканогенную. В различных районах Тянь-Шаня может преимущественно развиваться одна из субформаций, другая же, как правило, сильно редуцирована по мощности. Так, в хребте Джетымтау почти полный объем формации представлен аркозовыми песчаниками и гравелитами (200 м), и только самая верхняя часть ее сложена липаритовыми порфирами и их туфами (50 м). В Северо-Западном Каратау вообще отсутствует вулканогенная субформация. В Пскемском хребте, напротив, основной объем формации представлен вулканогенными породами. Аркозовые песчаники составляют здесь только базальные слои мощностью от 3-4 до 7-8 м.

Сравнительно одинаковые объемы, с несколько большим у вулканогенной, имеют субформации в Таласо-Каратауской зоне Северного Тянь-Шаня. Отметим, что вулканогенно-аркозовая формация наиболее изучена именно в этом районе (Ильинская, Максумова, 1973; Максумова, 1980). Она сложена аркозовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, липаритовыми порфирами и их туфами, андезитовыми порфиритами, гналобазальтами и их туфами.

Песчаники по количественному соотношению слагающих минеральных компонентов входят в семейство аркозовых. Среди актугайских песчаников Таласского хребта и Малого Каратау выделяется две группы: обстевенно аркозы (содержащие 65% кварца, 25% полевого шпата, 10% обломков пород) и аркозово-кварцевые песчаники (50% кварца, 46% полевого шпата, 3% обломков пород). По степени вторичных преобразований песчаники отнесены к зоне измененного глинистого цемента глубинного эпигенеза (Коссовская, Шутов, 1955).

В хребте Джетымтау аркозовые песчаники толщи Сарыбельни-Чонтори изменены сильнее. Структура их бластосаммитовая. Обломки полевого шпата представлены преимущественно плагиоклазом, основная масса песчаников - кварц-мусковитовым агрегатом. Обломки растворены, части структуры инкорпорационного внедрения. В Пскемском и Саядалашском хребтах песчаники низов муршахойской свиты по количественным соотношениям оставших минеральных компонентов так-

же относятся к группе аркозово-кварцевых и аркозовых. Содержание кварца в них колеблется от 45 до 90%, плагиоклазов от 7 до 50%, обломков пород от 3 до 8%. Вмещающая обломки масса часто имеет карбонатный состав.

Состав акцессорных минералов в терригенных породах формации отвечает гранитному (циркон, турмалин, рутил, офея, шпинель, хромшпинелид, малахит, азурит и др.). По степени вторичных изменений породы в различных районах отнесены к зоне измененного, глинистого цемента, глубинного эпигенеза и хлоритовой субформации фации зеленых сланцев (Коссовская, Шутов, 1955).

Песчаники, гравелиты и конгломераты обычно горизонтально-слоистые, но в отдельных районах (Северо-Западный Каратау, Малый Каратау, хребет Джетымтау и Сарыджаз) - отчасти или полностью слоисты. Тип косой слоистости позволяет относить песчаники Малого Каратау и Северо-Западного Каратау к отложениям, переходным между русловыми и прибрежно-морскими.

Для песчаников характерна многоступенчатая ритмичность. На поверхностях напластования встречается волновая рябь. Имеются сломы с деформированной слоистостью.

Конгломераты и гравелиты образуют линзовидные пачки. Часто на выклинивании линзы конгломератов расщепляются на несколько рукавов. Конгломераты мелко-, средне- и крупногалечные. В базальной части они отличаются несортированностью, наличием валунов и даже глыб. Галька хорошо окатана, округлена, полирована. Насыщенность гальками различная. Они или "плавают" в массе песчаника, или плотно упакованы.

Фациальный ряд терригенной субформации таков: конгломераты - песчаники с гравелитами и конгломератами - песчаники - песчаники с алевритами и аргиллитами преимущественно красноцветной окраски.

Вулканогенная субформация наиболее широко развита в Таласском хребте и Малом Каратау, где она выделяется в качестве самостоятельной терригенно-телепирокластической формации (Ильминская, Максумова, 1973; Максумова, 1980), вулканогенной толщи мурсанской свиты, верхней части толщи Сарыбельный-Чонторы и талдысуевой свиты.

ты. Большую часть объема субформации занимают туфы, тефроиды, туф-фиты, туфонесчаники. Затем идут группы эффузивных и осадочных пород.

Туфы в основном витрокластические и кристаллокластические, реже лито-кристалло-витрокластические, встречаются и спекшиеся туфы. Обломочная часть туфов состоит из вулканического стекла, полностью преобразованного в агрегат вторичных минералов (альбит, кварц, гидрослюда, гидроокислы железа, хлорит), калиевых полевых шпатов, кристаллов сосритизированного и пелитизированного плагиоклаза, олягоклаз-альбита, буро-розового цвета ортоклаза, округло-оплавленных или осколчатых зерен кварца, обломков миндалекаменных трахитов, трахиандезитов, трахилипаритов, риолитов, дацитов и спекшихся туфов. Цементирующая масса представлена кварц-альбит-гематит-гидрослюдистым агрегатом. Несмотря на значительные вторичные преобразования, сохранились все первоначальные структурные особенности, свойственные обломочным образованиям.

Тефроиды в отличие от туфов несут следы существенной переработки обломочного материала (сортировка обломков по крупности, окатанность отдельных их фрагментов). Они встречаются в виде мало-мощных прослоев среди мощных тонкослоистых туфовых толщ.

В группе смешанных обломочных пород различаются сложные орто- и паратуфиты, чередующиеся с туфами и тефроидами. В состав пирокластических обломков входят литокласты, кристаллокласты и витрокласты с очень характерными осколочными очертаниями (рогульки). Цементируются они кремнистой, кремнисто-глинистой или глинистой хомогенно-терригенной массой тонкоагрегатного строения.

Во второй разновидности туфитов вулканогенная составляющая содержится в цементе, в обломки являются терригенными. Среди обломков присутствуют кремнистые и глинистые сланцы, кварциты, граниты, эффузивы, спекшиеся туфы. Цемент имеет вид кристалло-витрокластического туфа, вторично преобразованного в мелко-зернистый агрегат кремнисто-альбит-полевощпатового состава с примесью хлорита, гидрослюда и гидроокислов железа.

Петрохимический состав туфов и числовые характеристики, полученные пересчетом по методу А.Н.Заварицкого (1952), позволяют

судить об исследованных породах как о пересыщенных кремнекислотой, о резком преобладании в них лейкократовой составляющей, о насыщении пород щелочами и о низкотемпературных условиях формирования (Ильинская, Максумова, 1970). Химический состав исходного силикатного расплава ближе всего соответствует породам трахитового ряда, иногда с уклоном в димиты.

Вторичные преобразования проявились в виде двух процессов - автометаморфизма и гидротермального метасоматоза. Первый прошел без существенного изменения обломочной структуры и химического состава, второй - с приростом титана, фосфора, фтора, циркония, железа, бария и других элементов одновременно с интенсивным развитием альбитизации, калийпатитизации, окварцевания.

Породы кислых эффузивов в составе субформации очень редки. В Малом Каратау это 1,5-метровый слой фельзит-порфира, состоящий из щелочного полевого шпата, кварца, мелких зерен рудного вещества. Структура микропорфирная, аллотриоморфнозернистая и лучистая. В хребте Джетымтау это несколько 1-2-метровых горизонтов плагио-порфиров среди туфов лавитового порфира. Порфирные выделения представлены плагиоклазом, основная масса микрофельзитовой и аллотриоморфнозернистой структуры альбит-кварц-серпентинового состава. Химический состав плагиопорфира из толщи Сарыбельнин-Чонторы в хребте Джетымтау выглядит таким образом (образец № 48/70):  
 $\text{SiO}_2 - 74,80$ ;  $\text{TiO}_2 - 0,27$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 12,52$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,70$ ;  $\text{FeO} - 1,70$ ;  
 $\text{CaO} - 0,87$ ;  $\text{MgO} - 0,44$ ;  $\text{MnO} - 0,44$ ;  $\text{Na}_2\text{O} - 1,90$ ;  $\text{K}_2\text{O} - 5,26$ ;  
 $\text{H}_2\text{O} - 0,22$ ; шп - 1,62.

Так же редко среди туфов кислого состава встречаются горизонты диабазовых порфиритов. Редкие и мелкие порфирные выделения в них представлены серпентинизированным оливином и зональным плагиоклазом. Основная масса состоит из беспорядочно расположенных лейт плагиоклаза (андезиты № 42-47), угловатые промежутки между которыми заполнены авгитом (акмитом). Иногда в интерстициях и в виде отдельных участков в породе присутствует слабо раскристаллизованное буроватое стекло. Много зерен магнетита. Структура основной массы микродиабазовая. Наличие среднего плагиоклаза в породе свидетельствует о принадлежности ее к промежуточным равновесиям между андезитом и базальтом.

В Пскемском хребте вулканогенно-аркозовая формация составлена пеликом вулканогенной субформацией, представляющей собой толщу эффузивов основного состава и их туфов. Делится она на четыре пачки: 1) аркозовые конгломераты и песчаники (5 м); 2) базальты, чередующиеся с витрокластическими шлаковыми туфами и послойными дайками диорит-диабазового состава; наличие диабазового покрова отмечается М.Д.Гесем (1978) и под арковыми конгломератами (37 м); 3) андезитовые порфириты, чередующиеся с витрокластическими туфами (30 м); 4) трахиандезиты и трахидациты, в основании также имеет горизонт аркозовых песчаников (20 м).

Вулканогенные породы интенсивно изменены и карбонатизированы, очень трудно диагностируются в поле.

Для всех разновидностей пород вулканогенной толды характерно (превышающее в несколько раз кварцевое) содержание Рь, Аg, Мп, а в шлаковых туфах, кроме того, Р, Си.

Кроме вулканогенных пород, в строении этой субформации участвуют аркозовые песчаники, гравелиты, серпичито-кремнистые аргиллиты, фосфато-кремнистые или кремнистые породы, строматолитовые известняки. Осадочные породы присутствуют в строении ритмов вулканогенно-осадочной ассоциации пород, составляя отдельные их элементы, или же образуют обособленные породные комплексы (чичквиская свита Таласского хребта и Малого Каратау).

#### ТИЛЛОИД-УГЛЕРОДИСТО-СЛАНЦЕВАЯ ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Этой формации отвечает нижняя часть джетымской серии в составе карбонатно-фиалитовой толды с тиллоидами и гематит-магнетитовыми рудами, тиллоидами Айрансу и толды серых фиалитов Дангы, тиллоидов Арчалы в хребте Джетымтау; черных оланцев с глыбами известняков в Чаткальском районе; черных яввролитов, песчаников и тиллоидов верхней части ранской свиты в Северо-Западном Каратау.

Эта формация сложена углеродистыми сланцами, мраморизованными известняками, песчаниками, конгломератами, тиллоидами. В хреб-

те Джетынтау в них содержатся линзы гематит-магнетитовых руд и горизонты вулканогенных пород. Основной фон формации создают тиллоиды и филаитовидные сланцы, нередко углеродистые, черного цвета. Текстура сланцев макрослоистая, обусловленная чередованием тонких прослоев бластоалевролитов и бластоспесчанников. Песчаники под микроскопом определяются как кварциты или кварц-хлорит-мусковитовые сланцы с элементами бластосаммитовой структуры. Алевролиты превращены в хлорит-мусковит-кварцевые сланцы с обилием рудных минералов, турмалина, циркона. Редко встречается таблички полевого шпата. Обломки кварца имеют шиповидную форму.

Во многих породах отмечается примесь углеродистого материала. Часто углеродистые сланцы содержат рассеянную, окатанную, сильно развальцованную гальку кварца и плагиоклазового гранита, среднезернистого мозаичного кварцита, серицитизированного плагиоклаза. Иногда встречается рассеянные валуны. Повсюду наблюдается развядание обломков цементом с образованием шиповидных структур. Среди сланцев имеются линзовидные прослои темного цвета конгломератов, очень резко выклинивающихся, образующих струи.

Песчаники и гравелиты характеризуются преимущественно кварцевым составом. Обломки хорошо окатаны, округлены. Преобладают обломки дымчатого кварца. Насыщенность обломками в песчаниках и гравелитах невелика.

Среди более грубообломочных пород встречается тиллоидоподобные и обычные конгломераты, залегающие линзообразно. Конгломераты массивные серые, темно- и зеленовато-серые с сильно развальцованной гранитной галькой. Вмещающая основная масса представлена серицит-кварцевым сланцем с обильной примесью углеродистого материала. Кое-где отчетливо сохранилась саммитовая структура. В крупных выделениях кварца видна регенерационная кварцевая кайма вокруг первично окатанных обломков. По простиранию состав галек их размер в конгломератах меняется. Так, местами конгломераты являются мелко- и среднеталечными. Насыщенность обломками до-

стигает 20-25%. Галька в основном окатана, округлена, размером от I до 7-10 см, представлена кварцитами, липаритовыми порфирами, реже сланцами. Цемент серого и зеленоватого цвета, сланцевый, с углеродистым материалом.

