

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени А. А. ЖДАНОВА

Ю. С. Бискэ, С. Е. Зубцов, Г. С. Поршняков

**ГЕРЦИНИДЫ
АТБАШИ-КОКШААЛЬСКОГО РАЙОНА
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**



ЛЕНИНГРАД
ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1985

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Ленинградского университета

УДК 551.243+551.73

Биске Ю.С., Зубцов С.Е., Поршняков
Г.С. Герцины Атбаш-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня.
Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1985. - 192 с.

Описываемый в монографии Атбаш-Кокшаальский район - единственный в СССР, где общие черты строения складчатых областей выражены настолько ясно, что он может претендовать на роль тектонотипа (образца) складчатых сооружений. Многолетние полевые исследования позволили выявить широкое развитие здесь тектонических покровов, установить последовательность формирования крупных герцинских структур, предложить модель тектонического строения и развития.

Предназначена для специалистов в области региональной геологии.

Библиогр. 57 назв. Ил. 28. Табл. 2.

Рецензенты: канд. геол.-минерал. наук
Н.Г. Власов (ВСЕГЕИ), докт. геол.-минерал. наук Н.А.
Афоничев (ВСЕГЕИ)

В 1904010000-127 КБ-16-92-85
076(02)-85

© Издательство
Ленинградского
университета, 1985 г.

В В Е Д Е Н И Е

Атбашь-Кокшаальским районом мы будем называть восточную часть герцинской складчатой области Советского Южного Тянь-Шаня, расположенную между Таласо-Ферганским сдвигом на западе и горным узлом Хантенгри на востоке, что составляет около 500 км по простиранию. Основная часть района принадлежит Киргизской ССР и географически охватывает хребты Ферганский (частично), Атбашинский, Джанджерский, Борколдой, Кокшаал, а также разделяющие их местами весьма широкие альпийские депрессии (рис.1).

Тектоническая позиция Атбашь-Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня отличается от позиции расположенных западнее его частей присутствием здесь Таримского платформенного массива, ограничивающего с юга описываемую складчатую область. И если в Гиссаро-Алае и в Ферганском хребте герциниды Урало-Монгольского Тянь-Шаня соприкасаются на юге с Рейнско-Куэнь-Дуньскими герцинидами по зоне встречных надвигов, разделяющей здесь эти, принадлежавшие разным складчатым поясам, сооружения, то в описываемом районе мы имеем дело только с северной, Урало-Монгольской ветвью Тянь-Шаньских герцинид, лежащей между Таримской платформой и массивом Среднего Тянь-Шаня.

Положение между древней платформой и четко очерченным средним массивом позволяет считать позицию описываемой складчатой области классической и искать именно здесь главные закономерности развития геосинклинального тектогенеза. Если учесть, кроме того, резкую формационную зональность палеозоя, прекрасную обнаженность, глубокий эрозионный врез и возможность получать палеонтологическое обоснование возраста почти всех свит, то в Советском Союзе, нам представляется, трудно найти более удобный объект для тектонических исследований.

Исследования, положенные в основу предлагаемой монографии, проводились в период 1975-1981 гг. В результате удалось получить новые материалы, которые позволяют пересмотреть общую

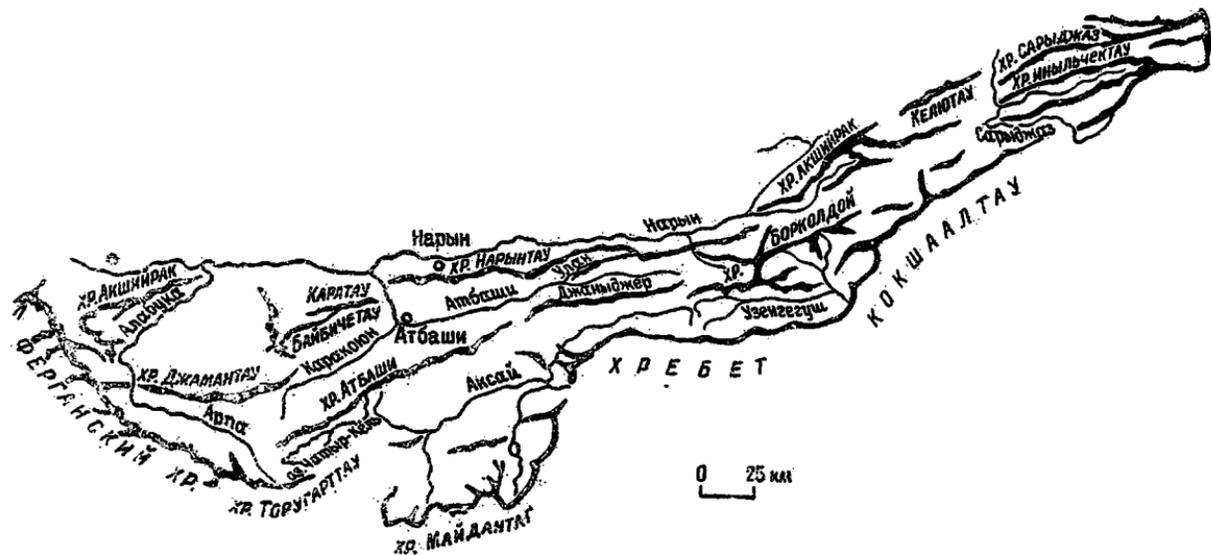


Рис. 1. Ориентированная схема Атабаши-Кокшаальского района (по [Довжиков, 1977]).

схему герцинской структуры района. Сейчас может быть обоснована модель, основная часть которой — представление о моновергентном складчато-покровном сооружении, образованном относительным движением поверхностных масс с севера, от Срединного Тянь-Шаня и Атбаш-Иныльчекского шва, к югу, на Таримскую плиту. Речь идет, таким образом, о структуре альпийского типа, обычной, по нашему мнению, и для других районов Урало-Монгольского пояса; но именно здесь, в Кокшаале, эта структура значительно сужается и приобретает классические черты, хотя последовавшие за шарьяжами складчатые, сдвигово-складчатые, ретрошарьяжные и другие нарушения последующих этапов герцинского тектогенеза, дополнительно уложенные альпийскими надвигами, придают существенные особенности строению отдельных участков.

Предлагаемая книга является, по существу, продолжением двух ранее опубликованных описаний более западных районов Южного Тянь-Шаня [Поршняков, 1973; Биске и др., 1982] и имеет ними общую идейную основу. Здесь речь пойдет о территории, исследованной несколько хуже. Геологическое изучение Атбаш-Кокшаальского района еще только вступает в стадию детальных съемок. Белым пятном остается на геологической карте южный склон Кокшаала, а также многие труднодоступные районы в бассейне р. Сарыджаз. Авторы, однако, полагают, что их подход к расшифровке структуры южно-тянь-шаньских герцинид оправдал себя и что с его помощью новые исследования могут избежать некоторых ошибок, сделанных на прежнем этапе. При полевых работах основное внимание уделялось поиску доказательств залегания более молодых палеозойских слоев под древними, т.е. обоснованию тектонических покровов в структурах, принимавшихся за моноклинали. Это заставило нас пересмотреть некоторые прежние стратиграфические схемы, было возможно открыть неизвестные ранее формационные типы разрезов, но в то же время ликвидировать необычайно мощные и формационно пестрые "серии" отложений. Значительную помощь на этом пути оказали палеонтологи, обработавшие наши коллекции: Л.А.Эктова, А.В.Дженчураева (фораминиферы), Б.Б.Назаров (радиолярии), В.Б.Горянов (ругозы), Ю.В.Савицкий (брахиоподы), В.Д.Клишевич (дакрионариды), Р.Е.Риненберг и Т.Н. Корень (граптолиты), А.В.Яговкин (гониматиты), Н.М.Петросянц (наземные растения). Определения табулит сделаны Ю.С.Биске.

Чрезвычайно полезным было участие А.В.Яговина и В.Л.Клишевича в полевых и камеральных работах: ими получена некоторая часть приведенных здесь геологических материалов. Кроме них, на отдельных этапах с нами сотрудничали И.А.Клишевич, Ю.А.Талашманов, А.Я.Цветков и студенты геологического факультета ЛГУ. А.Я.Цветкову принадлежат использованные в работе результаты обработки петрографического материала.

Ограниченный объем монографии, к сожалению, не позволяет нам сделать обзор геологических исследований, проведенных в районе ранее, и мы вынуждены отослать читателя за соответствующими справками к XXV тому Геологии СССР [1972] или к монографии А.Е.Довжикова [1977], делая в тексте лишь самые необходимые ссылки, главным образом на работы последнего десятилетия.

СТРАТИГРАФИЯ

Атбаш-Кокшаалский сегмент имеет обычную для Южного Тянь-Шаня сложную формационную зональность палеозоя, и в нем могут быть установлены те же основные формационные типы разрезов — по крайней мере, среднего палеозоя — что и в герцинидах юго-западной Киргизии. Прежде чем приступить к их описанию, надо остановиться на некоторых собственно стратиграфических вопросах, возникающих при систематизации имеющихся материалов.