Имеются мелкогалечные конгломераты, в которых хорошо окатанная галька имеет преимущественно кварцевый состав. Цемент темный плотный. В некоторых разрезах конгломераты имеют тиллоитоподобный облик. Основная масса зеленовато-серого цвета, сланцево-карбонатного состава с включением псаммитовых обломков кварца, сильно разрушенного плагноклаза и реже хорошо окатанных обломков пород. Галька рассеянная, различного размера, состоящая в основном из бурого с поверхности доломита, гранита, липаритового порфира, кварцевых мелкогалечных конгломератов.

Тиллоиды составляют основной объем (до 70-80%) формации, особенно на восточном окончании хребта Джетынтау и в долине р. Сарыджаз. Тиллоидные породы хребта Джетынтау наиболее подробно изучены Б.Джолдошевым (Джолдошев, 1964; Джолдошев, Королев, 1960).

Обломочный материал в тиллоидах имеет размеры от алавропелитовых частиц до валунов и 2-метровых в поперечнике глыб. Распределение обломков в породе равномерное: нет типичных конгломератов, гравелитов, песчаников, алавролитов, все указанные разновидности пород комбинируются в тех или иных соотношениях. Степень окатанности обломков также самая различная. Наряду с идеальной обработкой поверхности встречаются полуокатанные с несколько закругленными гравелями, а также совершенно неокатанные равности, с острыми углами, без следов обработки.

Породы этой формации именовались исследователями по-разному: конгломерато-сланцы, туфогенные полимиктовые конгломераты (Шульц, 1938), туфогенные "пудлинги" (Зубцов, 1961), тиллоитоподобные конгломераты, фангломераты, пудлинги (Королев, 1957, 1960), конгломерато-песчаники и гравелито-песчаники (Жуков, 1960), галечно-гравелито-песчаники с валунами и гравелито-песчаники с галькой, джетынцотом с гальками, валунами, глыбами (Джолдошев, 1964). Многообразие терминов указывает на сложную генетическую природу этих образований.

Тиллоидные образования этой формации четко делятся на два типа: тиллоиды со сланцевым первично глинистым матриксом и с матриксом из "мусорного" смешанного гравелито-песчано-алеврито-пелитового материала.

В первом типе тиллоидов гальки, валуны, глыбы размером от I см до I м неравномерно рассеяны в основной массе породы. Обособляются участки, где в основной массе грубообломочная фракция отсутствует, в отдельных же местах она составляет около 50% объема породы. В целом насыщенность обломками от I до 8-10%. Глыбы размером в 1,5-2 м и более встречаются крайне редко. Обычные валуны и глыбы размером от 5x10x30 см до 40x60x90 см. Обломочный материал чрезвычайно неоднороден по составу и сильно меняется. Среди глыб и крупных валунов преобладают различные гранитоиды, метаморфические породы, доломитовые мраморы, кварцевые порфиры, песчаники, встречается микрофитолитовые разновидности карбонатных пород.

Форма обломков разнообразная: плоская, овальная, трапециевидная, клиновидная, шаровидная, эллипсоидная. Очень характерны плоские и слабоогнутые (сдавленные) грани, ребра обычно закруглены. Форму углов имеют преимущественно небольшие и среднего размера обломки. Степень окатанности различная. Нередко обломки наследуют форму отдельности исходных пород. Поверхность галек и валунов часто покрыта рубашкой из гидроксидов железа или железистых карбонатов. Штрихованные валуны и гальки встречаются крайне редко.

Расплющенные обломки, как правило, ориентированы длинной осью по направлению сланцеватости пород. В некоторых местах отмечается однонаправленность заостренных углов обломков. Наблюдается участие таких обломков в мелких складках.

Внедряющая обломки масса представлена серпичито-кварцевым, кварцево-серпичитовым сланцем, иногда с включением карбонатного материала. Обычно в ней присутствует углеродистый материал. Сланцы имеют blastoalevritовую и blastopelitовую структуру, иногда с включениями округлых обломков дымчатого кварца псаммитового размера. Необходимо подчеркнуть, что наличие полупрозрачного дымчатого кварца является одной из характерных минералогических особенностей



тиллитоподобных пород хребта Джетымтау, придающей им туфогенный облик. Распределение зерен дымчатого кварца в основной массе пород более или менее равномерное, иногда он составляет 20-30% объема породы.

Цемент обтекает обломки, нередко имеет свилеватую текстуру. В этой массе в виде глазков выделяются псаммитовые зерна кварца, облекаемые тонкосвилеватым цементом. Поверхности сланцеватости - шелковистые гладкие, бугорчатые. Углеродистое вещество графитизировано. В некоторых разновидностях появляется биотит.

Второй тип тиллоидов имеет более грубую по составу вмещающую обломки массу, которую Б.Джолдоев назвал джетымитом (Джолдоев, 1964). Она состоит из гравелито-песчано-алевролитопелитовых фракций, представленных в примерно равных количествах. Гравелито-песчаные обломки состоят из кварца, кварцитов, кварцевых порфиров, гранофиров, сланцев и карбонатных пород, плотно сцементированных серицитом-хлоритовой, кварцито-хлоритовой массой с реликтами бластолевропелитовой структуры. Цвет ее зеленовато-серый, серый, черный. Характерна примесь углеродистого материала. Основной массе тиллоидов свойственно сильное расщепление, мелкая плитчатость.

Специфической особенностью является постоянное присутствие в цементе сульфидов, представленных вкраплениями пирита и халькопирита, более или менее равномерно распределенных в основной массе породы.

Грубообломочная фракция - гальки, валуны, глыбы - размером от 1 см до 1 м (реже более) крайне неравномерно рассеяна в основной массе породы. Содержание глыб колеблется от 5 до 20%. Форма крупных обломков разнообразна: плоская, овальная, трапецеидальная, клинообразная, шарообразная, эллипсоидальная и т.д. Степень окатанности обломков различная: наряду с хорошо окатанными обломками присутствуют угловато-окатанные и совершенно неокатанные их разновидности. Поверхности галек и валунов часто заметно выветрели, покрыты рубашкой железистых карбонатов. Уплотненные гальки ориентированы длинной осью по направлению сланцеватости пород. Гравелито-песчано-алевропелитовая основная масса представляет собой породу с резко выраженной сланцеватостью, обтекающей валуно-галечные обломки.

Обломочный материал неоднороден по составу. Среди глыб и валунов преобладают лейкократовые мелкозернистые гранитоиды, метаморфические сланцы, доломитовые мраморы. В гальке присутствуют кислые эффузивы: кварцевые альбитофиды и кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, фельзиты, микрофельзиты; кварциты, кварцитовые сланцы, микрокварциты, железистые кварциты; слюдяно-кварцевые сланцы, хлорито-кварцевые породы; лейкократовые граниты, аплиты, микропегматиты.

В составе обломков существенно преобладают продукты разрушения подстилающей свиты Большого Нарына. Гранитоиды являются чужими.

Породы сильно рассланцованы. Гальки превращены в однообразно ориентированные линзы, сильно сплюснутые по направлению сланцеватости основной массы. Нередко порода оказывается линзовидно-слоистой, каждая линза представляет собой деформированный обломок. Обломки-линзы вместе с цементирующей основной массой участвуют в плойчатости. На удлинённых концах галек выросли "хвосты" - крустификационные сеточки хлорито-серцитово-кварцевого материала. Нередко валуны и гальки деформированы, разбиты трещинами, по которым отдельные части обломков ступенчато смещены относительно друг друга, напоминая сдвинутую колоду карт. Полости трещин заполнены карбонатом или кварцем.

Известняки являются заметной частью в объеме формации. В некоторых разрезах они составляют пачку мощностью до 200 м. В основном это ленточно-слоистые мелкокристаллические доломитовые мраморы кремового, зеленоватого, серого и черного цвета, чередующиеся с тонкими прослоями блестящих зеленоватых и серых доломитов. Среди них встречаются пачки углеродистых сланцев, филактов с более массивными темно-серыми, почти черными известняками кварцитов. В мраморах обильна (до 30-40%) примесь хорошо окатанных обломков кварца алевролитовой размерности, иногда встречаются расованные гальки кислых эффузивов.

Вулканогенные породы составляют очень незначительную часть объема формации, являясь ее второстепенными членами. В нижней половине формации встречены два-три горизонта (до 10 м мощностью)

апоамфиболитов и диабазовых порфиритов, возможно дайковых. В амфиболитах структура микропорфирная. Редкие мелкие порфирные выделения представлены основным плагиоклазом. Основная масса состоит из сетки беспорядочно расположенных мелких лейст основного плагиоклаза. Промежутки между ними заполнены зеленой роговой обманкой, развитой, по-видимому, по пироксену. Кальцит выполняет мидалины и развивается по основной массе. Мидалекаменный диабазовый порфирит имеет афировую структуру. Мидалины и прожилки выполнены полевым шпатом, реже кальцитом. Основная масса интенсивно хлоритизирована, карбонатизирована, гематитизирована. Кое-где просвечивает аллотриоморфнозернистая, микропоякнилитовая, реже трахитоидная структура основной массы. Среди песчаников и гравелитов встречен один горизонт слоистого шальштейна (литовитрокластический туф диабазового порфирита), состоящий из плотно сидящих, вероятно, спекшихся обломков неправильной расплющенной формы. В обломках видны многочисленные округлые и удлиненные пузыри, выполненные хлоритом и имеющие кайму высокопреломляющегося минерала.

Из вулканогенных пород кислого состава описаны массивные светлые зеленоватые полосчатые кремнистые туфы липаритовых порфиров с горизонтами плагиопорфиром. В последних порфирные выделения представлены плагиоклазом, основная масса микроферритовой, местами аллотриоморфнозернистой структуры, альбит-кварц-серпентинитового состава, туфы литокристаллокластические, встречаются агломератовые разновидности.

Примечательным для формации является наличие согласных гематит-магнетитовых рудных пластов и линз в средней ее части, в основном в толще Данги, редко в тиллоидах. Рудные тела протягиваются на десятки и несколько сотен метров при мощности от долей метров до 80-100 м.

Гематит-магнетитовые рудные тела помещаются среди песчаников, флиаитов и тиллоидообразных конгломератов, явно тяготея к пачкам более тонкообломочных пород.

В хребте Дзетынтау тиллоид-углеродисто-сланцевая железорудная формация образует три градации: краевую тиллоидную, углеродисто-фиалитовую с тиллоидами и среднюю железорудную тиллоид-углеродисто-фиалитовую. Краевая градация расположена вблизи поднятий, поставивших основной обломочный материал в область осадконакопления, и представлена поэтому преимущественно тиллоидными образованиями, конгломератами, песчаниками. Углеродисто-фиалитовая с тиллоидами градация, напротив, удалена от области сноса и сложена преимущественно тонкообломочным материалом (углеродистыми сланцами, известняками) с несколькими горизонтами тиллоидных образований. Средняя градация по своему пространственному положению и составу является промежуточной между первыми двумя. Условия накопления осадков этой градации оказались оптимальными для концентрации железа.

У г л е р о д и с т о - Ф и л л и т о в а я с т и л л о и д а м и градация слагает большая поля в нижнем течении р. Малый Нарын. Облик ее составляют серого и черного цвета углеродсодержащие фиалитовые сланцы, в которых имеются прослойки светлых мелкокристаллических мраморизованных известняков и мелкозернистых кварцевых песчаников. Мраморизованные известняки иногда образуют самостоятельные горизонты мощностью до 20-30 м. Горизонты тиллоидов, конгломератов и песчаников образуют довольно протяженные выклинивающиеся линзообразные тела. Как правило, здесь развиты тиллоиды I-го типа (со сланцевым цементом).

По левобережью Малого Нарына разрез фации представлен в следующем виде:

I. На аркозовых песчаниках подстилкающей аркозово-вулканогенной формации лежат светло-серые и зеленовато-серые фиалиты с прослойками рыжеватого, розоватого и зеленоватого цвета мраморизованных известняков. В нижней части известняки образуют самостоятельные горизонты плитчатых равновидностей, содержащих прослойки светлых зеленоватых кварцитов. Мощность всей толщи достигает 500-600 м, при этом нижняя известняковая часть разреза составляет около 100 м.

2. Толща серых и черных углеродистых феллитовидных сланцев, содержащих редкие прослой мелкозернистых кварцевых песчаников. К востоку в нижней части феллитовой толщи появляется горизонт тиллоидов ("тиллоиды Айрансу") мощностью до 250 м. В районе р. Чирпыкты он снова исчезает. Наиболее характерные формы обломков тиллоидов Айрансу изображены на рис. 14. Мощность толщи 400 м, а по р. Чирпыкты - до 700 м.

3. Толща серых алевролитов и аргиллитов Дангы однообразна по составу. На поверхностях напластования пород имеется слабо заметная волноприбойная рябь. Мощность толщи серых феллитовидных алевролитов и аргиллитов колеблется от 300-400 до 700 м.