До сих пор при мелкомасштабном геологическом картировании исследователи стремились к расчленению колонки на единицы общей стратиграфической шкалы. На мелкомасштабных картах недостатки такого метода были не столь очевидны. С переходом к детальному изучению возникает вопрос о разработке местной стратиграфической системы. Единицы такой системы — комплекс, серия, свита и т.д. — должны опираться на вещественный состав отложений и через него отражать зональность и стадийность в геологической истории района. Основу местной стратиграфии, таким образом, должно составить расчленение разреза на формации, которым в стратиграфической номенклатуре обычно может соответствовать серия. Точнее, серия может представлять собой конкретное выражение какой-либо формации (рифогенно-карбонатной, кремнисто-сланцевой и др.) в отдельной, ограниченной области ее развития, т.е. формационной зоне.

Допустимо ли объединение близких по составу и возрасту отложений под одним названием, если они находятся в разных зонах и входят в разнотипные колонки? Были эти зоны изолированными или составляли единый бассейн седиментации? Для случая складчато-покровных сооружений типа Южного Тянь-Шаня ответить на такие вопросы особенно трудно, так как порядок расположения седиментационных (и вулканических) зон мог быть сущест-

венно нарушен тектоническими перекрытиями. Структурные единицы (покровы, группы складок) лишь отчасти соответствуют формационным зонам, которые приходится восстанавливать по их фрагментам. Для нашего региона, в частности, обсуждаются разные варианты палеогеографических реконструкций, причем самые простые и смелые из них вообще объединяют, например, карбонатные серии в единую формационную зону [Буртман, 1976 и др.].

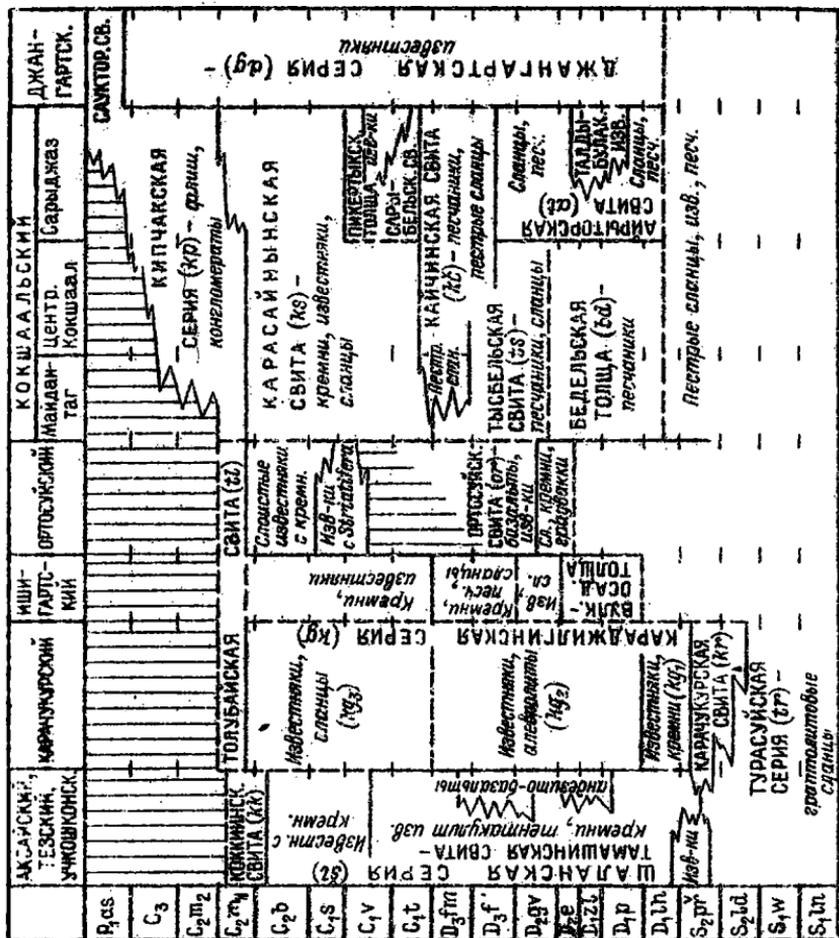
Вопросы номенклатуры серий, как и подчиненных им свит (толщ), осложняются при латеральном прослеживании этих единиц, которое выявляет вещественные замещения и изменения возрастного объема. Вряд ли можно предложить общее решение этих трудностей. При выборе названий приходится руководствоваться отчасти имеющимся приоритетом и установившейся практикой, отчасти просто здравым смыслом и сохранением конкретности изложения. Так, мы часто использовали разные географические наименования для однотипных, но не вполне одинаковых по объему и строению серий. С другой стороны, в ряде случаев необходимо было подчеркнуть несомненное сходство формаций и целых формационных рядов в Южном Тянь-Шане по обе стороны Таласо-Ферганского овдига, и поэтому использовать для восточной территории некоторые стратиграфические наименования, введенные в западном секторе (Ферганский хребет, Алай). Названия, принятые нашими предшественниками, сохранялись, однако, даже при наличии явных аналогов на западе (текелиторская свита Улана - бооготашская свита Баубашати, карачукурская свита - уьнкурская, и т.д.) Мы стремились, в рамках требований Стратиграфического кодекса СССР, сохранять также наименования некоторых единиц после существенного пересмотра их объема (например, карасайнинская свита), если не менялась первоначальная вещественная характеристика подразделения.

Стратиграфическую характеристику геосинклинальных комплексов, нам представляется, удобно вести по типам разрезов. "Тип разреза" - понятие свободного пользования, оно может опираться на различные признаки и обычно намечается эмпирически. Наш опыт типизации собственно геосинклинальных комплексов Южного Тянь-Шаня [Поршняков, 1973; Биске и др., 1982] позволяет считать при этом наиболее удобным и важным признаком состав

**Т а б л и ц а 1. Классификация типов разрезов собственно герциносклиналильных отложений
герциниды восточного сегмента Южного Тянь-Шаня**

Тектоническая позиция	Герцинская азгесосинклиналь				Герцинская мезогесосинклиналь	
Степень комплексации прогибов	Окраина среднего пояса подкомпенсированная	Осевая (рифтовая) подкомпенсированная зона азгесосинклинали	Некомпенсированные части прогиба	Компенсированные части прогиба		
Палеогеографическая позиция	Застроводуговая часть окраинного моря	Гряды и впадины окраинного моря	Открытая часть окраинного моря	Отмели, банки	Континентальный склон, шельф	Шельф
Главные формационные типы	Вулканогенно-терригенные	Вулканогенные и кремнисто-вулканогенные	Кремнисто-сланцевые	Карбонатные и вулканогенно-карбонатные	Терригенные	Карбонатные
Частные типы разрезов	Шаркитинский Игильчегский Белытинский	Тамрасатский Каякдинский Джанджерский	Аксайский Карачуккурский и Тезский	Чирмалский Атджайкузский Уланский Сарыбелесский Борколдойский	Ковшальский	Джангартский

**Схема сопоставлений основных стратиграфических подразделений
палеозоя Атбаш-Кокшаальского района**



той части комплекса, которая характеризуется резкой формационной зональностью. Эта часть охватывает ранние и (главным образом) средние этапы развития геосинклинали, т.е. время максимальной дифференциации осадконакопления. В таком случае формационные "типы разрезов" получают определенное тектоническое и палеогеографическое значение, что и показано в табл. I. Для Южного Тянь-Шаня временем максимальной дифференциации осадкообразования является девон, но часто она захватывает и более продолжительный отрезок времени (S_2-C_2 или даже более). Такая типизация, нам кажется, может найти применение не только в Южном Тянь-Шане, но и в других складчатых областях. Она особенно удобна потому, что типы разрезов обнаруживают обычно определенную, хотя и не 100%-ную, связь со структурными единицами (см. рис. 12). В пределах главных формационных типов разрезов по разным менее существенным признакам выделяются частные типы разрезов с географическими названиями (см. табл. I).

Общая схема стратиграфических единиц Кокшвальского региона (с. 10-11) не является ни законченной, ни единственно возможной. Авторы надеются лишь, что она может обсуждаться при разработке легенды для геологических карт различных масштабов, работа над которыми в Кокшвале продолжается.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ МЕГАОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Термином "энгеосинклиналь" традиционно обозначается та зона складчатой области, в пределах которой широко развиты толщи, образованные продуктами подводного вулканизма основного состава. В Кокшвале она примерно соответствует освокушности Аташанской (Аташ-Иныльчекской), Агайской и Дзанджерской зон в классификации разных авторов. Паряду с базальтоидными вулканитами здесь распространены также известняковые разрезывающие толщи, часто рифогенного происхождения, пелагические (стратиграфически конденсированные) кремнисто-сланцевые осадки, иногда существенно известняковые толщи, а в верхней части - турбидиты (флиш) и олистостромы. В некоторых вулканических толщах может присутствовать комплекс океанического основания досреднепалеозойского возраста.

Несмотря на указанное разнообразие фаций в эвгеосинклинальной зоне, все наблюдаемые здесь стратиграфические разрезы могут быть сведены в четыре формационных типа:

1. Карбонатные и вулканогенно-карбонатные разрезы компенсированных осадками частей эвгеосинклинального прогиба.

2. Вулканогенные и кремнисто-вулканогенные разрезы осевой (рифтовой) части эвгеосинклинального прогиба, в различной степени компенсированного.

3. Вулканогенно-терригенные разрезы окраин эвгеосинклинали, примыкающей к срединному массиву.

4. Кремнисто-сланцевые разрезы некомпенсированных частей эвгеосинклинального прогиба.