4. Тиллоиды Арчалы. Мощность - до 120 м. Этот горизонт ранее выделялся как горизонт "нижних тиллитов" в сокращенном типе разреза. Начинается тридцатиметровой пачкой мусористых серого цвета алевролитов с включениями мелких обломков подстилающих сланцев. Перекрывают их массивные тиллоиды. Основная масса тиллоидов темного цвета алевролитового состава с включениями мелких обломков сланцев. Крупная галька очень редка (2-3%), размер ее колеблется от 2-3 до 15-40 см. Преобладает карбонатная галька, с поверхности бурого цвета, слабо окатанная и угловатая, удлинненная и округлая. Реже встречаются гальки кварцитов, гранитов, сланцев, кварцевых порфиров, углисто-кремнистых сланцев, основных эффузивов. Они обычно мельче карбонатных галек. Окатанность также различна. Рабристая поверхность обусловлена смещением отдельных блоков вдоль системы параллельных трещин, образуется формы наподобие сдвинутой колоды карт.

В зависимости от места несколько меняется соотношение обломков различного состава. По северному склону хр. Джетымтау в бассейне р. Арчалы в "нижних тиллитах" содержится большое количество углообразной гальки. Эту форму в основном имеют обломки размером от 7-8 до 10-12 см, более мелкие и крупные камни обычно имеют уже самую различную форму, причем крупные окатаны хорошо, мелкие, как правило, угловаты. Среди тиллоидов размещаются небольшие мощности горизонты обычных конгломератов. Содержание обломков достигает 15-20% от объема породы. Обломки несколько уплощены, ориентированы субпараллельно напластованиям. Подмечена сле-

дующая закономерность: в более северных выходах тиллоидов Арчалы (бассейн р. Арчалы) содержание обломков средних и основных эффузивов заметно выше, чем в южных (р. Малый Нарын), что свидетельствует о приносе этих обломков с севера, со стороны Северного Тянь-Шаня. Вмещающая масса часто представлена песчанистым известняком. Мелкокристаллическая карбонатная масса содержит обломки псаммитовой и псефитовой размерности кварца, плагиоклаза, гранита, мрамора, углеродсодержащей породы и др.

Железородная тиллоид-углеродисто-филитовая градация пространственно приурочена к южному склону хребта Джетымтоо от р. Айрансу на западе до р. Курменты на востоке. Она изучена более других, поскольку вмещает гематит-магнетитовые руды. Имеет очень сложное, быстро меняющееся по простиранию и вверх по разрезу строение.

Ю. В. Жуковым наблюдалось несогласное наложение черных кремнисто-глинистых сланцев с включениями рассеянной гальки джетымской серии на карманообразную поверхность кварцитовидных песчаников аркозово-вулканогенной формации по р. Тууску. Контакт неровный извилистый. Азимут падения кварцитовидных песчаников колеблется от СЗ 300° до СВ 10° при углах падения 20-40°. Азимут падения пород джетымской серии варьирует в пределах СЗ 330-340° при углах падения 40-60°. Там, где железородная толща имеет нормальные стратиграфические соотношения с подстилающими отложениями, она начинается горизонтом филитовидных углеродистых сланцев серого и черного цвета с маломощными прослоями известняков. Постепенно вверх по разрезу в сланцах появляется редкая галька и выше породы приобретает обычный тиллоидный облик. В целом толща имеет трехчленное строение. Ю. В. Жуковым эти подразделения выделялись в качестве подсвет. В нашей работе при характеристике района они описаны соответственно как тиллоиды Айрансу, толща Дангы, тиллоиды Арчалы.

Нижняя толща начинается различной мощности (от 100 до 450 м) горизонтом тиллоидов, вмещающих рассеянную гальку размером до 5-10 см. Матрикс представлен мусористой породой, в которой преобладает псаммитовая фракция. Редко встречаются глыбы размером до 1 м и более. Содержание их в породах не превышает 5-10%. Размер галек и их количество выше по размеру постепенно уменьшаются.

Включения имеют в основном гравийный размер. Мощность второго горизонта более выдержана по простиранию и колеблется от 300 до 400 м. С востока от р. Кичине-Молдобеши на запад до междуречья Данги-Туяксу происходит замещение более грубозернистой песчаниковой вмещающей гравийные обломки массы тонкозернистой алевролитово-аргиллитовой. В районе междуречья Данги-Туяксу в верхней части этого горизонта встречаются магнетит-гематитовые прослои и линзы.

Толща Данги связана постепенными переходами с нижней и верхней толщами. Она сложена кварц-серпичито-хлоритовыми и хлорито-карбонатными филлитовыми сланцами с бластоалевролитовой структурой. В сланцах почти всегда присутствует небольшое количество псаммитовых зерен. Большую часть (до 35-40%) объема подсыты занимают кварцевые и аркозовые песчаники, часто с редкой и мелкой галькой. Изредка встречаются линзы мелкозернистых мраморизованных известняков. В низах подсыты залегают линзы и пласти магнетито-гематитовых руд, максимальная мощность которых достигает 200-250 м на левобережье р. Айрансу. Крупные линзы гематито-магнетитовых руд обычно содержат прослои сланцев. Рудные линзы в других местах имеют значительно меньшие мощности, прослои сланцев в них отсутствуют. В верхней половине толщи увеличивается содержание песчаников, в них и сланцах появляются рассеянные гальки. Грубозернистость песчаников и количество галек также возрастает в восточном направлении. В этом же направлении появляются линзы и прослои известняков мощностью в 1-1,5 м. Мощность толщи Данги по правобережью р. Нарын до 350-400 м.

Толща тиллоидов Арчалы занимает значительные площади по обоим склонам долины р. Нарын. Она представлена сильно рассланцованными полимиктовыми конгломератами и тиллоидами серого, зеленолато-серого цвета с характерным шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. Размер обломков заметно увеличивается вверх по разрезу. Горизонты вулканогенных пород помещены среди песчаников. Их распространение ограничивается площадью развития этой градации. Мощность тиллоидов Арчалы от 100-150 до 300-500 м.

Тиллоид-углеродисто-сланцевая железорудная градация развита и в других районах распространения тиллоидсодержащего комплекса. Но, как правило, она там сильно редуцирована по мощности, не со-

держит гематит-магнетитового оруденения, местами воюе отсутству-ет. В Северо-Западном Каратау она составляет верхнюю часть ранской свиты. Обычно это 50-70-метровая толща темного цвета. Сложена алевролитами и алевропесчаниками, содержащими прослой и линзы гра-велитов, мелкогалечных конгло-брекчий. Имеются горизонты мусорис-тых алевролитов, образующих с пуддингами градационно-слоистые со-четания и имеющих косослоистое сложение. В средней части толща со-держит линзы и горизонты доломитов, иногда включающих рассеянную гальку кварцитов, порфиритов, доломитов, известняков. Завершается толща пачкой ритмично чередующихся алевропесчаников и алевролитов. На поверхности напластования черных алевролитов, в нижней части фформации встречаются трещины усыхания.

Ложится фформация на аркозовые песчаники ранской свиты, пере-крывается горизонтом нижних тиллитов.

По р.Аксумбе в ядре Учтаской антиклиналии выходят только се-рые и зеленовато-серые ффилиитовидные бурошпатовые сланцы, перекры-вающиеся нижними тиллитами.

В Саидалашском хребте выше аркозово-вулканогенной фформации залегают пепельно-серые, углисто-глинистые и углисто-кремнистые породы и конгломерато-брекчии с прослойками серых известняков и бу-рых доломитов. В Чаткальском хребте она замещается мощной толщей аркозовых и кварцевых песчаников, чередующихся с кварц-оберипит-хлоритовыми сланцами узунбулакской свиты.

Сопоставление этих толщ с тиллоид-углеродисто-сланцевой фформацией хр.Дзетынтау весьма проблематично. Возможно включение в объем фформации и залегающей выше шорашуйской свиты.

К р а е в а я т и л л о и д н а я г р а д а ц и я о к о н -  
турирует бассейн осадконакопления, обрамляя с севера и запада об-ласти питающих провинций. Современные выходы имеет в хребтах Куй-лю, Сарыджаз и Нарытгоо. Для нее характерен молассовый облик.

В хребтах Куйлю и Сарыджаз тиллоидный комплекс отложений изучен Е.И.Зубцовым и Е.И.Зубцовой (1972). Он довольно свое-образен в ффациальном отношении. Мощность его составляет 110-120 м. Породы представлены более грубообломочными, чем обычно, арковыми тиллитами и переслаивающимися с ними ленточно-слоистыми алевроп-литовыми пачками типа ледниковых вёрв. В породах встречены образо-



вания, напоминающие отпечатки ледных кристаллов. На подошве базальтового пласта тиллита имеются слепки штрихованного ледникового ложа. Эти признаки, как считает Е.И.Зубиов, свидетельствуют о большой близости источников сноса и о континентально-ледниковом характере осадков. С удалением от древнего поднятия Куялю мощность тиллитового горизонта быстро возрастает, а состав пород приобретает черты, характерные для большинства разрезов этой формации. В составе формации в Куялю-Сарнджаском районе встречаются покровы андезито-базальтов, их туфов и силлы диабазов.

В хребте Нарнтоо породы свиты Джетынтау следует связывать с отложениями осадков в прибрежной полосе мелкого моря. Строение формации здесь отличается от такового в хребтах Джетынтау и Куялю-Сарнджас. Для разреза характерно груборитмичное сложение составляющих пород. Мощность ритмов от 30 до 120 м. В чередовании участвуют тиллитоподобные конгломераты, песчаники, алевролиты.

Нижняя большая половина ритмов представлена тиллоидами, верхняя - филлитовидными сланцами, содержащими прослой песчаников. В тиллоидном слое от подошвы к кровле отмечается увеличение размера включений и большая насыщенность ими пород. В песчано-сланцевой пачке также происходит погрубение состава песчаников и увеличение их объема от подошвы к ее кровле. Иногда слои песчаников появляются и среди тиллоидов. В филлитовидных сланцах верхней половины ритма встречаются слои мощностью от 5-10 до 30-40 см тиллитоподобных конгломератов. Цемент в них также черного цвета, галька мелкая, слабо и хорошо окатанная. Среди обломков большое количество мелких "лепешечек" сланцев местного происхождения. Филлитовидные сланцы зеленовато-серого, черного и серого цвета, но имеются разновидности и вишнево-бурого цвета, составляющие пачки мощностью до 15-20 м.

Приведем описание такого ритма этой градации на левом борту долины р.Нарын. Основание ритма представлено тиллоидами - 4 м. Средняя часть ритма - песчаники, имеющие маятниковую ассиметричную стратификацию (в средней части слоя помещается трехсантиметровый прослой грубозернистых песчаников). Мощность 0,75 м. Верхняя часть ритма составляют ленточно-слоистые (2-4 см) темные алевролиты и светлые аргиллиты. Более четкая нижняя граница в ленточ-

но-слоистом чередовании принадлежит светлым слоям. Некоторые ритмы завершаются алевролитами вишневого цвета. Алевролиты-аргиллитовые пачки имеют следы пластических деформаций. В целом сложение пачек линзовидное. Песчаники и алевролиты средней и верхней части имеют форму линз.

Тиллоиды в этой грации часто имеют более грубый конгломератовидный облик (большая насыщенность обломков, более грубый псаммитовый цемент). Вмещающая масса тиллоидов черного и зеленовато-серого цвета. Обломки представлены гранитами, кварцевыми порфирами и их туфами, кварцитами, порфиридами, песчаниками, флиатовидными сланцами. Реже встречаются миндалекаменные афлузкы, амфиболовые сланцы, кремни. Карбонатные обломки в западной части хребта Наринтоо отсутствуют, восточнее они появляются вновь. Форма обломков преимущественно угловатая. Есть и окатанные разновидности, полуокатанные, часть их распищена, вытянута по сландевато-сти. Часто на заостренных конках нарастает "хвост" из цемента.

В тиллоидных горизонтах чередуются слои мелко- и крупногалечных разновидностей тиллоидных конгломератов. Размер обломков достигает 40-50 см. Местами насыщенность цемента гальками увеличивается, и тогда порода приобретает облик обычных конгломератов.

Для тиллоитоподобных конгломератов хребта Наринтоо проведены подсчеты количества, размера, степени окатанности, ориентировки камней. Результат этих подсчетов на площади в  $1 \text{ м}^2$  выглядит следующим образом:

Размер гальки и валунов, см.	Количество
1-1,5	254
3-5	24
8	8
10	1
20	1

Из всех галек окатанные составляют 70%, неокатанные угловатые - 30%, форму "углов" имеют 7 обломков. Отмечается общая закругленность граней. Сгруппированность обломков неравномерная. Удлиненные обломки ориентированы по напластованию. Восточное направление заостренных углов камней свидетельствует о направлении дви-

ления с востока на запад. Прогибания слоек под камнями не наблюдается.

Песчаники имеют полимиктовый состав, преобладают аркозовые разновидности, от тонко-до крупнозернистого сложения. Филлитовидные серицит-хлорит-кремнистые сланцы имеют бластоалевролитовую структуру.