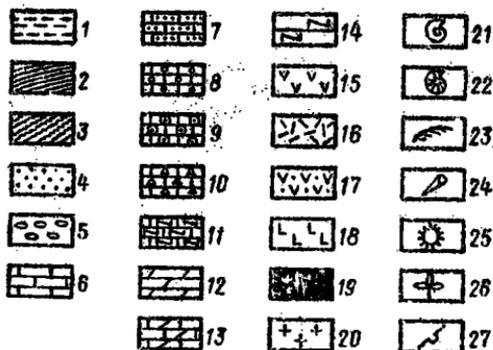
Максимальными мощностями обладают первый и третий из указанных типов, минимальными — четвертый и второй.

1. Карбонатные и вулканогенно-карбонатные разрезы геосинклинального комплекса

Данный формационный тип включает чирмашский, атджайлуский, уланский, сарыбелесский, борнодойский и близкие к ним разрезы среднего палеозоя. Для них характерно присутствие мощных карбонатных массивов, включающих породы переменного возрастного объема, достигавшего иногда пределов от S_2 до C_2 включительно. Трудно сказать, образовывали ли они первично единую зону преимущественно карбонатного осадконакопления или располагались в виде отдельных острей среди других более глубоководных частей эвгеосинклинали, но второе предположение лучше соответствует имеющимся материалам. Благодаря обилию органических остатков эти разрезы изучены в стратиграфическом отношении особенно хорошо.

Чирмашский и атджайлуский типы разрезов

Разрезы чирмашского типа впервые обособлены работами В.Д. Фронова и др. [1960, 1970 и др.]. Этим же авторам принадлежит



Условные обозначения к разрезам и стратиграфическим колоннам.

1-20 - горные породы различного состава: 1 - алевроит-глинистые отложения, часто ритмичные, 2 - существенно глинистые отложения, 3 - метаморфизованные, плитчатые сланцы, 4 - песчаники и алевролиты, 5 - конгломераты и гравелиты, 6 - известняки, 7 - калькарени-ты, 8 - оолитовые известняки, 9 - крино-идно-детритовые известняки, 10 - известня-ковые брекчии, 11 - известняки с кремнями, 12 - доломиты, 13 - доломитизированные известняки, 14 - кремнистые сланцы, яшмы, радиоляриты, 15, 16 - эффузивы основного (15) и кислого (16) состава, 17 - вулканические туфы, 18 - габброиды, 19 - серпентиниты, 20 - граниты; 21-26 - места сбора различных окаменелостей: 21 - кораллов и брахиопод, 22 - фораминифер и гоннатитов, 23 - граптолитов, 24 - дакриоконарид, 25 - радиолярий, 26 - наземной флоры, 27 - положение иероглифов в подошвах пластов.

дура — нижнего девона, которая подстилается и перекрывается основным известняково-сланцевыми толщами. Чирмашские разрезы распространены в Атбашинском хребте, где охватывают Чирмашскую и Чаптайскую известняковые гряды, северо-западный бороз оз. Чаптай-Кёль и прослеживаются вдоль хребта на северо-восток до р. Уирме, а на западе образуют Тигерекский массив в Ферганском хребте. Аналогичные чирмашским известняковые разрезы на восточной стороне в бассейне р. Сарыджаз мы будем выделять в качестве Атджайлыуского типа.

В строении чирмашского и атджайлыуского разрезов участвует, несмотря на их современную разобщенность, практически одинаковый набор местных подразделений. Приведем их краткую характеристику.

Белькарасуйская свита (S₁₋₂ w-ld, bk). Описывалась раньше [Брежнев и др., 1970 а] как верхняя часть "карасуйской свиты". Типичный разрез свиты описан на северном склоне Чирмашской гряды, по водоразделу между реками Б.Карганташ и Бель-Карасу. Здесь представлены серые и зеленые глинистые сланцы, измененные до филлитовой фации, с подчиненными прослоями алевролитов и редко мелкозернистых олигомитовых песчаников. Местами наблюдается тонкая ритмичность. Характерны, особенно в верхней части разреза, прослой и пачки темно-бурых и черных плитчатых известняков, в том числе песчанистых и глинистых. В нижней части свиты встречаются табуляты, из которых особенно типичны *Paleofavosites balticus* Nukh., широко распространенные в нижней силуре и известные до верхов меришкорокского горизонта. В верхней части появляются табуляты *Squamesfavosites theticus* Chakh. и ругозы *Stereocylodes* aff. *elegans* Pavl. mac., что указывает уже на исфаринский возраст этих отложений (принадлежность ярус).

Мощность свиты здесь около 400 м, что является минимальным значением, так как подовна ее надвигован, а верхний контакт с карганташскими известняками также тектонически сорван.

* Меришкорокский горизонт А.И.Кима и др. в последнем варианте его объема [1968] включает и аналоги южнокавказского горизонта Исфар, так что прерыва в рассматриваемом разрезе нет.

Согласное налетание последних может наблюдаться севернее, в другой тектонической члемуе в истоках Бель-Карасу.

У пер. Ташрабат свита содержит более заметное количество песчаников, а в известняковых прослоях и горизонтах встречаются табуляты *Satenipora panga* Klaam., *Multisolenia tortuosa* Fritz., *Paleofavosites* sp., *Favosites* (*Squameofavosites*?) aff. *kenkolicus* Chern., что подтверждает присутствие здесь отложений низов лудлова и, возможно, венлока.

На южном склоне Атабашиного хребта в истоках р. Карагир-Муставао представлена, по-видимому, лишь верхняя часть свиты, в которой существенную роль играют бурные песчанистые и глинистые коралловые известняки, а среди песчаников части грубозернистые разности (рис. 2, колонка 2). Отсюда определены табуляты *Sq. tschortangensis* Chekh., *Sq. ettkyshiensis* Chekh., представляющие типичный комплекс юфаринского горизонта S_2 . Не исключено, что песчаники и сланцы замещают здесь уже низы карганташской свиты. В атджайлюских разрезах белькарасуйская свита установлена нами как по левым, так и по правым притокам р. Сарыджас, где она сложена темно-серыми слоистыми известняками, перемежающимися с пачками зелено-серых сланцев. Среди известняков встречаются криноидные и мшанковые разности с кораллами. Мощность превышает 200 м. На левобережье р. Учкель аналогичные по составу отложения, подотилакские массивные чакташские известняки, достигают мощности около 400 м и охарактеризованы табулятами меринкорского (?) - дальнего горизонтов: - *Thecipora ornata* Lel., *Favosites gothlandicus* L., *Parastriatorora* sp. Как показывает состав ископаемых остатков, кровля белькарасуйской свиты в атджайлюских разрезах также проходит близ подошвы или внутри юфаринского горизонта.

Чакташская серия ($S_2^2 - D_1$ Чк). Здесь мы объединяем ополонные карбонатные толщи Чирмашской гряды (карганташская и чирмашская толщи В.Д. Бржнева [Бржнев и др., 1970, а]) и их аналоги в других районах Атабашиного хребта и Тигерекского района, описывавшиеся теми же авторами как тукибогоштинская и чакташская свиты [Волнова, Довжиков, 1966]: последнее наименование предлагается для всей серии.

Чакташская серия по составу, возрасту и палеонтологической характеристике близка к испатауской серии Восточной Фер-

гаши [Биске, Поршинов, 1974] и к матчейской серии Туркестано-Алая. В большинстве разрезов расчленить ее не удается, либо такое расчленение имеет местный характер.

В Чапташской гряде (рис.2, колонка 1) серия образована чередованием пачек светлых мраморов и темных полосчатых, местами криноидных известняков, с прослоями известковистых сланцев. В отдельном прослое обнаружены черные криноидные известняки с *Parastrictopora commutabilis* Клаам. и *Squameofavosites* sp., дальнянского или низов иофаринского горизонтов. Прежние данные (А.Е.Довжиков, А.Г.Коников и др.) указывают на принадлежность известняков Чапташской гряды к иофаринскому, а вероятно, и кунжакскому горизонту. Неполная мощность серии здесь достигает 500 м. В Чирмашской гряде разрез чакташской серии отличается меньшим метаморфизмом и подразделяется на две толщи.

Карганташская толща (S₂ kš) на правом берегу р.Б.Карганташ согласно налегает на сланцы белькарасуйской свиты. В основании ее залегают черные пятнистые известняки, доломитистые известняки и доломиты, мощностью 60-70 м. Среди известняков есть криноидные, гастролодовые и коралловые разности с табулятами, гелиолитсидеями, рудозами, составляющими комплекс иофаринского возраста. Присутствие - не в самой подошве - *Favosites* cf. *intertextinctus* Regn., *Squameofavosites bohemicus singularis* (Sok.) указывает, скорее, на верхнюю часть иофаринского горизонта. Верхняя часть толщи обнажается на левобережье и в котках Б.Карганташа и представлена однородными массивно-слоистыми полосчатыми светлыми мраморами, без определенных остатков фауны. Мощность ее не менее 400 м, а всей толщи -- около 1000 м.

Аналоги карганташской толщи представлены в бассейне Сарыджаза (р.Атджайло и др.) в виде слоистых, чаще темных и даже черных, пятнистых, нередко доломитистых известняков с кораллами иофаринского горизонта. Они налегают на белькарасуйские сланцы и достигают мощности 200 м. Карганташские известняки, с глинистыми и доломитистыми разностями, представляют в основном типичные для иофаринского горизонта фаши невысоких рифовых построек и обширных мелководных зарифовых бассейнов лагунного типа.