#### ТИЛЛОИДНАЯ ФЛИШОИДНО-МОЛАССОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация представлена оттуской свитой и тиллитами Сарыдзавского хребта, свитами Джакбомот и Сайконурской в хребте Джатмтау, вактерекской и шорашуйской свитами Четкело-Сандалашского горного узла, улугауской серией выше горизонта нижних тиллитов Северо-Западного Каратау в Среднем Тянь-Шане, конуртобинской, терексайской и кумыштагской свитами Таласского хребта Северного Тянь-Шаня. Отличается постоянством строения во всех районах ее распространения и незначительными колебаниями мощностей. Она образована несколькими парагенетическими породными ассоциациями, наиболее полно представленными в Северо-Западном Каратау. В некоторых районах отдельные ассоциации отсутствуют. В нижней части выделяются три ассоциации, охарактеризованные ниже.

Флишоидно-молассовая ассоциация составляет нижнюю часть формации. Мощность ее колеблется от 200 до 600 м. Ассоциация сложена песчаниками и алевролитами. Состав песчаников меняется и, по-видимому, зависит от состава пород питающих провинций. В Северо-Западном Каратау песчаники по минеральному составу относятся к семейству траувакк. Для них характерно высокое содержание обломков пород (до 70-80%). Обломки пород представлены метаморфическими сланцами серицито-хлоритового, серицито-хлорито-кварцевого, хлорит-кальцитового состава, кварцитами, мраморами, слюдяными кварцитами; эффузивными породами, среди которых широко распространены трахиты, трахиандезиты, сиенит-аплиты с аллотриоморфнозернистой структурой основной массы, андезитовые порфириты. Содержание кварца и всех полевых шпатов составляет соответственно 10-12 и 6-8%. Цементирующая обломки сланцеватая масса имеет при-

мущественно мусковит-серицит-хлоритовый, хлорит-серицитовый, серицит-хлорит-кальцитовый состав. Структура песчаников blastopсаммитовая, текстура - сланцеватая. Из аксессуарных минералов отмечены турмалин и циркон.

Песчаники шорашуйской свиты Чаткальского и Сандаляшского хребтов по минералогическому составу принадлежат к двум группам: олигомиктово-кварцевым с уклоном в аркозово-кварцевые песчаники (кварц - 65-70%, полевой шпат - 25%, обломки пород - 5-8%) и собственно аркозам (кварц - 45-65%, полевой шпат - 40-50%, обломки пород - 0-3%). Первые - основная часть разреза. Обломки пород в песчаниках представлены кварцитами, кварц-мусковит-серицит-хлоритовыми, хлорит-мусковитовыми и мусковитовыми сланцами, мраморами, гранитами, кварцевыми порфирами, встречаются обломки полосчатой серицит-лимонитовой породы. Из аксессуарных минералов преобладают розовый циркон, темно-бурый турмалин, апатит, рутил. Цемент преимущественно мусковитового, железисто-карбонатного, глинисто-кремнистого, кварц-хлорит-серицитового, мусковит-кварц-хлоритового состава.

В хребте Джетынтау песчаники наиболее зрелые по составу. Широко развиты аркозово-кварцевые и кварцевые разновидности, содержащие 50-80% кварца, полевого шпата - 20-40%. В некоторых песчаниках рудных зерен содержится до 5-8%. Цемент песчаников преимущественно серицитового, железисто-карбонатного, глинисто-кремнистого, кварц-хлорит-серицитового, мусковит-кварц-хлоритового состава.

Алевролиты и аргиллиты имеют алевроалевритовую и алевропеллитовую структуру. По составу чаще всего встречаются кварц-альбит-серицит-хлоритовые и кварц-серицит-хлоритовые разновидности.

Песчаники и алевролиты в хребте Джетынтау образуют пакеты мощностью до 50-70 м. Песчаники в них преимущественно мелко- и среднезернистые зеленовато-серого и красного цвета массивного сложения с чешуйками слюды на поверхности напластования. Мощность пластов песчаников до 2-3 м. Рассортировки обломочного материала в них не наблюдается. Алевролитовые пакеты, разделяющие пласты песчаников, имеют мощность от 1 до 3-4 м. Алевролиты серого, зеленовато-серого цвета, встречаются красноцветные пачки. В алевролитах содержится прослой песчаников мощностью до 1-5 см. На по-

верхностях напластования пород наблюдаются отпечатки волноприбойных знаков. Встречаются внутриформационные конгломераты из обломков подстилающих алевролитов или аргиллитов.

В Северо-Западном Каратау обособливаются три типа чередования песчаников и алевролитов, составляющих флишодно-молассовую ассоциацию. I тип - тонкое (0,5-10 см) чередование песчаников и алевролитов. Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые. Рассортировки обломочного материала по размеру не наблюдается. Алевролиты тонкослоистые.

II тип чередования - тонколистовые аргиллиты и алевролиты зеленовато-серого цвета с горизонтами (до 2-3 метров) гравелитов и крупнозернистых песчаников, имеющих линзовидно-струйчатое расположение (рис. 21). Мощность алевролитов между горизонтами гравелитов 5-7 м. На поверхностях напластования алевролитов встречаются гзерогияны типа мелких промокн, намечается волноприбойная рябь.



Рис. 21. Линзовидно-струйчатое строение песчаников, гравелитов и конгломератов карагурской свиты по р. Ран в Северо-Западном Каратау.

III тип чередования составляет основу карагурской свиты. Для него характерно глубокое переслаивание песчаников (0,1-0,4 м) и алевролитов (0,05, редко 0,25 м). Песчаники серые и зеленовато-серые, средне- и мелкозернистые. Рассортировки обломков по размеру нет.

В Сандавашском хребте флишеподобная толща сложена песчаниками серыми, темно-серыми, зеленовато-серыми, в основном средне- и мелкозернистыми, образующими слои мощностью от 0,5 см до 2-2,5 м, и алевролитовыми сланцами с мощностью слоев от долей сантиметра до 5-6 м.

Как правило, песчаники и сланцы ритмично чередуются. Песчаники в целом преобладают, составляя до 70-75% объема всей толщи. Рассортировка обломочного материала по размеру зерен внутри слоя встречается очень редко. Градационная слоистость отсутствует. Как видно из подробной характеристики типов чередования песчаников и алевролитов, ассоциация при ее видимом флишеподобном чередовании имеет явные черты молассового сложения.

Ассоциация прит содержащих песчаников, углеродистых сланцев, доломитов, кремней присутствует во всех разрезах формации. Наиболее полно представлена в Северо-Западном Каратау, где в свое время выделялась Г.И. Макарычевым в самостоятельную кансайскую свиту. В принятой нами стратиграфической схеме этого района эта толща составляет верхнюю подсвиту космокинской свиты. Самостоятельность этой толщи и специфичность ее состава отмечалась почти всеми исследователями. Как свидетельствует название этой породной ассоциации, для нее характерны пирит- и анкерит-содержащие мелкозернистые песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, иногда кремни, углеродистые сланцы. В различных районах могут преобладать то одни, то другие разновидности этих пород, общим является присутствие черных углеродистых сланцев и насыщенность пород пиритом.

Песчаники, составляющие значительную часть ассоциации, по минералогическому составу резко отличаются от подстилающих и перекрывающих отложений. Содержание кварца в них колеблется от 70 до 80%. Сумма полевых шпатов 5-75%, обломки пород составляют 5-15%, представлены сланцами и микрокварцитами. Цемент скудный типа заполнения пор, серпичито-кремнистого и серпичито-хлорито-кальцитового состава. Для алевролитов также характерна примесь обломочного кварца. Во всех породах, в том числе в аргиллитах, отмечается

значительная примесь углеродистого материала, пирита, ванадийсодержащих минералов, акцессорных апатита, циркона, турмалина.

В Сандаляшском хребте эта породная ассоциация представлена черными углеродистыми сланцами, в нижней части содержащими тонкие часто линзообразные прослои (до 2-3 см) бурого с поверхности, серого, иногда рыжеватого на изломе мелкокристаллического известняка, в верхней - тонкие прослои песчаников черного цвета. Породы насыщены кристалликами пирита. На поверхностях напластования пород прекрасно выражена ячистая и параллельная волноприбойная рябь.

В хребте Джетымтау эта породная ассоциация слагает основные формации и представлена толщей серых и черных углеродистых сланцев, содержащих горизонты толстоплитчатых известняков.

Пестроцветная сланцево-известняковая ассоциация является маркирующей, благодаря своим ярким красноцветным и зеленоцветным окраскам пород, выдержанности состава и последовательности его смены по вертикали.

В Северо-Западном Кыратау она образует карагурскую и аксумбинскую свиты. В хребте Джетымтау составляет верхнюю часть свиты Джакболот. Ассоциация образована красно- и зеленоцветными алевролитами и аргиллитами, содержащими редкие прослои мелкозернистых песчаников, в верхней части тонко чередующихся с известняками. К низам этой толщи в хр. Джетымтау приурочены прослои и линзы кремнево-гематитовых сланцев, черных фтанитов и серых кремней. Кремнево-гематитовые сланцы полосчатые. Мощность кремнево-гематитовых линз колеблется от 50 до 100 м. Прослои фтанитов и кремней имеют мощность 3-7 м.

Пакеты ленточного чередования красноцветных и зеленоцветных фмиллитовидных сланцев и светлых мреморизованных известняков составляют основу аксумбинской свиты и верхней части свиты Джакбо-

лот. Иногда в них появляются прослои мелкозернистых преимущественно кварцевых песчаников. На поверхностях напластования запечатлена волноприсобойная рябь.

Байконурский тиллит - тиллоидный комплекс образует широко выдержанный горизонт в верхней части формации при небольшой в целом мощности. Максимальную мощность (около 200 м) он имеет в верховьях р. Ран и Северо-Западном Каратау. Обычная же мощность его от 5-7 до 40 м. Составляющие породы: тиллоиды и тиллиты, доломиты и доломитизированные известняки, аргиллитовые сланцы, кварцевые песчаники и гравелиты.

Тиллоиды и тиллиты имеют много общего с аналогичными породами подстилающей джетынской железорудной формации. В целом это неслоистая порода черного или зеленовато-серого цвета. Обломки в ней не сортированы по размеру. Размер их колеблется от 1-2 до 20-30 см. Редко встречаются глыбы диаметром от 2,5 до 5 м (рис. 22) | Обломки составляют 5-8% всей массы породы. Остальная часть - алеврито-аргиллитовая масса муорного состава, включающая угловатые обломки псаммитового и цеолитового размера. Состав обломков меняется и зависит, по-видимому, от состава питающей провинции. В пе-

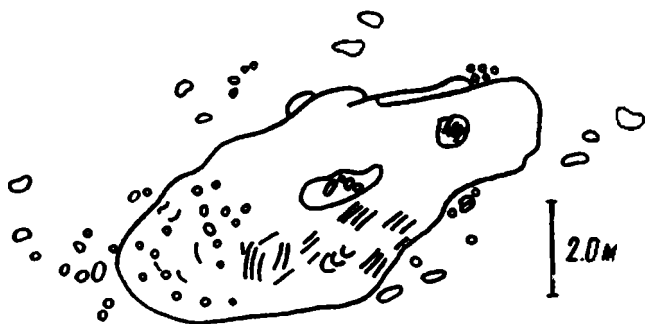


Рис. 22. Р. Ран (Большой Каратау). Глыба доломита и доломитовой брекчи с ооловыми текстурами в тиллитах байконурской свиты. В тиллите - обломки тех же доломитов.



лом для байконурского тиллит-тиллоидного горизонта характерно преобладание галек карбонатного состава. В некоторых районах (р. Карагур в Северо-Западном Каратау) карбонатный состав имеют все гальки.

Отличается от других только район бассейна р. Акбет (южный склон хребта Большого Каратау в его центральной части), где среди галек в тиллоидах преобладают гранитоиды. Кроме карбонатов и гранитоидов имеются гальки песчаников, липеритовых порфиров, оланцев и других пород. Форма галек, как и окатанность, самая различная. Оватные разновидности встречаются преимущественно среди галек мелкого и среднего размера. Валунь, как правило, угловаты. Форму "утигов" имеет только мелкие и среднего размера гальки. Обломки имеют гидрослюдистую или лимонитовую "рубашку", покрыты корочкой загара.

В некоторых разрезах (р. Ран в Северо-Западном Каратау, р. Акбет в Центральном Каратау и р. Калмакашу в хр. Джетынтау) намечается приуроченность крупновалунных разновидностей пород к средней части горизонта. Крупные валуны и глыбы составлены в основном местным материалом (карбонаты, песчаники). Среди мелких обломков встречаются экзотические (граниты, эффузивы, метаморфические сланцы).

Доломиты и доломитизированные известняки повсюду сопутствуют байконурским тиллоидам. Они перекрывают (р. Ран, рис. 23), а иногда и подстилают (р. Карагур) тиллоиды, часто образуют среди тиллоидов линзовидные прослои. Карбонатные породы те же, что и в глыбах, рыхловато-бурые с поверхности, искристые серые и темно-серые на сколе.

Карбонатные породы иногда имеют обломочно-брекчиевую структуру (рис. 24). Кварцевые песчаники и гравеляты обрезают линзовидные прослои небольшой мощности чаще всего карбонатных пород, но иногда имеются такие прослои и среди тиллоидов.

Обломочно-брекчиевая структура подстилающих известняков свидетельствует о каких-то тангенциальных усилиях, приложенных к ним после их литификации. Карбонатные валуны и гальки в тиллоидах, по-видимому, являются реликтами экзиррированного ложа.

В Тяляском хребте тиллоиды ассоциируют с алевритами и

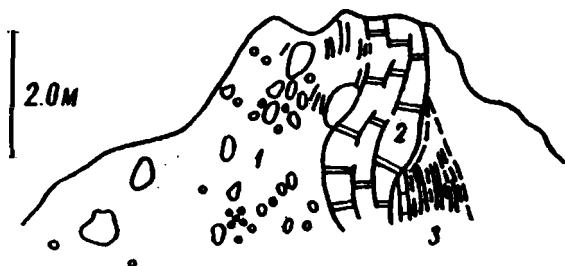


Рис.23. Р.Ран (Большой Каратау). Пласт доломитов (2) в байконурских тиллитах (1) с карбонатными обломками.

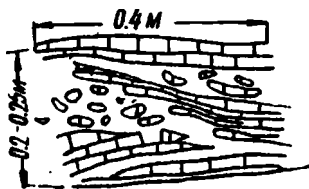


Рис.24. Слоисто-обломочная текстура доломита, лежащего выше байконурского тиллоида по р.Карагур.

аргиллитами. Последние иногда содержат маломощные линзообразные прослои мелко- и среднезернистых кварцевых песчаников. В некоторых разрезах в алевролитах и аргиллитах отмечается ленточная сезонная слоистость.

Байконурский тиллоидный комплекс ложится несогласно на подстилающие отложения, правда, величина несогласия, вероятно, невелика, так как ложится он на различные пачки одной и той же свиты. Перекрывается он параллельно ванадиеносной кремнистой курумсакской свитой и ее аналогами. Между накоплением байконурской и курумсакской (шорторской) свит отмечается перерыв, во время которого формировались коры выветривания; реликты их обнаружены во многих районах Тянь-Шаня.

### ОБСУЖДЕНИЕ ГЕНЕЗИСА ТИЛЛОИД-ТИЛИТИСОДЕРЖАЩИХ ФОРМАЦИЙ

Типизация формаций позднего докембрия в Тянь-Шане, вмещающих тиллоитоподобные конгломераты, так или иначе связывалась с выяснением происхождения этих конгломератов. О их наличии в различных районах Тянь-Шаня упоминалось в работах Д.В.Надивкина (1926), И.И.Машкары (1938), С.С.Шульца (1938), В.В.Галицкого (1945). Происхождение их разными исследователями объяснялось по-разному. Спелдический облик конгломератов позволил Д.В.Надивкину (1956), С.Г.Анниничу (1961), Е.И.Зубову и Е.И.Зубовой (1972) отнести их к ледниковым и ледниково-морским образованиям. Е.И.Зубовым и Е.И.Зубовой в бассейне р.Сарыдаз обнаружены следы штрихованного ложа ледника, а в Таласском хребте в тиллоитоподобных конгломератах ими собрано большое количество галек со штрихованными гранями. В.Г.Королев предполагал их преимущественно континентальное наземное происхождение, относя породы к типу (англомератовых моласс горных стран (Королев, 1960). Он считал, что верхнедокембрийские тиллит-тиллоидсодержащие образования Тянь-Шаня напоминают позднеэоценовые-четвертичные молассы этого региона и являются смешанными пролювиальными, горно-ледниковыми с подчиненными аллювиальными и озерно-болотными образованиями. Палео-

географическая обстановка: горная страна с обширно развитым оледенением, наступавшим неоднократно.

И.В.Жуков (1960), исходя из внешнего сходства тиллитоподобных конгломератов свиты Джетымтау с тиллитами, полагал, что бассейны седиментации в это время заполнялись в значительной мере продуктами ледниковой эрозии, в транспортировке которых принимали участие плавающие льды. Б.Джолдошев (1964) считал, что тиллитоподобные конгломераты свиты Джетымтау представляют собой прибрежно-морские отложения, накопившиеся у подножия поднятий типа кордильер главным образом за счет продуктов разрушения последних. Наличие в составе конгломератов обломков гранитоидов, чуждых данному району, дает основание предполагать, что они могли быть принесены деятельностью плавающих льдов (айсбергов). Вместе с тем Б.Джолдошев не исключал возможного участия в их составе континентальных отложений. Г.И.Макарычев (1957) считал конгломераты байконурской свиты пролювиальными отложениями, образовавшимися у подножия крутых уступов. А.В.Волин (1966) связывал образование конгломератов байконурской свиты в Улутаяу с гравитационным оползанием неуплотненных осадков. Д.И.Боровиков (1955) рассматривал их как конгломераты затопления у подножия скалистого берега, а в последнее время склонился к тому, чтобы считать тиллитоподобные конгломераты тектонитами позднепалеозойского возраста. А.А.Книшпер (1963) считал тиллитосодержащий комплекс полигенетическим, возникшим в результате сочетания подводно-оползневых и горно-ледниковых процессов.

Э.Норин, изучивши тиллитоподобные конгломераты в хресте Куруктаг, полагал, что присутствие в сланцах больших изолированных валунов бесспорно указывает на принос их плавающими льдами. Ледниковое происхождение их подтверждается находками штрихованных и граненых галек, присутствием ленточных сланцев, заключенных между валунистыми отложениями.

Существенную роль вулканических процессов при формировании тиллитоподобных конгломератов Тянь-Шаня предполагает И.С.Сагиндинов (1967). Участие ледниковых процессов он исключает, считая, что в это время регион находился в низких широтах.

Д.А. Зейлев и Т.Н. Хераскова (1979) считают, что тиллитоподобные конгломераты Улутая являются сложными полигенетическими образованиями. Среди них преобладают конгломераты свала, подводно-оползневые накопления, формирующиеся вдоль уступов тектонического происхождения. Состав и характер обломочного материала свидетельствует о соседстве прогиба с областью расчлененного горного рельефа. Осадконакопление происходило в морских условиях.

Детальное изучение состава, текстурных и структурных особенностей тиллитов и тиллоидов Тянь-Шаня и вмещающих их отложений дает возможность критически оценить эти суждения об их происхождении. Все исследователи в какой-то мере правы относительно отдельных интервалов разреза позднекембрийских тиллит-тиллоидов. Как выяснилось, происхождение отдельных составляющих этого мощного разреза надо рассматривать дифференцированно. Каждый из комплексов, описанных в качестве самостоятельных формаций, а также градаций этих формаций, имеет свои специфические черты состава и строения, позволяющие более или менее приблизительно судить о палеогеографической обстановке осадконакопления.

Широкое площадное развитие имеет вулканогенно-аркозвая формация, составляющая основание тиллоидоносного комплекса. Для аркозовых и аркозово-кварцевых песчаников и гравелитов (иногда конгломератов) характерны светлые, иногда красноватые окраски, грубослоистое, часто косослоистое, в целом линзовидное сложение подводно-дельтового или озерного типа; встречается примесь углеродистого материала (кжытаддысуйская слюта). Чередующиеся с песчаниками алевролиты и аргиллиты также содержат значительную примесь углеродистого материала. На поверхностях напластования встречаются следы волноприбойной ряби, трещины усыхания. Степень обработки и окатанности обломочного материала, как правило, высокая. В песчаниках содержится очень редкая хорошо окатанная галька. Вулканогенные породы несут иногда следы наземного (мгнимбриты курганской слюты) и субакувального происхождения (мелкая рябь на поверхности слоев туфа).

Перечисленные признаки свидетельствуют о континентальных, скорее всего озерных, условиях осадконакопления этого времени.

Тиллоид-углеродисто-сланцевая формация составляет большую часть объема тиллоидного комплекса Тянь-Шаня. Во всех породах формации отмечается примесь углеродистого материала. Углеродистые сланцы часто содержат рассеянную, окатанную гальку. Среди сланцев имеются лизовидные прослои-струи конгломератов, резко выклинивающиеся по простиранию, иногда они сменяются тиллитоподобными конгломератами.

Тиллитоподобные конгломераты делятся по типу цемента: с мусористым смешанным гравийно-песчано-алевролитно-аргиллитовым, названным Б.Джолдошевым джетымитом, и аргиллитно-сланцевым. Выделенные типы сменяют друг друга по простиранию, характеризуя различные фациальные обстановки осадконакопления.

Формация в восточной части Среднего Тянь-Шаня подразделяется на три градации. Краевая тиллоидная градация (хребты Сарыджаз, Куйлю, Нарынтоо) имеет небольшую мощность, тиллоиды представлены более грубообломочными разновалностями (аркововые тиллиты). Они переслаиваются с ленточно-слоистыми алевропелитовыми пачками типа ледниковых варв. На поверхностях напластования пород есть образования, напоминающие отпечатки ледяных кристаллов. На подошве базального пласта тиллита отмечены сланцы штрихованного ледникового ложа. Эти признаки, как считает Е.И.Зубов (1972), свидетельствуют о континентально-ледниковом (горно-ледниковом) характере осадков.

По северному склону Нарынтоо мощность формации увеличивается. Кроме тиллоидов, в строении ее заметную роль уже играют песчаники, алевролиты серого и бурого цвета, конгломераты. Для тонкозернистых разновалностей пород отмечается присутствие углеродистого материала. В тиллоидах и конгломератах происходит резкая смена по простиранию состава обломочного материала. Для составляющих пород типично груборитмичное сложение. Эти признаки могут свидетельствовать о континентальном подгорно-верном происхождении этих отложений. Обломочный материал в тиллоидах, по-видимому, транспортировался горными ледниками.

Тиллоид-углеродисто-филлитовая железорудная градация (лжый склон хребта Джетымтау, с запада ограниченный меридианом р.Дангы)

имеет еще большую мощность. Кроме пород, слагающих краевую градацию, в ее строении участвуют известняки с обильной терригенной примесью, конгломераты, углеродистые сланцы, несколько горизонтов вулканогенных пород. Последние представлены диабазовыми порфиритами и слоистым шальштейном (наземный литовитрокластический туф). Тиллоиды имеют сильно мусористый матрикс.

Для слагающих пород не характерно ритмичное строение. В некоторых пачках, особенно в железорудной, имеется ленточная слоистость варвового типа. В сланцах иногда встречается тонкая косая слоистость. Песчаники, гразелиты и конгломераты образуют струи и линзы во вмещающих породах. Косая слоистость для грубых терригенных пород не характерна. Они, как правило, имеют массивное или грубослоистое сложение.

Обильная примесь углеродистого материала свидетельствует о континентальных, скорее всего, озерных условиях осадконакопления. Площадь распространения пород железорудной градации, вероятно, представляла собой плоскую предгорную равнину, покрытую озерами, перекрываемую дельтовыми наносами рек и потоков, периодически заливаемых мелким морем. Горизонты тиллоидов являются наносами временных потоков, смешанных пролювиальных и моренных образований, возникших в условиях горного оледенения.

Углеродисто-филлитовая с тиллоидами градация составлена в основном своим объемом серыми филлитовыми и черными углеродистыми сланцами. В ее нижней части имеются отдельные прослои и горизонты известняков. Для карбонатно-сланцевых пачек обычно тонкое ритмичное переслаивание сланцев и известняков. Присутствуют редкие горизонты кварцевых песчаников. Для серых и черных сланцев толщи Данга типично монотонное сложение с едва заметной сменой blastoargillitовых и blastoaleuroлитовых разновидностей пород. На поверхностях напластования кое-где сохранилась волноприбойная рябь.

Тиллоиды, содержащиеся в этой градации, отличаются от таковых железорудной градации своим тонким сланцевым blastoargillitовым, blastoaleuroлитовым и мусористым карбонатным цементом. Тип цемента свидетельствует об их водном происхождении. В целом породы углеродисто-филлитовой градации свидетельствуют о существовании

на площади ее распространения подводной дельты. Незначительные колебания земной коры приводили к чередованию типично субаквальных фазий осадконакопления с подводно-дельтовыми.

Для арчалинских тиллоидов отмечено обилие галек утигообразной, треугольной формы с закругленными ребрами и углами, скорее характерных для ледниковых образований.

Для тиллоидной флишцидно-молассовой формации характерны оледунские породы: ритмично чередующиеся песчаники и алевролиты, с явным преобладанием песчаников, аргиллиты зеленого и красного цвета, известняки и доломиты, также ритмично чередующиеся; углеродистые сланцы, реже кремни. На поверхности напластования пород довольно часто встречается волноприбойная рябь. Самые верхи формации составлены байконурским тиллит-тиллоидным горизонтом. Для формации характерно, при постоянстве разреза, широкое площадное распространение по всей территории Среднего Тянь-Шаня, Большого Каратау, Улутау, Сындызяня, Южного Китая. Состав пород, их окраска, тип чередования, наличие волноприбойных знаков свидетельствуют о формировании нижней части формации в условиях мелкого моря и долого-волнистой поверхности суши, поставившей в основном мелкозернистый обломочный материал. Незначительные колебания поверхности и осиплявшая берега явились причиной ритмичного сложения составляющих пород (песчаников и алевролитов, аргиллитов и доломитизированных известняков).