Чирмашская толща (D₁čr) согласно наращивает разрез карганташской и отличается от нее преобладанием темных, более

тонко-слоистых известняков. В типичном разрезе (кр. Агбаш) она слагает водораздельный гребень Чирмашской гряды. Нижняя часть толщи вскрыта в вершине Б. Карганташа: это темные до черных известняки с табулятами куншанского горизонта — *Favosites kozlovskii* (Sok.), *Pachyfavosites zerkavichanicus* Kim, *Tiverina?* sp. и др. Верхняя часть толщи отличается появлением криноидно-детритовых плитчатых разностей известняков, с окремнением и розоватыми примазками по плоскостям напластования. Обломочные прослои могут иметь мелкую градационную слоистость, сформированную, очевидно, ниже базиса действия волн. Встречаются и крупные пачки светлых массивных известняков рифового типа.

Усиление контрастности подводного рельефа подтверждается также появлением прослоев пелагических известняков с тентакулитами. Тонкоплитчатые тентакулитовые известняки, мощность около 400 м, слагают верхние слои толщи. Из них определены прагские *Nowakia* (*Turkestanella*) ex gr. *acMarina* (Nicht.) в средней части и возможно эликовские *Nowakia?* sp. в верхней. Здесь же найдены табуляты *Solenites* cf. *tenella* Gurich и геллолитиды — *Heliolites* ex gr. *rotundus* (Goldf.), что подтверждает присутствие в кровле толщи аналогов эликова. Мощность чирмашской толщи в типичном разрезе 700-800 м.

На южном склоне Агбашинского хребта, в междуречье Кошкаратал-Муставас описан менее мощный разрез чакташской серии, повторенный в нескольких тектонических чешуях (см. рис. 16).²⁵ С карганташской толщей здесь можно сопоставить плитчатые темные известняки с прослоями желто-бурых мергелей, местами криноидные, редко окремненные; мощность их до 150 м. Немногочисленные находки кораллов указывают на мифаринский горизонт S_2 . Основная часть разреза, мощностью до 400-450 м, относится к нижнему девону и литологически близка чирмашской толще. Она начинается плитчатыми глинистыми и доломитистыми известняками

Этот разрез в истоках р. Карагир-Муставас описывался ранее в качестве нижней части карагирской свиты [Комарова, 1951; Брежнев и др., 1970, а] и был охарактеризован табулятами, которые, по определению В.Д. Чехович, считались кобленецкими и эфельскими. Успехи в стратиграфическом расчленении низов девона по табулятам, достигнутые за последние 20 лет, позволяют считать возраст комплекса более древним.

со сланцевыми прослоями, с кунжаковыми табулятами *Favosites kozlovskii* (Sok.), *Pachyfavosites* cf. *veravshanicus* Kim., *P. dubatolovi* Kim., рудоземами и амфинорами. Средняя часть представлена массивными мраморами, а верхняя, как и в Чирмашской гряде — плитчатыми криноидно-тентакулитовыми известняками. Из последних определены тентакулиты верхней части лохова — *Turkestanella acuaris* (Richt.), *Taranowakia* cf. *intermedia* (Varr.), *P. cf. obuti* (Beusek), *P. cf. scalaris* Klish. Иногда присутствуют *Alaina?* sp., имеющие уже прахокий возраст (D_1^2). Мощность тентакулитовых известняков в этом районе 70-80 м, а общая мощность серии, таким образом, 500-600 м.

Более мощные (300-400 м) тентакулитовые известняки вскрываются в истоках р.Суртене, причем в их верхней части появляются элиховские *Viriatellina* sp., *Strietostyliclina* sp., *Nowakia?* sp.

Фация темных тентакулитовых известняков верхней части чирмашской толщи широко распространена в Южном Тянь-Шане, что позволяет сопоставлять эти отложения с низами талбулакской серии Южной Ферганы, нижнеаккурганской свитой Баубашати и др.

В атджайлуских разрезах (рис.2, колонка 3) место чирмашской толщи занимает толща разнослойных и массивных известняков (D_1). Возраст обоснован находками кунжаковых и, возможно, прахоких табулят, сделанными в верхних слоях толщи в долине Кашини и по р.Атджайлю. В ее составе отчетливо выделяются три пачки пород, верхняя и нижняя из которых представлены светло-серыми, иногда желтоватыми известняками, массивными или грубослоистыми, а средняя — более темными слоистыми известняками. Толща согласно налегает на подотлапские известняки S_2^2 , мощность ее достигает 300 м.

Карагирская свита ($D_1^2 - D_2$ кг.а). Это наименование введено М.В.Комаровой [1961] для обозначения выделенных в хр. Атбаше острых известнякостых, глинистых сланцев и слоистых известняков с фауной нижнего-среднего девона. В карагирскую свиту оказались включенными отложения юфаринового и кунжакового возраста, которые, по нашим представлениям, входят в разрез ширитинового типа (ширитиновая свита $S_{1w} - D_1^1$ и перекрывающие ее известняки). Стратотип карагирской свиты не был

указан, и поэтому мы принимаем его по названию, в истоках р. Карагир-Муставао.

Полного разреза свиты в тектонических чешуях этого района описать не удалось. В ее подошве тектакулитовые черные известняки чирмашской толли согласно сменяются плитчатыми зеленовато-серыми сланцами с прослоями алевролитов, кремней и темных обломочных и глинистых известняков. Выше по разрезу залегают глинистые сланцы, пестроокрашенные кремнистые сланцы и известняки. Среди последних — как микритовые, пиритизированные и окремненные разности, так и обломочные. Из органических остатков в этой части разреза удалось определить мелкие фораминиферы середины или верхов девона. Нормальная кровля свиты в стратиграфической местности не наблюдалась; мощность оценивается в 300—400 м.

Более точная хронологическая привязка получена для разрезов карагирской свиты в Чирмашской гряде. Здесь также типичны зеленые и красные сланцы, алевролиты, кремни, но есть прослойки органогенных крупнообломочных разностей известняков, из которых удается собрать колонии кораллов *Favosites ex gr. goldfussi d'Orb.*, *F. stellaris Tchern.*, *F. ex gr. regularissimus Janet*, *Scalipora zetzavshanica Kim*, *Cocinites bachatensis Dubat.*, что указывает на найчисайский — ляглинский горизонт. В одном из пересечений в верхних слоях свиты найдены *Elmouzaia? cf. eperca Janet*, *Callipora ex gr. buttersbyi M.E. et N.*, *Cocinites cf. tenella Gurich*, — возможно, уже киветского возраста. Другой особенностью чирмашских разрезов карагирской свиты является присутствие в них отдельных покровов андезитово-базальтового состава. Мощность свиты превышает 120 м.

Возраст карагирской свиты, по приведенным данным, находится в пределах верхов нижнего-среднего девона (элихол-кивет?), причем в Чирмашской гряде глинистые и кремнистые сланцы появляются в разрезе на более высоком уровне, чем в районе Карагира-Суртеке, что означает некоторое возрастное скольжение подошвы свиты.

На востоке района в Ингульчекском хребте наиболее полный разрез карагирской свиты, мощностью 450—500 м, получен в междуречье Кайнды-Атджайлю; здесь снизу вверх присутствуют:

1) пачка темных глинистых известняков и сланцев (10-15 м) с *Turkestanella* ex gr. *clathrata* Klish., *Styliolina* sp.;

2) сланцы с прослоями микритовых известняков, также содержащих раковины дакриконоарид нижнего девона, в том числе ложновских *Paranowakia?* sp. (р. Мустор), 40-50 м;

3) зеленоватые радиоляриты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, прослой известняков с *Styliolina* ex gr. *nucleata* Калр. (120-150 м);

4) алевролиты и сланцы с редкими прослоями песчаников и известняков, содержащих раковинки девонских фораминифер (300 м).

Карагирская свита в Чирмашских и Атджайлуских разрезах представляет пелагическую известково-глинисто-кремнистую формацию, которая отвечает времени некомпенсированного погружения и прекращения роста чакташских рифов.

Песчано-сланцевая толща (D₂₋₃) обнаружена в небольших выходах под древними моренами верховьев р. Карагир-Муставае в Атбашинском хребте (см. рис. 16). Она представлена переслаиваемыми рыхватыми песчаниками, черными алевролитами и сланцами, с прослоями гравелитов и конгломератов. Состав обломков здесь разнообразный, наряду с песчано-алевритовыми и кварцевыми породами в них встречаются радиоляриты, фельзиты, кварцевые порфиры. Отмечены также линзы черных песчаных известняков и грубые известковистые песчаники: в обломках и цементных местах встречаются фораминиферы верхнего девона: *Paranowakia* ex gr. *cushmani* Sal., *P. radiata* Artz., водоросли *Radiosphaera ponderosa* Reithl.

Аналогичные по составу конгломерато-глинистые отложения установлены по р. Атджайло в Инильчегском хребте, где они вылагают без явного несогласия на карагирскую свиту в достаточной мощности 220 м.

Нижний карбон (?); отложения, предположительно относящиеся к нижнему карбону, встречены в разрезах чирмашского типа только на востоке Атбашинского хребта. В верховьях р. Буртека, в левом истоке карагирские кремнистые сланцы порокрываются горизонтальными полосчатыми мраморами, в основании более темных олигомиотитов, выше — светлых массивных. Мощность их от 10 до 80 м. Возможно, эти же мраморы вскрываются и у левого водораздела

р. Кошкараташ, где они залегают ниже пачки плитчатых темных известняков московского яруса.