Присутствие в разрезе ассоциации пиритоносных песчаников, углеродистых сланцев, доломитов и кремней свидетельствует о временном существовании условий подводной дельты.

Байконурский тиллоидный горизонт отделен от подстилающих пород несогласием. Здесь тиллиты и тиллоиды тесно связаны с доломитами. Последние чаще всего образуют крошечный тиллоидный горизонт (вещающие доломиты), отдельные прослои и ламзы внутри тиллоидов, встречаются в основании Гынбы и валуны доломитов, содержащиеся в самих тиллоидах, имеют тот же облик, что и доломиты ламз и прослоев.

Для байконурских тиллитов не отмечается наличие ацц конгломератов. Обломки делятся на две группы: мелкие и среднего размера (песчаники, эффузивы, метаморфические сланцы), которые имеются во



всех районах распространения байконурских тиллоидов и чаще всего несут на себе следы ледниковой обработки, и крупные валуны (карбонаты, граниты и др.), состав и количество которых меняется в зависимости от места. Последние, как правило, являются продуктом пролювиальных выносов местных пород, в то время как более мелкие обломки, по-видимому, принесены льдом. Часто мелкие обломки имеют тонкую темную хлорито-сланцевую "рубашку". Состав вмещающей массы сланцевый, бластоархейский, часто с карбонатным материалом.

Байконурские тиллоиды имеют, по-видимому, смешанное пролювиально-моренное происхождение.

Суммируя все изложенное, мы можем с достаточной долей уверенности утверждать, что большая часть пород тиллоидсодержащих отложений Тянь-Шань (за исключением некоторых горизонтов) континентального происхождения. Область осадконакопления напоминала предгорную равнину, покрытую озерами и временами заливавшуюся мелким морем.

Тиллоидные горизонты свидетельствуют об эпохах активизации горообразовательных процессов, часто сопровождавшихся оледенением. Тиллоиды представляют собой продукт смешения горно-ледниковых (моренных) и пролювиальных образований. В различных районах мы наблюдаем результат преобладания одного из генетических типов осадконакопления пролювиальных образований.

Снос обломочного материала происходил с севера, где байкальские орогенетические процессы привели к поднятию Северо-Тяньшаньской геосинклинальной области, и с юга, с местных поднятий, существование которых также вызвано процессами байкальской тектонической активизации.

В позднем докембрии многих районов земного шара имеются отложения, содержащие горизонты тиллитов или тиллоидов. Несмотря на то, что происхождение трактовалось по-разному, они успешно использовались для целей межрегиональной корреляции. Это подгруппа Варангер (Северная Норвегия), сложенная исключительно терригенными породами, в нижней и средней своей части содержащими тиллиты Смэльфорд и Муртенспее, опаргмитовая и варяжская формации Шве-

ции, спарангитовая группа Хедмарка (Южная Норвегия) и др. В пределах Советского Союза аналогами этих образований является бловьская и вильчанская свиты Оршанской впадины, вильчанская серия или бродовская свита волянской серии Воляно-Подольской павты Русской платформы, тиллитсодержащие свиты по обрывлению Русской платформы (Южный, Средний Урал и Подпдов Кряж).

Б.М.Келлер (1968) предложил выделить эти образования в особую формацию верхнего докембрия - ледниковую молассу или спарангитовую формацию.

Спарангитовая формация по Б.М.Келлеру (1973) представляет собой ледниковую молассу, сформировавшуюся в особых климатических условиях. По обрывлению Русской платформы она занимает строго определенное стратиграфическое положение в низах венда. Типичными ее представителями Б.М.Келлер считал пологую терригенных пород, протягивающуюся вдоль р.Белой от Кривой Луки до Баиназарова, серебрянскую серию на Среднем Урале, чурочную свиту (серию) на Северном Урале.

По возрасту и типу отложений Тяньшаньский тиллит-тиллоидсодержащий комплекс отвечает спарангитовой формации Б.М.Келлера.

В.Г.Королев (1960) ранее полагал, что тиллит-тиллоидсодержащий комплекс Чаткало-Нарынской и Куруктагской микроэоноклиматической является членом спарангитовой группы формаций, представляющей последовательную смену формаций по вертикали в особом типа регионах, включающих Средний Тянь-Шань. В том же году (Джолдошев, Королев, 1960) свита Джетымтау была отнесена к спарангитовой формации.

В сводке по докембрийским тиллитам и тиллоидам Н.М.Чумаков (1976), проанализировав огромное количество материала по этим образованиям, предложил делить ледниковые отложения на три типа: ледниковая формация материка (материковая), ледниковая формация материкового шельфа (периферическая) и формация перетолженных на континентальном склоне ледниковых отложений (алахтояан). Представляется, что эти подразделения являются общими, отвечающими самым крупным структурным единицам земной поверхности. В то же время, например, материковая ледниковая формация может входить специфическим литолого-генетическим комплексом в различные ряды формаций, отражающих многообразие структурных характеристик материка (геосинклинали, краевые прогибы, платформы). В зависимости от структурной

принадлежности будут меняться и отсутствующие тиллитам и тиллоидам природные комплексы. Для практических целей удобней разделять содержащие тиллиты и тиллоиды породные ассоциации на формации историко-геологических структурно-вещественных единицы.

Тиллит-тиллоидсодержащие отложения Тянь-Шаня разделяются на три формации: аркозово-вулканогенную, тиллоид-углеродисто-сланцевую и тиллоидную фантоидно-молассовую. Вместе они соответствуют спарагмитовой формации. Основные породы формации представлены песчаниками, черными углеродистыми сланцами, алевролитами, аргиллитами зеленой и красноватой окраски, тиллитами и тиллоидами, известняками и доломитами, вулканогенными породами. Порядок перечисления пород соответствует той роли, которую они играют в объеме формации.

На рассмотренной территории четко вырисовываются Ранский, Джебаглинский, Каракасмаський и Джетымский прогибы, заполненные спарагмитовой формацией венда. В Джетымском прогибе внутренняя градация (тиллоид-углеродисто-филлитовая и углеродисто-филлитовая с тиллоидами) обрамляется с востока сарыджазской и с юга нарынтовой краевыми градациями. Ранский прогиб с юго-востока ограничивается поднятием Центрального Каратау. Джебаглинский прогиб окончен с северо-запада и юго-востока поднятиями Центрального Каратау и Пскема. Внутренняя градация Каракасмаського прогиба окаймляется фациями краевых поднятий Пскемского и Таласского хребтов.

В Среднем Тянь-Шане тиллоидсодержащие отложения несогласно перекрывают различные образования. В Сарыджазском хребте и по р. Ран в Северо-Западном Каратау они ложатся на граниты, прорывающие рифейские отложения, в хребте Джетымтау - на кварцевые порфиры свиты Большого Нарына, сопровождаемые экструзивными и субвулканическими интрузивными кварцевыми порфирами и гранит-порфирами, в Северо-Западном Каратау - на рифейскую карбонатную толщу, в Центральном Каратау - на базальтовые и дицитовые порфириты каинарской свиты, характеризующие в целом орогенический режим верхнерифейского Улутау-Чаткало-Нарынского вулканического пояса (Киселев, Королев, 1981).

Тиллоидсодержащие отложения перекрываются нижнекембрийски-

ми отложениями курумсакской, сандалашской, шортгорской и бештапской свит. В хребте Борондайтву в низах палеозойского разреза не исключено присутствие аналогов поздневендских отложений (доломиты и кварцевые песчаники основания курумсакской свиты). Кембрийские отложения повсюду представлены маломощными горизонтами кремнистых и карбонатных пород, сохраняющими однотичность разреза на большой площади Южного Казахстана, Среднего Тянь-Шаня и Таримского массива. Устойчивость разреза, малые мощности всего кембрийского разреза и небольшие перепады мощностей, существенное преобладание кремнистого и карбонатного осадконакопления даво повод высказать соображение о субплатформенном режиме территории Чаткало-Наринской и Таласо-Киратауской зон и о соединении их в кембрийском периоде с Таримской платформой (Королев, 1957, 1960, 1966; Королев и др., 1973; Максумова, 1975).

Тиллит-тиллоидсодержащие отложения венда и вендско-кембрийские породы либайкальского субплатформенного чехла разделены несогласием и корой химического выветривания, реликты которой сохранились во многих районах Тянь-Шаня (Адишев и др., 1967; Максумова, 1973).

Большой объем терригенных (в том числе грубообломочных) пород, включающих горизонты высокощелочных кислых и основных лав, преимущественно континентальной обстановки осадконакопления свидетельствует о формировании тиллоидных образований Тянь-Шаня в условиях орогенического режима (Королев, 1960; Шульц, 1964). В Таласо-Киратауском позднедокембрийском геосинклинальном прогибе формирование тиллоидного комплекса завершает байкальский орогенный этап (Максумова, 1960), занимая положение верхних моласс.

Байкальский орогенный этап в Тянь-Шане подразделяется на три стадии (Максумова, 1960): нижних, вулканогенных и верхних моласс.

В первую стадию накапливались мощные осадки зеленоцветной флишево-молассовой формации верхнего рифа и нижней молассовой формации кудаша. Они заполняли Таласо-Киратауский байкальский геосинклинальный прогиб, тесно связаны с флишевой формацией рифа, имеют с ней общие черты литологического состава и общий характер деформаций.

Формации второй стадии отделены от подстилающих образований несогласием, местами даже угловым. Несогласию предшествует внедрение интрузий (актаоские граниты Улутау и кумьстинские граносиениты Северо-Западного Каратау) и общее поднятие. Это отразилось в преимущественно аркозовом составе терригенных пород вулканогенно-аркозовой молассовой формации венда (актугуйская, ранская, мурсашокая, узунбулакская, кичиталдысуйская свиты, толща Сарыбельных-Чоктори) и субконтинентальных условиях накопления осадков. Вулканогенно-молассовый комплекс развит на площади значительно шире низких моласс. Кроме Таласо-Каратауского района в прогибание вовлекается соседняя Улутау-Каратау-Чаткало-Нарынская периферическая зона. Навоженный характер прогибов, выполненных вулканогенно-аркозовой молассовой формацией венда, подчеркивается резким различием состава формаций с подстилающими отложениями, гетерогенным характером фундамента и иным, более простым типом деформаций.

Третья стадия характеризуется накоплением грубообломочных отложений, включающих горизонты тилазитов. Максимальное осадконакопление смещается к югу, в сторону Каратау-Чаткало-Нарынской зоны.

Таким образом, тилазитные отложения Тянь-Шаня являются составной частью орогенического комплекса, являя собой самые верхние и характеризующие завершающий этап горообразовательных движений — этап перехода подвижной байкальской геосинклинально-орогенической области в сублатформенную.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Улутау-Тяньшаньский тиллит-тиллоидсодержащий комплекс сложен в пределах СССР почти непрерывный пояс, протянувшийся почти на 2000 км вдоль южной периферии каспийского складчатого массива от верховьев р.Сары-Джаз на востоке до Ишимской дуги на северо-западе. Его продолжение на восток проходит еще на 4500 км по территории Китая от Куруктага и Кельпинтага, через Бейшань и Хеланшань к Дино-Китайской платформе. Китайские геологи назвали его "Древний Циньшань-Тяньшаньский тиллитовый пояс".

В Тянь-Шане Улутау-Тяньшаньский тиллит-тиллоидный комплекс разделяется на шесть горизонтов. Актугайско-чичканский горизонт является доледниковым, состоит из базальных, главным образом, аркозовых кластических пород, сменяющихся сверху или замещающихся по латерали или вулканитами щелочного основного и среднего состава, или углеродисто-сланцево-карбонатными толщами. Айрансуйский ледниковый горизонт отделяется датчиковым межледниковым горизонтом, для которого в Тянь-Шане характерны подосчатые железисто-кремнистые руды от арчелинского ледникового. Дзаволотский межледниковый горизонт отличается большой выдержанностью строения на всем протяжении выходов комплекса от Улутау до Сары-Джаза. Характерны тонкокластические хорошо слоистые породы пестрой окраски. Верхняя часть содержит много карбонатных пород. Венчающий комплекс байконурский ледниковый горизонт составляет важнейшую особенность Улутау-Тяньшаньского комплекса. Он залегает или непосредственно под древними слоями нижнего кембрия, или отделен от них сравнительно маломощными зналогами немекит-дзаволотского (манькайского) уровня, выделяемыми как кыршабактинско-беркутинский горизонт.

Возраст Улутау-Тяньшаньского тиллит-тиллоидного комплекса, в основном, вендский. Лишь актугайско-чичканский горизонт по составу фитоцитов и положению в разрезе может соответствовать кудашу Урала. В подстилающих комплексе магматических породах радиометричес-

кие датировки, полученные информативными методами, укладываются в интервал 700-800 млн лет. Изотопный возраст перекрывающего комплекс кыршабактинско-беркутинского горизонта по глаукоцитам - 560-600 млн лет. Микрофитоциты в подстилающих и перекрывающих тиллоидные толщи свитах, в карбонатных обломках в тиллах, принадлежат четвертому (вдомскому) комплексу. Строматолиты в актугайско-чичкаевском горизонте близки кудашским. В верхней части кыршабактинско-беркутинского горизонта характерны зоопроблематики немакит-далдынского уровня. Вышележащий чулактауский горизонт содержит типично томмотский комплекс фауны и лонтоваский комплекс растительных микрофоссилий.

Улуту-Тяньшаньский комплекс находит свои аналоги в Китае, где также выделяется три горизонта с тиллитами: Чанань, Наньто и Лочуань. Они разделены соответственно межледниковыми толщами Фалу (с железорудными горизонтами) и Доушаньто. Тиллиты Лочуань и их аналоги непосредственно подстилают или древние слои кембрия (ярус Мейшучун), или аналоги немакит-далдынского (или ровенского) горизонта (свита Дэнин, вероятный аналог кыршабактинско-беркутинского горизонта Тянь-Шаня).

В тех районах Казахстана, где выходит тиллит-тиллоидный комплекс (Улуту, Ишимская лука, Атасу-Моинтинский водораздел, Чу-Илийские горы, Джунгарский Алатау), повсеместно характерны тиллоиды байконурского горизонта, непосредственно подстилающие кембрий. Ниже него два горизонта тиллоидов наблюдались в Джунгарии, в Чу-Илийских горах. В сатанской свите Улуту хорошо развит нижний горизонт с железными рудами, аналог айраноуйского в Тянь-Шане. Выделение среднего уровня может предполагаться в верхних частях некоторых разрезов сатанской свиты. На Атасу-Моинтинском водоразделе развит лишь верхний горизонт тиллоидов. Можно предполагать, что кенелинская свита представляет флювиогляциальную фацию среднего и нижнего тиллоидных горизонтов.

На Урале, как и на Восточно-Европейской платформе и ее северо-западном скандинавском обрамлении, верхний горизонт тиллит-тиллоидов, который можно было бы сопоставить с байконурским, отсутствует. Здесь развиты два нижних тиллит-тиллоидных горизонта.

Н.М. Чумаков объединил их в лапландский ледниковый горизонт. В состав этого горизонта входят два ледниковых подгоризонта, скандинавский и норвежский, разделенные норвежско-скандинавским межледниковым. Эти подгоризонты, вероятно, соответствуют айрансуйскому, дангинскому и арчалинскому горизонтам Тянь-Шаня и тиллитам Чанань и Наньто и железорудной межтиллитовой свите Фаду Китая. Для лапландского горизонта на Среднем Урале также характерно наличие железорудных пластов, как в Китае и Тянь-Шане. Над лапландским горизонтом на Урале и выше нижних тиллитов-тиллоидов Китая присутствует эввакарская фауна. Вероятно, в свете приведенных данных следовало бы лапландский ледниковый горизонт возвести в ранг надгоризонта, а его подгоризонты считать горизонтами.

Для кудаш-вендских отложений Европейской части СССР Б.М. Келлер разработал схему деления на горизонты. Ее увязка со схемой расчленения тиллит-тиллоидного комплекса, предлагаемой для Тянь-Шаня, вполне возможна. К аналогам кудаша в Тянь-Шане можно отнести верхнюю часть караганской серии и рассматривать ее как аналог уксской свиты, а также постунбулакский и актугайско-чичканский горизонты, параллелизуя их с криволукским горизонтом. Древлянскому горизонту, для которого характерны тиллит-тиллоиды, относимые к нижнему венду, соответствует айрансуйский, дангинский и арчалинский горизонты, а редкинскому и котлинскому - дзэболотский и байконурский верхнего венда. Существенным отличием венда Тянь-Шаня, Казахстана и Китая от венда Европейской части СССР является присутствие в кровле верхнего венда байконурского горизонта тиллит-тиллоидов, тогда как на западе ледниковые образования служат основой для отделения нижнего отдела вендской системы от верхнего.

Литолого-формационное изучение тиллит-тиллоидсодержащих толщ позволило выделить трансгрессивно-регрессивный ряд формаций: 1) вулканогенно-аркозвая; 2) тиллоид-углеродисто-сланцевая железорудная, накапливавшаяся на предгорной равнине, периодически заливавшейся мелким морем; 3) тиллоидная флишоидно-молассовая мелководно-морская; 4) пролювиально-моренная. Их градиция образует фациальный ряд от горных ледников (собственно тиллиты) через предгорную равнину к подводной дельте. Формации составляют спармитовую группу, образовавшуюся в условиях орогенного режима.



- АБЛИЗИН Б.Д., КЛУШИНА М.П., КУРБАЦКАЯ Ф.А., КУРБАЦКИЙ А.М. Верхний рифей и венд западного склона Урала. М.: Наука, 1982.
- АДШЕВ М.М., ШАБАЛИН В.В., КАЛМУРЗАЕВ К.Е. Древняя кора выветривания в кровле тиллитоподобных пород позднего докембрия Тянь-Шаня. - ДАН СССР, 1967, т. 172.
- АДШЕВ М.М., КАЛМУРЗАЕВ К.Е., КОРОЛЕВ В.Г. К стратиграфии кембро-ордовикских отложений Сары-Джазского района (Центральный Тянь-Шань). - В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе, 1962, вып. 3.
- АНКИНОВИЧ С.Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и Западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1961.
- БЕККЕР Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Д.; Недра, 1968.
- БЕККЕР Ю.Р. Новое местонахождение фауны эдиакарского типа на Урале. - ДАН СССР, 1960, т. 254, № 2.
- БОРОВИКОВ Л.И. Нижний палеозой Джеказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. - Тр. ВСЕГЕМ, Л., 1955, т. 5.
- БОРОВКО Н.Г. Венд и нижний палеозой Полюдова кряжа Северного Урала. - Автореф. канд. дисс., ВСЕГЕМ, Л., 1967.
- ВОДИН А.В. Брекчия скольжения и тиллиты в связи с проблемой оледенения и перемещения полюсов. - Общие закономерности геологических явлений. - Мат-лы совещ. М.: Наука, 1966, вып. 1, 2.
- Геология и металлогения Сыртыумской зоны (Западное Прибайкалье). Отв. редактор Ю.И. Казанин. Алма-Ата: Наука, 1976.
- Геология СССР, т. XXV, Киргизская ССР. Геологическое описание. Кн. 1 и 2. М.: Недра, 1972.
- ГЕСЬ М.Д. Палеозойская структура Чаткальской подзоны и положение в ней гранитоидов (Средний Тянь-Шань). - Автореф. канд. дисс. М., 1972.

ГЛЕЙЗЕР Л.М. К ритмостратиграфии нижнепалеозойских отложений Пскемского хребта (Тянь-Шань) - Узб.геол.журнал. 1967, № 3.

ГРЕЦКАЯ Т.А. Тиллиты и их значение для решения геологических задач. Итоги науки, сер.геол. Общая геология, стратиграфия, 1963-1964. М., 1966.

ДЖОЛДОШЕВ Б. К унификации терминологии, применяемой к смешанным (тиллитоподобным) породам свиты Джетым-Тоо (Тянь-Шань), и новые данные о возрасте этой свиты. - В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Изд. АН Узб.ССР, 1963.

ДЖОЛДОШЕВ Б. Стратиграфическое расчленение свиты Джетым-Тоо в пределах Джетымского железорудного месторождения (Тянь-Шань). - В кн.: Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии. Фрунзе: Изд-во АН Кирг.ССР, 1964.

ДЖОЛДОШЕВ Б., КОРОЛЕВ В.Г. Строение джетымской серии в хребте Джетым-Тоо. - Изв. АН Кирг.ССР, сер.ест.-техн. наук (геология), 1960, т. II, вып.6.

ДОДОНОВА Т.А. Новые данные к стратиграфии нижнепалеозойских отложений Тяньшанского Алатау. - Тр.Упр.геол. и охр.недр при Совмине Кирг.ССР, 1962, сб.1.

ЕГАНОВ Э.А., СОВЕТОВ Ю.К. Каратау - модель региона фосфатонакопления. Новосибирск: Наука, 1979.

ЕЖКОВ Ю.Б., ЛЕВЧЕНКО И.В., ИВАНОВ А.И., КОЗИРЕВ В.В., ПРОЦЕНКОВ В.Ф., ГОРЬКОВОЙ О.П. Новые данные об абсолютном возрасте интрузивных образований Чаткальской подзоны. - Узбекский геологический журнал, 1975, № 6.

ЕРГАЛИЕВ Г.Х. К стратиграфии венда и кембрия Байконур-Каратау-Джебаглинской зоны. - Изв. АН Каз.ССР, сер.геол., 1965, вып. 6.

ЕУКОВ Ю.В. Кембрийские отложения верховьев реки Нарын и их рудоносность. - Тр.Упр.геол. и Охр.недр при Совмине Кирг.ССР. Госгеолтехиздат, 1960, сб.1.

ЕУКОВ Ю.В. Нижнепалеозойские формации Среднего Тянь-Шаня. - В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1965.

ЗАЙЦЕВ В.А., ХРАСНОВА Т.Н. Строение и условия накопления верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ восточного крила

Байконурского синклиория. - В кн.: Вопросы геологии Центр.Казахстана. Изд-во МГУ, 1971.

ЗАЛИЕВ Ю.А., ХЕРАСКОВА Т.Н. Вент Центрального Казахстана. - Мат-лы по геол.Ц. Казахстана, т. XIV. Изд-во МГУ, 1979.

ЗУБЦОВ Е.И. Улутан-Тяньшаньский тиллитноносный комплекс позднего докембрия. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. Изд. МГУ, 1971.

ЗУБЦОВ Е.И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение. - Бюлл. МОИП. 1972, т. XLII(I).

ЗУБЦОВ Е.И., ЗУБЦОВА Е.И. Докембрийские граниты и нижний палеозой Среднего Тянь-Шаня. - ДАН СССР. 1963, т. 152, № 4.

ЗУБЦОВ Е.И., ЗУБЦОВА Е.И. Новые данные по стратиграфии кембрийских и докембрийских отложений Таласского хребта (Северный Тянь-Шань). - ДАН СССР. 1973, т. 211, № 5.

ИЛЬИНСКАЯ М.Н., МАКСУМОВА Р.А. Состав, особенности формирования и вторичная минерализация пород курганской свиты (Южный Казахстан). - ДАН СССР. 1970, т. 195, В 3.

ИЛЬИНСКАЯ М.Н., МАКСУМОВА Р.А. Телеприкластические отложения в составе курганской свиты (вент) Таласо-Каратауской зоны. - Литология и полезные ископаемые, 1973, № 1.

КАДРОВ А.К., ЛУКОВ П.К. Нижнепалеозойская углеродисто-кремнисто-сланцевая формация Джунгарского Алатау и связанные с ней полезные ископаемые. - В кн.: Литологические исследования в Казахстане. Алма-Ата, Наука, 1969.

КВЭДЕР Б.М. Вентский комплекс Урала. - Сов. геология, 1966, № 5.

КВЭДЕР Б.М. Спарангитовая формация байкяльской эпохи складчатости. - В кн.: Геологические формации. Л.: Недра, 1968.

КВЭДЕР Б.М. Тектоническая история и формация верхнего докембрия. - В кн.: Итоги науки и техники, сер. Общая геология. М., 1973, т. 5.

КВЭДЕР Б.М. Вент, пдмий и терминальный рифей (вентомий). - Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 1.

КВЭДЕР Б.М. Терминальный рифей (кудаш) и нижняя граница вента. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1983<sub>1</sub>, № 6.

КВЭДЕР Б.М. Системы верхнего докембрия. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1983<sub>2</sub>, № 12.

КЕЛЛЕР Б.М., КРЫЛОВ И.Н., РОЗАНОВ А.Ю. О границе кембрия и докембрия на Урале.- Сов.геология, 1975, № 7.

КЕЛЛЕР Б.М., КУЗНЕЧЕВСКИЙ А.Г., ПАЛЕВ Л.М., ТОКМАЧЕВА С.Г., ШАРАПКОВ А.П. Рифей и нижний кембрий юго-западного Прибайкалья.- Сов.геол., 1970, № 8.

КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г. Позднедокембрийские вулканогенные формации Тянь-Шаня.- В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1967.

КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г. Палеотектоника докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1981.

КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г., АПАЯРОВ Ф.Х., КОМАРЕВИЧЕВ В.Т., ШАГАНОВ Э.Н. Кислые вулканиты в докембрийских разрезах Северного и Среднего Тянь-Шаня. - В кн.: Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1981.

КНИППЕР А.Л. Тектоника Байконурского синклинория. - Тр.ГИН АН СССР, 1963, вып.90.

КОЗЛОВ В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982.

КОРОЛЕВ В.Г. Возраст свиты "Арчалы" и стратиграфия нижнего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны. - Тр.Ин-та геол. АН Кирг.ССР, 1957, вып. IX.