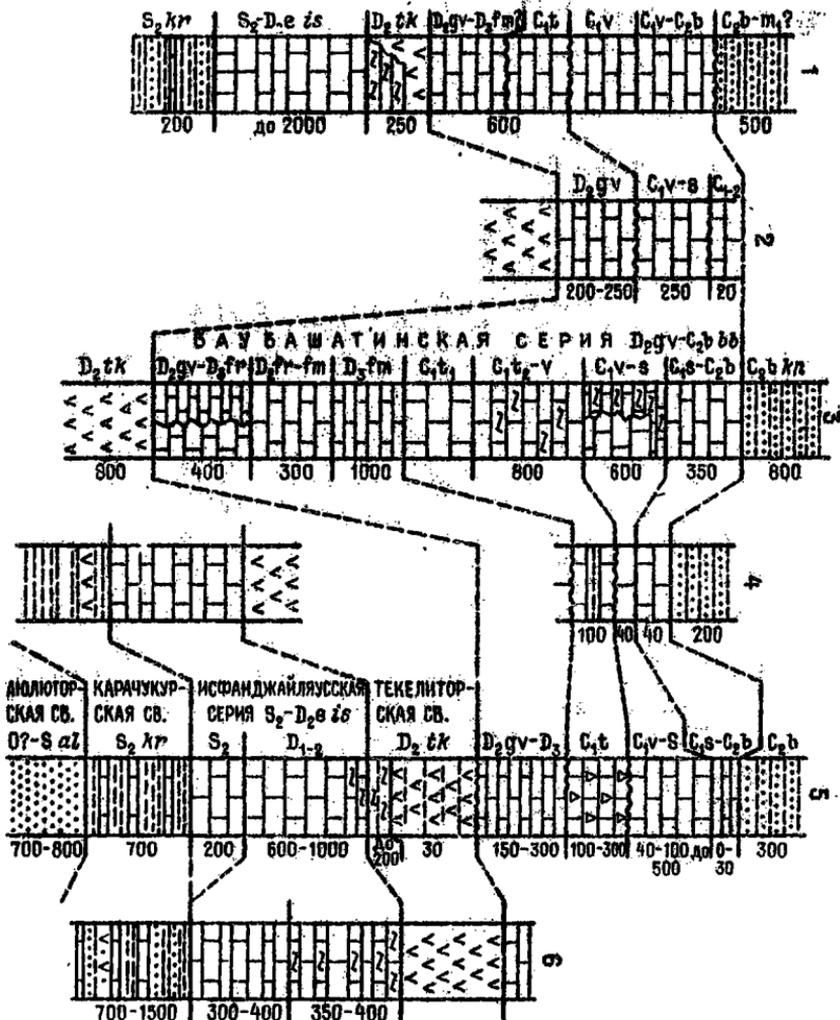
Суртекинская свита (C_2msr). Отложения, выделяемые под этим названием, развиты локально на южном склоне Атабашинского хребта. Сравнительно полный разрез свиты имеется лишь на р. Суртеке. Здесь на кремни и сланцы карагирской свиты, отделяясь от них малоомощной известняковой пачкой ($C_1?$), налегают тонкоритмичные сланцы и алевролиты с прослоями песчаников, среди которых выше по разрезу появляются более грубые известковистые речности, а также разлитозованные конгломераты с галькой темных известняков. В известняково-обломочных породах встречаются раковинки фораминифер — *Pseudostaffella?* sp., *Fusulina* sp.; по этим находкам свита должна относиться к московскому ярусу, скорее к верхней его части, хотя нельзя исключить и верхний карбон. Мощность свиты до 200 м, в кровле ее повсеместно находят наведенные толщи силура-девона.

На левом борту долины Кошкараташ конгломераты подобного же облика залегают на мраморах ($C_1?$), имея в основании 50-метровую пачку темных известняков с *Fusulinella* sp. Обломки сходных фораминифер имеются и в песчаных прослоях среди конгломератов. Такие же отложения, с *Fusulinella* ex gr. *subpulchra* Furrja, описывались в этом районе и раньше [Брежнев и др., 1970а].

Угловых несогласий в основании суртекинской свиты не установлено, однако налегание ее с разрывом на разные горизонты карбона (?) или девон остается вероятным. Столь молодой возраст флювиальных образований в чирманском типе разреза, конечно, явление необычное. Нельзя исключить принадлежность их к отложениям тылового прогиба.

Уланский тип разреза

К уланскому типу относятся эффузивно-карбонатные разрезы среднего палеозоя, развитые в Уланском хребте, восточном Джангдзере, западной части Борколдоя, в горах Коджеге-Коккия, в потоках р. Узенгегуш, севернее пика Данкова, а также в Там-Елю и Торугарте (рис. 3). Основными особенностями уланских разрезов можно считать:



- развитие рифидных известняков S_2-D_2 , постепенно сменяющих силурийские сланцы и замещаемых в разной степени склоновыми известняково-кремнистыми обломочными фациями;
- присутствие андезито-базальтовых лав на уровне живетского яруса;
- перекрытие их известняками D_2gV-C_2b , внутри которых имеются перерывы, часто с выпадением турне и низов визе;
- позднебашкирский в основном возраст флиш-олигостромовой толщи.

Чрезвычайное сходство уланских разрезов с баубашатиновскими, распространенными в Северо-Восточной Фергане, а также связь обоих типов разрезов через их аналоги в хр.Торугарт, нарушенная лишь правым смещением по Таласо-Ферганскому сдвигу, позволяет нам описывать уланские разрезы почти в тех же местных подразделениях, что и баубашатиновские [Бисиев и др., 1982].

Стратиграфия разрезов уланского типа описательно подробно рассмотрена во многих работах [Волкова, Чернова, 1961; Брежнев и др., 1970а; Довшиков, 1977; Осмонбетов, 1980; Поярков, 1969 и др.]. Предоставим характеристику разрезов по отдельным районам.

Собственно уланские (конджарские, центрально-джанджерские) разрезы, распространенные в Уланском хребте, восточной части Джанджерского хребта и в юго-западном Боркходое, отражают основные особенности типа. В основании их находятся либо граптолитовые сланцы лландоверн-венлока, обнаруженные на р. Аксайтал в ядре антиклинали [Брежнев, 1976], либо свита амплиторских песчанчиков.

Амплиторская свита (O_7-S_1). Она обнаружена в западной части Уланского хребта по ручью Амплитор, рекам Дунгуроме, Туке, имея в подошве надвиг. Ее образуют зеленые, в основном мелкозернистые олигомиктовые, хорошо отсортированные песчаники, местами включающие пачки песчано-алевритового состава с тонкой

Рис.3. Карбонатные разрезы уланского типа.

1 - хр.Торугарт, 2 - хр.Тал-Елю (Оттогаш), 3 - хр.Кокния, урочище Бозой, 4 - р.Аксайтал (Джанджерский хребет), 5 - Уланский хребет, 6 - Боркходойский хребет (долина Котура, Чолок-Качыгатай).

ритмичностью, причем градационная слоистость выражена слабо. Более грубые песчаники изредка появляются близ кровли свиты, в низовьях ручья Амлютор в них встречается галька гранитоидов. Органические остатки не обнаружены. Фациально и по положению в разрезе амлюторская свита аналогична шалдыранским песчаникам Баубашаты [Биске и др., 1982]. Мощность ее 700–800 м.

Карачукурская свита (S_2 kr). Она начинается в долине Амлютора черными и бурными песчаниками и сланцами, налегающими на амлюторские песчаники. В других разрезах – западнее перевала Кубургенты, в бассейне Карачукура, в истоках р. Чолок–Калчи-гай, в правых истоках Узенгегуша – свита представлена чередованием темно-серых, фиолетовых, иногда красных глинистых сланцев с кораллово-брахиоподовыми и криноидными слоистыми известняками и мергелями. Встречаются детритовые известняки с гиероглифами на подошвах пластов, однако настоящие терригенные породы крайне редки. Отмечались местами мощные лавовые покровы базальтового состава и вулканомиктовые пролоны. Собранный нами палеонтологический материал включает остатки табулят *Favosites aff. effusus* Klaam., *Squamofavosites thetidis* Chekh., *Sq. cf. isfaraensis* Chekh., *Emmonsiaella saamnicca* (Chekh.), гелиолиитоидей *Heliolites interstinctus* L., брахиопод *Isorthis schurabicus* Nikif., *Schellwienella pecten* (L.), *Stegerhynchus angaciensis* Tchern., *Retziella weberi* (Nikif.), *Lanceomyonia cf. tarda* (Barr.), *Gypidula cf. optata* Barr., *Fimbrispirifer boroldoensis* (Nikif.) и др., что подтверждает иофаринский возраст свиты. Присутствие в списках разных авторов видов брахиопод из группы *Conchidium knighti* и гелиолиитоидей рода *Frogora* делает весьма вероятным дальнянский возраст низов этих отложений. По данным В.Д.Брежнева, в нижней части разреза свиты на р.Дунгуроме присутствуют строматопораты *Clathrodictyon aff. vesiculose* Nich., табуляты *Mesosolenia sp. ind.*, ругозы *Tryplasma sp.*, *Phaulactis sp.*, брахиоподы *Conchidium ex gr. lajlakensis* Nikif. Возраст этих слоев скорее всего венлокский и во всяком случае не моложе основания лудлова. Мощность свиты достигает 700–1500 м.