КОРОЛЕВ В.Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые.- В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1960, IV.

КОРОЛЕВ В.Г. О границах кембрия в Средней Азии.-Тр.Фрунзенского политехн.ин-та, геол. горное дело, 1963, вып.10.

КОРОЛЕВ В.Г. О двух горизонтах тиллитоподобных конгломератов в вендском комплексе северо-западного Каратау. - Тр.Фрунзенского политехн.ин-та, геол. горное дело. Фрунзе, 1965, вып.20.

КОРОЛЕВ В.Г., ДЖУМАЛИЕВ Т., КИСЕЛЕВ В.В., МАКСУМОВА Р.А., МАМБЕТОВ А.М. Особенности геологического развития и условия фосфатонакопления в Таласо-Каратауской зоне. - В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973.

КОРОЛЕВ В.Г., МАКСУМОВА Р.А. Поздний докембрий Таласского Алта-Тоо. Тр. Фрунзенского политехн. ин-та, 1964, вып. 19.

КОРОЛЕВ В.Г., МАКСУМОВА Р.А. Кыр-пэбактинская свита и соотношение каройской и тамдинской серий в хр. Малый Каратау. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 7.

КОРОЛЕВ В.Г., МАКСУМОВА Р.А., ИЛЬИНСКАЯ М.Н. Терригенно-телепирокластическая формация позднего докембрия Северного Тянь-Шаня. - В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М.: Наука, 1974.

КОРОЛЕВ В.Г., МАКСУМОВА Р.А., МАМБЕТОВ А.М. Аналогии вендского комплекса и "бестрилобитовые слои" нижнего кембрия в Средней Азии и Южном Казахстане. - Стратиграфическое совещание по допалеозой и палеозой Казахстана ( тез. докл. ) . Алма-Ата, 1971.

КОРОЛЕВ 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 . Алма - Ата, 1974.

КОРОЛЕВ В.Г., МАКСУМОВА Р.А., ОГУРЦОВА Р.Н. Соотношение венда и терминального рифея (вендомия) в Тянь-Шане и Южном Казахстане. - В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979.

КОРОЛЕВ В.Г., МАМБЕТОВ А.М. Новые данные по биостратиграфическому расчленению нижнего кембрия в верховьях р. Чаткал (Тянь-Шань) и некоторые выводы, вытекающие из сравнения с нижним кембрием Сибири. - В кн.: Кембрий Алтае-Саянской складчатой области. М., 1980.

КОРОЛЕВ В.Г., МИСЮС П.П. Типы разрезов нижнего палеозоя в восточной части Тянь-Шаня. - Булл. МОИП, отд. геол., 1965, т. X (2).

КОРОЛЕВ В.Г., ОГУРЦОВА Р.Н. Корреляция пограничных отложений венда- нижнего кембрия Таласо-Каратауской зоны (хр. Малый Каратау) с опорными разрезами Восточно-Европейской и Сибирской платформ. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1982, № 6.

КОССОВСКАЯ А.Г., ШУТОВ В.Д. Зоны эпитгенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья. - ДАН СССР, 1955, 103, № 6.

КРАСЬКОВ Л.Н., СМЕРНОВА Л.Н. О первых находках вендских и ниж-

некембрийских микрофоссилий в Большом Каратау (Южный Казахстан).— Изв. АН Каз.ССР, 1982, № 4.

КРЫЛОВ И.Н. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. М.: Наука, 1967.

МАКАРЫЧЕВ Г.И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Б.Каратау.— Бюлл.МОИП, отд. геол., 1957, т. XXII, вып. 4.

МАКСУМОВА Р.А. Стратиграфия и литология верхнего протерозоя юго-восточной части Таласо-Каратауской зоны.— Автореф. канд. дисс., Фрунзе, 1967.

МАКСУМОВА Р.А. Вендские коры выветривания в хребте Каратау (Южный Казахстан): Литология и полезные ископаемые, 1973, № 4.

МАКСУМОВА Р.А. Формиционный характеристика, особенности фосфатонакопления и источники фосфора в верхнем докембрии — нижнем кембрии Малого Каратау.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. I.

МАКСУМОВА Р.А. Байкальский орогенный комплекс Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана. Фрунзе: Илим, 1980.

МАКУРИН А.С. Новые данные по стратиграфии докембрия хребта Курук-Тег.— Тр. МГРИ, 1960, т. XXXIII.

МАМБЕТОВ А.М., ИМАНАЛИЕВ Ч.И., КОНОКОВ К. К вопросу палеонтологической характеристики аксуйской слиты кембрия верховья р. Чаткал (Срединный Тянь-Шань).— Изв. АН Кирг.ССР, 1981, № 6.

МИССАРЖЕВСКИЙ В.В., МАМБЕТОВ А.М. Стратиграфия и фауна пограничных слоев кембрия и докембрия Малого Каратау.— Тр. ГИИ АН СССР. М.: Наука, 1981, вып. 362.

МАМБЕТОВ А.М., РЕПИНА Л.Н. Нижний кембрий Таласского Алатау и его корреляция с разрезами Малого Каратау и Сибирской платформы.— В кн.: Бистратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск: Наука, 1979.

МИСЮС П.И., САГЫНДЖКОВ К.С. Новые данные о нижнем кембрии Чаткальского хребта.— В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1967.

НАЛИВКИН Д.В. Счерк геологии Туркестана. Ташкент, 1926.

НИКИТЧЕНКО И.И. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Цзунгарского Алатау.— Изв. АН Каз.ССР, сер. геол., 1978, № 5.

НОРИН Э. Кембрийские и докембрийские осадки центрального Курук-Тага, восточный Тянь-Шань. - Тр.ХУП сессии МГК. Гостехиздат, 1940, т.6.

ПУПЫШЕВ Н.А. Новые данные по стратиграфии вендских и кембрийских отложений Атасу-Моинтинского водораздела. - В сб.: Допаалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, т.1.

РААБЕН М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. - Тр.ГИН АН СССР, 1975, вып.273.

Резолюция совещания по унификации стратиграфических схем допаалеозой и палеозой Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1958.

САГЫНДЫКОВ К.С. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений хребта Кок-Иррим-Тоо. - В кн.: Мат.-лы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд. АН Киргиз.ССР, 1961, вып.1.

САГЫНДЫКОВ К.С. Докембрий и нижний палеозой хребта Кок-Иррим-Тоо и Тахталикской гряды (Тянь-Шань). - Автореф.канд.дисс. Фрунзе, 1964.

САГЫНДЫКОВ К.С. Вендская (нижнекембрийская?) вулканогенно-терригенная железорудная формация типа Джетым-Тоо. - В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. - Фрунзе: Илим, 1967.

САГЫНДЫКОВ К.С. Строение и состав мурсашской и джетымской серий Среднего Тянь-Шаня. - Изв. АН Кирг.ССР, 1976, № 1.

САГЫНДЫКОВ К.С., СУДОРГИН А.А., ДИТНИКОВ А.А., ХРИСТОВА М.П., ГРИЩЕНКО В.А. О вулканогенно-осадочных комплексах верхнего протерозоя антиклинория Большого Нарына. - В кн.: Вопросы рудообразования Тянь-Шаня. Изд. Фрунзенского политехн. ин-та, 1980.

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. МГК, ХУП сессия. Докл.сов.геол., пробл.10. М., 1964.

СОКОЛОВ Б.С. Вендский этап в истории Земли. - В кн.: Палеонтология. Доклады советских геологов, ХУУ сессия МГК. М.: Наука, 1972.

СОКОЛОВ Б.С. О венде. - В кн.: Аналоги вендского комплекса в Сибири. М., 1975.

СОКОЛОВ Б.С. Венд: принципы обособления, границы и место в шкале.- В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (руфей, венд). Л.: Наука, 1979.

СТЕПАНЕНКО А.Ф. К стратиграфии нижнего палеозоя верховьев рек Чаткала и Сандаляша (Тянь-Шань). - В кн.: Материалы по региональной геологии.-Тр.Всесоюзн.аэрогеологич.треста. Госгеолтехиздат, 1958, вып.4.

Стратотип руфей Урала. М.: Наука, 1983.

СЫРОМЯТНИКОВ Н.Г., ПАТАЛАХА Г.Б., КОШЕВОЙ О.Г., ОСТАЮОВА Н.В. О возрасте колчеданно-свинцово-цинкового месторождения Текели по изотопно-свинцовым данным.-Изв. АН Каз.ССР, сер.геол., 1977, № 1.

ТОКМАЧЕВА С.Г., КУЗНЕЧЕВСКИЙ А.Г., БУРЕНИН В.М. Докембрийские образования юго-западного Прибалхашья и юго-восточной Бетпакадалы.- В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974.

ТУРЕИН Л.И. К стратиграфии нижнего палеозоя западной части Среднего Тянь-Шаня.- Тр.Упр.геол. и охр.недр при СМ Кирг.ССР. Госгеолтехиздат, 1962, сб.2.

ХЕРАСКОВ Н.П. Геологические формации (опыт определения).- Бюлл.МОИП, отд.геол., 1952, 27, вып.5.

ХУ-ШУИ. Геологический ежемесячник, 1968, № 7.

ЧУМАКОВ Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. - Тр.ГИН АН СССР. М.: Наука, 1976, вып.308.

ШАБАЛИН В.В., САГЫНДЫКОВ К.С. О ванадиеносных углесто-кремнистых отложениях хребтов Джетым-тоо и Кок-Ийрим-тоо (Тянь-Шань).- Изв. АН Киргиз.ССР, сер.естеств. и технич. наук (геология), 1960, т.П, вып.6.

ИМТЮЖИИ Н.С. О марганценосных формациях и металлогении марганца. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1954, № 4.

ШАТСКИЙ Н.С. Фосфоритносные формации и классификация фосфоритовых залежей. - В кн.: Совещание по осадочным породам. Изд-во АН СССР, 1955, вып.2.

ШУЛЬЦ С.С. К стратиграфии и тектонике палеозоя хребта Терскей Алау в районе р.Малый Нарын. - Изв.АН СССР, сер. геол., 1938, № 4.



CHEN J., ZHANG H., XING J., MA G. On the Upper Precambrian (Sinian Suberathem) in China.-Precambrian Research, 15 (1981).

GAO Zh., QIAN J., LI Y., XIONG J. New data of the Sinian glacial deposits in Aksu-Kaipin region, Xinjiang Uygur zizhiqu.-Bull. Tianjin Institute, Geol.Min.Res., 1982. No 5.

GAO Zh., PENG Ch., LI Y., QIAN J., ZHU Ch. The Sinian System and its glacial deposits in Quruqtagh, Xinjiang.-In: Research on Precambrian Geology Sinian Suberatem in China. Tianjin Science and Technology Press. Tianjin, China, 1980.

LIAO Sh.-P. Sinian glacial deposits of Guizhou Province, China.-In: Earth's pre-Pleistocene glacial record. Ed. M.J. Hambrey, W.B. Harland, Cambridge University Press, 1981.

MU Y. Luoquan tillite of the Sinian System in China.-In: Earth's pre-Pleistocene glacial record. Ed. M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge University Press, 1981.

WANG Y., LU S., GAO Zh., LIN W., MA G. Sinian tillites of China.-In: Earth's pre-Pleistocene glacial record. Ed. M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge University Press, 1981.

KING Y., DING Q., SUO H. Biotic characteristics of the Sinian - Cambrian boundary beds in China and the boundary problems. - Precambrian Research, 1982, v. 17, No 2.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

### ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ ТИЛЛИТОВ И ТИЛЛОИДОВ ТЯНЬ-ШАНЯ.

В . Г . К о р о л е в , Р . А . М а к с у м о в а .....	3
Северо-Западный Каратау.....	3
Центральный и Юго-Восточный Каратау, Джабглы.....	27
Чаткало-Сандалашско-Пскемский район.....	34
Хребет Кокийрим-Тоо.....	49
Верховья р.Нарын. Хребты Джетымтау и Нарынтау.....	49
Сарыджазский район.....	78
Таласский хребет.....	79
Малый Каратау.....	100
<b>СТРАТИГРАФИЯ И ВОЗРАСТ В . Г . К о р о л е в ,</b>	
Р . А . М а к с у м о в а .....	104
Региональные горизонты.....	104
Границы. Возраст.....	107
<b>КОРРЕЛЯЦИЯ В . Г . К о р о л е в .....</b>	
Китай.....	114
Кызылстан.....	122
Урал.....	132
<b>ЛИТОЛОГО-ФОРМАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТИЛЛОИДСОДЕРЖАЩИХ</b>	
<b>ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИИ Р . А . М а к с у м о в а .....</b>	
Вулканоогенно-аркозоявая формация.....	139
Тиллоид-углеродисто-сланцевая железорудная формация.....	144
Тиллоидная флишоидно-молассовая формация.....	168
Обсуждение генезиса тиллит-тиллоидсодержащих формаций.....	166
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ В . Г . К о р о л е в .....</b>	
ЛИТЕРАТУРА.....	177
	180