Карачукурская свита уланских разрезов практически тождественна ункурской толще S_2 Восточной Ферганы, развитой в раз-

развах Баубашатинского типа [Блокэ и др., 1982].

Исфанджайлуокская известняковая серия (S_2 isf- D_2 eis). Она соответствует всему нижнему и низам среднего девона, а местами и верхним слоям силура (см. рис. 3). Название серии предлагается нами по аналогии с баубашатинскими разрезами. Основными ее элементами являются:

1. Толстослоистые водорослевые, коралло-брахиоподовые известняки с *Conchidium* и *Squameofavosites* дальнянского горизонта; известны лишь на р. Ахлютор (первые сотни метров).

2. Темные слоистые, местами пятнистые доломитистые известняки с табулятами исфахиноского комплекса: начинают разрез известняковой серии на р. Чолок-Капчигай, на р. Карачукур и др. (до 300-400 м).

3. Более тонкоплитчатые, черные, часто окремненные известняки (пеллепариты) с биокластическими прослоями. Охарактеризованы в разных местах кунжаковскими (лохковскими) брахиоподами, ветвистыми табулятами кунжаковского-манаковского горизонтов и дакриоконаридами лохковского и пражского комплексов (350-400 м).

4. Светлые массивные, в основном рифогенные известняки, в том числе доломитизированные. По А.А. Малыгиной [1973], обычно охарактеризованы брахиоподами только манаковского горизонта (прагген), но в ряде разрезов Уланского и Джаньджерского хребтов, а также Данковского массива их верхние слои содержат брахиоподовые комплексы сандальского, лятлянского и баубашатинского горизонтов, т.е. вплоть до эйфельского яруса в узком смысле (слой с *Zdimir pseudobaschkiricus*) - 600-1000 м.

Перечисленные элементы не только образуют вертикальный ряд, но и, несомненно, сосуществовали в пространстве, образуя ряд от зарифовых доломитистых фаций (толща 2) к массивным рифогенным бентосным известнякам (толщи 1, 4) и далее к кластическим фациям склонов и подножий рифов (толща 3), в которых местами проявляется ритмичность и градационная слойчатость. Низы серии, включая толщу 1 и частично 2, параллельны глинистой карачукурской свите ряда разрезов, а в верхней части тентакулитовые пелагические известняки и кремни местами (Уланский хребет, р. Дурме) залегают выше толщи 4 [Осмонбетов, 1980].

Нетрудно указать аналоги перечисленных толщ, названия которых, введенные в Фергане, могут быть использованы для рас-

членения уланских разрезов: 1 - дальняковая свита, 2 - иофаньская свита, 3 - шахмарданская свита, 4 - катранская свита.

Текелиторская свита ($D_1?$ - D_2k , местами D_2 или D_2gvtk). Повсеместно перекрывает иофаньскую серию и представлена в основном вулканогенно-обломочными породами, в меньшей степени эффузивами базальтового и андезитобазальтового состава, которые частично замещаются известняками. Текелиторские вулканы налегают в стратиграфической местности на нижнедевонские известняки, имея в основании вулканогенно-кременитую пачку (р. Текелитор в Уланском хребте) [Бакиров и др., 1961]. В Джандождере и Западном Боркюлдое мы находили среди вулканогенных пород явно оолитогенные им остатки брахиопод и кораллов верхней части нижнего и низов среднего девона. С другой стороны, известны разрезы, в которых базальтоиды налегают на эйфельские известняки и включают в подошве амфиболовые известняки хвостского яруса. Таким образом, текелиторская свита перекрывает в значительной части замещает иофаньскую известняковую серию. Направляется ее сопоставление с вулканогенными отложениями Баубашатинского района, возрастной объем которых также меняется от одного лишь хвостского яруса в босоготашской свите до всего (?) нижнего-среднего девона в айрыташской и садкеевской свитах [Биске, Цветков, 1975]. Мощность свиты составляет от 100 до 1000 м, наибольшее увеличение происходит на востоке Уланского хребта.

Баубашатинская серия (D_2gv - C_2b). Является второй известняковой частью разрезов уланского типа. Наименование ее заимствовано нами из Баубашатинского района Восточной Бергрии, где эта серия выделена [Биске, Поршняков, 1974] в том же объеме и имеет очень близкое строение. Можно наметить следующее членение серии:

1. Известняки, в нижней части амфиболовые, с известняками *Stratialecolites stansis* (Lee.), *Amphirota kamova* Phil. и франкозскими *A. patokensis* Rab.; в верхней - солитовые и мелкообломочные с фаменскими фораминиферами. Налегают на текелиторские эффузивы с признаками размыва, включают карбонатные брекчии, перемитый базальтоидный материал, прослой сланцев и кремнистых пород. Мощность до 150-300 м. Эти известняки сопоставляются тегерекской свите D_2gv - D_3 Баубашаты.

2. Разнообразные известняки, чаще оолитовые, местами крупнообломочные. Охарактеризованы брахиоподами и фораминиферами турне, хотя низы турне иногда выпадают. В Джанджеровом хребте по рекам Акбайтал и Кенсу налегают с размывом на среднедевонские эффузивы. В левом притоке Кенсу они содержат в основании конгломераты с галькой и глинами известняков, порфиритов и туфобрекчий, в которых найдены кораллы среднего девона и нижнего карбона; выше находятся криноидно-обломочные известняки с турнейскими *Sertagiomspiranella* sp., *Plectoguta* sp. Мощность 100-300 м. В Уланском хребте эти известняки налегают на аналогичные тегеренской свиты D_2g - D_3 , местами выпадают из разреза (р. Дунгуроме).

3. Преимущественно светлые криноидные, рогово-брахиоподовые, оолитовые разнооолитные известняки. Охарактеризованы комплексом фораминифер и брахиопод, который указывает на вывернутое положение, возможно только верхи вывернутого и серпучков. Размыв в основании достигает девона. Мощность от 40 м (Кенсу, Дунгуроме) до 500 м и более. Эта толща соответствует широко распространенной в известняковых разрезах Южного Тянь-Шаня пещкаутской свите C_1v-s .

4. Плитчатые черные известняки с кремневыми линзами и прослоями, местами глинистые, в отдельных прослоях криноидно-обломочные. Содержат фораминиферы и водоросли серпучковосного и башкирского ярусов, включая *Pseudostaffelia* cf. *gorkayi* Dutk. в др. Мощность 10-30 м. Эти отложения аналогичны арланобской свите Баубашати [Бисон, Поршняков, 1974] и близки шотской свите Южной Ферганы. Наряду с подобной фацией, более глубоководной (обломочной) по сравнению с пещкаутскими известняками, местами известны более мощные мелководные, маассовые, оолитовые и детритовые известняки $C_1s - C_2b$.

Общая мощность баубашатинской серии составляет от 200 м на реках Кенсу и Дунгуроме до 1200 м на востоке Улана и Джанджера.

Конуртубинская свита (C_2b, C_2b-m, k). Разрезы уланского склона вычлениваются терригенной толщей, состав которой чаще всего гранито-сланцевый, но местами с большим количеством гравелистой, конгломератов и с глинами или глинами более древних по-

род, образующими олистостромы. Характерные признаки этих отложений — флишевая ритмичность, известковистость и полимиктовый состав обломочных пород, присутствие растительного детрита — являются общими для флишевой предклядчатой формации южно-тильшаньских герцинид. Подошва свиты обычно согласная. До сих пор принято было отнесение этих отложений к низам московского яруса и включение в их состав вулканогенных образований, вплоть до выделения "андезито-диабазовой терригенной формации" [Брежнев, 1976]. Имеющиеся сборы фораминифер, однако, оставляют вероятным целиком позднебашкирский возраст толщи. Что же касается вулканических пород, то, по нашим наблюдениям, они все относятся к аллохтонным эвгеосинклинальным образованиям (джанджерский тип разреза).

Флишеидная толща в разрезах уланского типа вполне аналогична конуртубинской свите Баубашаты и может выделяться под тем же названием. Мощность ее, по-видимому, не превышает 300 м и во многих случаях оставляет — под надвиговой поверхностью — лишь первые десятки метров.

Таким образом, основными особенностями уланских разрезов можно считать:

- развитие рифидных известняков S_2-D_2e , постепенно сменяющих силурийские сланцы и замещаемых в разной степени склоповыми известняково-кремнистыми обломочными фациями;

- присутствие андезито-базальтовых лав на уровне живетского яруса;

- перекрытие их известняками $D_2g\upsilon-C_2b$, внутри которых имеются перерывы, часто с выпадением турне и низов виле;

- позднебашкирский в основном возраст флише-олистостромовой толщи.

Проследим изменчивость уланских разрезов, двигаясь с запада на восток Кокшаальского региона (см. рис.3).

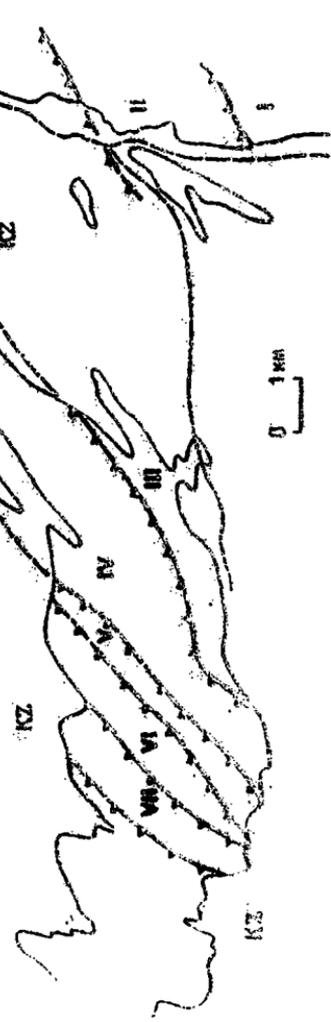
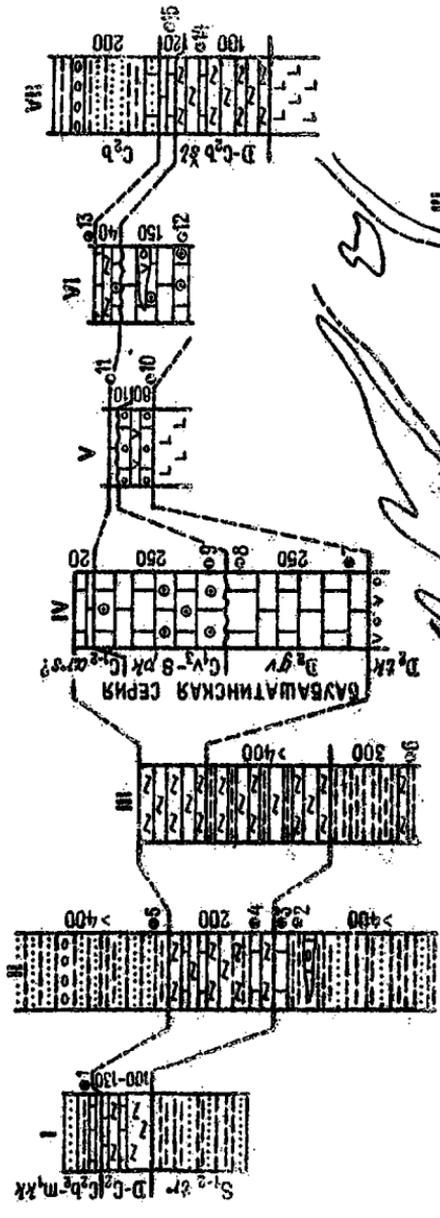
Известняковые разрезы хр.Торугарт-Тау отличаются более глинистым составом карачукурокой свиты, которая здесь охарактеризована граптолитами *Colopograptus cf. roemeri* (Barr.), *Saetograptus* sp. и др. (р.Кызылсу). Известняковая серия S_2-D_2e начинается пачкой коралловых известняков с кальянскими (лудлов) *Multisolemia tortuosa* Fritz, *Parastriatorpora commutabilis* Klaam. и др.; выше она содержит исафаринский фаунистич-

ческий комплекс, известны находки кораллов кунжаковского и лячлянского горизонтов ($D_1 - D_2e$). Текелиторские вулканиды в бассейне р. Кызылсу представлены толщей не более 250 м мощностью, а в верховьях реки сокращаются еще больше, замещаясь кремнистыми породами. Вторая, баубашатинская известняковая серия, начинается известняками — фаменскими, иногда турнейскими, в верховьях р. Кызылсу даже визейскими, и кончается слоями с *Pseudostaffella* (р. Мустыр). Флишодная свита в кровле этих разрезов содержит в своем основании на р. Мустыр остатки среднебалкирских гониатитов *Groschumardites* и *Reticulosegas*. Возраст ее верхней части, по данным А.Е. Довжикова и др., может быть московским.

Восточным продолжением известняков Торугарта является гряда Таш-Елю (Оттогаш). В ней вскрывается лишь верхняя часть разрезов уланского типа, начиная с базальтов и вулканической брекчии, которая охарактеризована живецкими кораллами и амфипорами. Их остатки находятся в горизонтах и линзах биокластических известняков и брекчий с участием вулканомиктового материала. Оправдано сопоставление этих пород с текелиторской свитой или ее верхней частью, хотя прежние исследователи обычно считали вулканиды Таш-Елю московскими по возрасту.

Баубашатинская серия Таш-Елю сокращена в мощности и больше похожа на окджатпесские известняки района Баубашаты [Биске и др., 1982]. В ней представлены массивные рифовые кальцирудиты, биоспариты и частично целоспариты с кораллово-строматопоровой фауной живецкого возраста, которые в главной гряде Таш-Елю со скрытым перерывом покрываются довольно сходными известняками верхнего визе — серпухова. В тектонических чешуях северо-западной части Таш-Елю прослежено дальнейшее сокращение мощности известняков, вплоть до выпадения аналогов пешкаутской свиты ($C_1v_3 - s$) и налегания мало мощной криноидной пачки с *Eastaffella paraprotvae* Raus. ($C_1s_2 - C_2b_1$) на живецкие известняки (рис. 4, колонки IV-VI).

Известняки Таш-Елю, в свою очередь, можно рассматривать как западное продолжение Бозойского массива, колонка которого (см. рис. 3, колонка 3), однако, отличается гораздо большей мощностью и полнотой. Характерный признак бозойских разрезов



в горах Кокция, Бозой, Коджеге — это большая мощность аналогов баубашатинской серии $D_2^{3v}-C_2^b$, в 3-5 раз больше, чем в Уланском хребте. Как и в Таш-Елю, видимое основание колонки Бозоя оставляет аналог текалиторской свиты: это базальтовые порфиристы, имеющие в основании надыгивные контакты. Мощность их — многие сотни метров; возраст, судя по находкам эйфельских кораллов в долинах Аксай-уру и Коджеге, в основном доживетский. Выше залегают известняки живетского яруса, представленные темными амфибировыми фациями (р.Когарт) либо светлыми, с брахиоподовыми банками (р.Аксай-уру). Б.В.Поярков [1969], а в 1970 г. Е.В.Христов с сотр. установили далее непрерывный разрез от Франского до серпуховского яруса, внутри которого представлены известняки с кремнями верхнего турне — нижнего визе (около 800 м). Нами получены данные о некоторой изменчивости верхней части разреза. Так, если в северном крыле Бозойской синклинали отложения C_1V_3 -s представлены массивными известняками типа пешаутской свиты и маломощной (60 м) пачкой глинисто-кремнистых известняков с *Gravenoroceras* sp. и *Costafella* ex gr. *protvae* Raus., то в южном крыле фация темных слоистых известняков с кремнями охватывает весь названный интервал: здесь найдены повдневизейские гониатиты *Goniatites* cf. *crenistria* Phill., *Beurichoceras* sp.

К конуртубинской свите в Бозое и на северном склоне Кокция следует относить часть отложений, описанных ранее как нижнемосковские; другая их часть — это шарьированные вулканиты

Рис.4. Стратиграфические разрезы массива Таш-Елю.

Основные стратиграфические находки и их возраст: 1 - *Profusulinella* ex gr. *prisca* Detp., C_1M_1 ; 2 - *Pristiogartus* ex gr. *transgrediens* Ferner, $S_2^{pr?}$; 3 - *Squameofavosites bohemicus singularis* Sok. и др., S_2^{pr} ; 4 - *Gladopora cylindricalis* Dubat. и др., D_2e ; 5 - *Profusulinella* sp., $C_2^b-m_1$; 6 - *Hedrograptus* sp. indet., S_1ln ; 7 - *Trachypora circulopora* Kayser, *Scollopora conferta* Em., D_2gv ; 8 - *Callapora buttersbyi* M.F.H., D_2gv ; 9 - *Striatifera striata* (Fish.), *Neotuberitina maljavkifi* Mikh. и др., C_1V_2 ; 10 - *Gracilopora* sp., D_2 ; 11 - *Forschia parvula* Raus., *Koninckopora* sp. и др., C_1V_2 ; 12 - *Thamnopora* ex gr. *reticulata* Blainv., D_2 ; 13 - *Costafella* cf. *paraprotvae* Raus., $C_1s_2-C_2^b_1$; 14 - *Endothyra obscura* Brazhn. et Vdov. и др., C_1V_1 ; 15 - *Neotuberitina maljavkini* Mikh., *Archaeodiscus* sp. и др., C_1V_3 .

девоны. Свита залегает согласно на баубашатиновой серии и начинается пластом конгломерата, выше которого следуют песчаники, сланцы, песчанистые известняки, кремни, а также конгломераты и брекчии. Разрез включает олистостромовые пачки из глини более древних пород. Мощность конгломератов и олистостромы до 800 м. В гальке найдены башкирские фораминиферы.

К востоку от Западного Улана и Джанджера, в средней части бассейна р. Каракол наблюдаются разрезы, которые отличаются от типично уланских присутствием мощной толщи основных эффузивов в сидуре и выпадением их из среднедевонской части колонки [Бакиров и др., 1961].

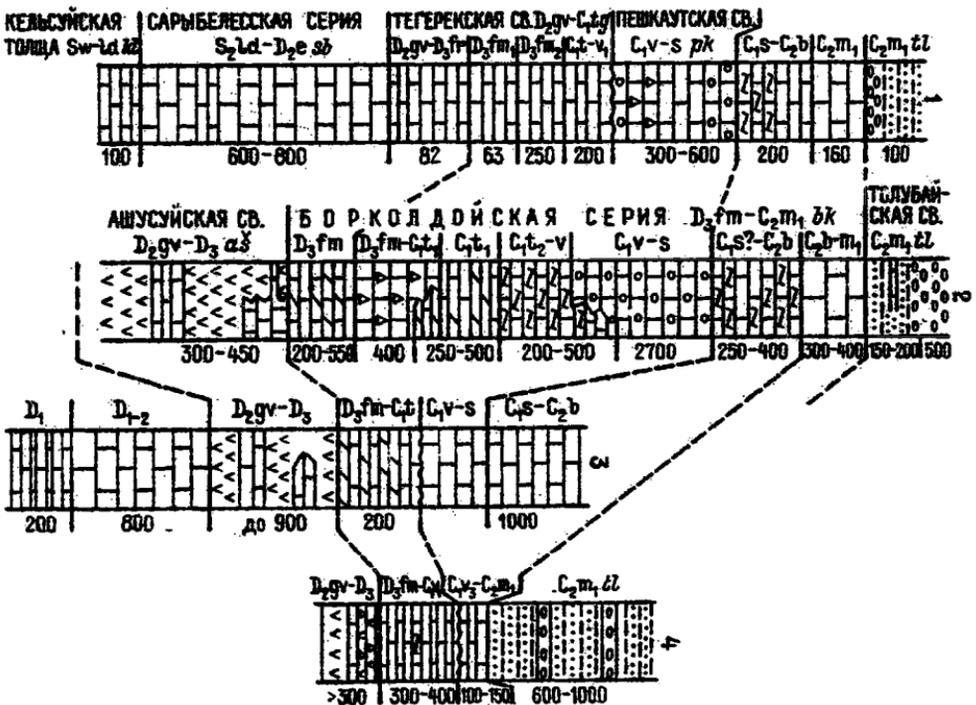
По нашим данным, к уланскому типу относятся также разрезы междуречья Котур-Чогузенгегуш и низовьев р. Сарычат в Давковском массиве. Так, в районе Сарычат-Джурек хорошо обособляется иофанджайлуоская известняковая серия ($S_2 - D_{2e}$), в составе которой выделяются аналоги испатауских известняков ($S_2^2 - D_1^1$) с иофаринскими табулятами и анкурганской свиты ($D_1 - D_{2e}$) с дакриконадридами *Turkestanella* sp. (в нижней части), брахиоподами *Negastrophia* aff. *uralensis* Vern., *Quadrithyrina mesodevonica* (Mal.) и табулятами *Favosites goldfussii* d'Orb. Подошва серии здесь тектоническая. Аналоги тежелиторской свиты установлены на р. Котур.

Сарыбелесский тип разреза (рис. 5, колонка 1)

Среди других известняковых массивов Кокшаальского сегмента Южного Тянь-Шаня града Сары-Белес выделяется одним из самых мощных и наиболее долго формировавшихся разрезов известняковой радиогеонной формации ($S_{1w} - C_{2m}$). Сходные по составу и строению серии могут быть указаны в Восточной Ферганае (Урумбашоний и Анташоний массивы) и еще более распространены в Южной Ферганае (Актур). Западнее Сары-Белеса сходные известняковые разрезы имеются в массиве Каракир, а восточнее — в южной части Данишевского массива.

Пытаемся, используя также материалы Г.Р.Иванова, А.А. Волковой-Мальгиной [Волкова, 1961; Мальгина, Сапельников, 1973], Б.В.Полярова [1969] и других геологов, наметить местные стратиграфические подразделения колонки Сары-Белеса.

Рис. 5. Карбонатные разрезы сарыбелесского (1) и боржжомского (2-4) типов.
 1 - хр. Сарыбелес, 2 - хр. Боржомой, 3 - Учкель-окта хребет, 4 - левый бодр р. Гумк-Цакаржурви.



Кульсуйская толща (Sw-ld ki). Включает темные слоистые, местами красноватые и кремненые известняки с пластами криноидных, брахиоподовых и коралловых разновидностей, которые обнаружены по ущелью выше оз. Кельсу и на правом берегу р. Текелик. Мощность их до 100 м. Эти слои, с брахиоподами *Conchidium aff. lajlakense* (Nikif.), *C. largum* Var., кораллами *Thecia swinburniana* Goldf., *Subalveolites dubius* Kim, *Halysites*, *Protopora* и др. имеют меришкорский (раннедальнянский, венлок-лудловский) возраст.

Сарыбелесская серия (S₂ld-D₂e sb). Состоит из светлых массивных часто розоватых известняков, литологически однообразных и представленных в основном кристаллически-зернистыми и криноидными органогенными разностями. Нижние 240 м этой серии [Малыгина, Сапельников, 1973] должны быть отнесены к верхам дальнянского горизонта S₂ по присутствию здесь брахиопод *Brooksina turkestanica* Nikif., *Conchidium aff. lajlakense* Nikif. и др., что подтверждается и нашими находками табулят *Favosites ex gr. gobhlandicus* L., *Fachylites aff. nonstratus* Yonet. Аналоги ишфаринского горизонта S₂ в Сары-Белесе достоверно не установлены.

К кузлякскому горизонту D₁ [Малыгина, Сапельников, 1973] относятся на р. Текелик темные тонкоплитчатые и вышележащие светлые криноидные известняки мощностью 120 м, с соответствующим брахиоподовым комплексом. По данным А.А. Малыгиной, мощность манакского горизонта D₁ в Сары-Белесе составляет около 100 м, сандалского горизонта D₁ - 200-250 м; расчленение проведено по брахиоподам. Вышележащие, близкие по облику известняки со *Stropheodonta uralensis* Vern. и *Uscinulus parallelepipedus* Bronn. мощностью около 100 м А.А. Малыгина относила к ляглинскому горизонту. Полный разрез изучен только по ущелью Кельбу; общая мощность серии здесь 600-800 м.

Тегерекская свита (D₂gv-C₁tg). Состоит тоже из отчетливо слоистых известняков с пятнистой и полосчатой текстурой. В нижней части (500 м) встречаются редкие прослои с глетоками *Amphiroga gamosa* Phill. и *Stringocephalus burtini* Defr. Более молодые слои Б.В. Поляков [1969] на р. Кульсуйбаши расчленил по комплексам фораминифер, выделив здесь франские (82 м), иш-

нефеменские (63 м) и верхнефеменские (250 м) известняки, литологически довольно однородные. До 200 м разреза, с фораминиферами и брахиоподами, приходится на турнейский ярус и возможно нижнюю часть визе. На р.Кельсу верхняя часть свиты сокращена.

Пешаутская свита (C₁u-s pk). С ней в Сары-Белесе сопоставимы обычные для этого уровня оолитовые, органогенные и местами брекчиевые известняки с *Striatifera striata* (Fisch.) мощностью 300-600 м. На р.Кульджабаши, по данным Б.В.Поларкова и Е.В.Христова, они согласно налегают на известняки нижнегосреднего визе; однако на р.Кельсу вероятно их залегание с разрывом, проникающим вплоть до эйфелья (материалы Г.В.Иванова, 1957 г.). В верхней части известнякового разреза по имеющимся описаниям [Бельговский и др., 1977], а также по материалам Христова и др., 1970 г. можно наметить аналоги газской (?) свиты C₁s - C₂b - слоистые известняки с кремнями в нижней части (200 м), содержащие *Pseudostaffella antiqua*, и известняки C₂m₁ с *Rofuaulina* ex gr. *triangula* (Rauv. et Bel.) и др., подобные иправафской свите Алая (160 м).

Кровлю разреза Сары-Белеса, по нашим наблюдениям, составляют обнаженные у его северного подножия по р.Чон-Сары-Белес известняковые конгломератобрекчи, гравелиты и песчаники, переходящие вверх по разрезу в песчано-алевритовое переслаивание. Эти отложения носят олистостромовый характер и аналогичны толубайской свите Алая. Как в известняковых гальках, так и в песчаниках содержатся раковины фораминифер, включая раннеоолитовые *Profuanelinella* ex gr. *prisca* Deprat и др. Мощность не менее 100 м.

На восточном окончании Сарыбелесского массива [Бискэ, 1979] массивные рифидные известняки D₁₋₂ замещаются маломощными (около 50 м) плитняками, органогенно-детритовыми пластами и острыми кремнистыми породами. Возраст их обоснован находками поздненеожокских дакринопорид и выше по разрезу - живецских кораллов. Эти пачки представляют собой, очевидно, более глубоководную фацию отложений нижнегосреднего девона, формировавшуюся вблизи подножия Сарыбелесского рифа, откуда временами поступал обломочный карбонатный материал. Они соответствуют большей части талбулакской свиты Южной Ферганы [Горянов и др.,

1979], хотя и отличаются еще меньшей мощностью. Подобное замечание здесь намечается и для нижнекаменноугольной части разреза.

Борколдойский тип разреза (рис.5, колонка 2)

Разрезы борколдойского типа распространены в восточной части хр. Борколдой, от р. Чолок-Капчигай на юго-западе до гор Акзоо и р. Пикертия на северо-востоке, что примерно отвечает "Восточно-Борколдойской подзоне" В.Д. Брежнева [Брежнев и др., 1970а].

Как один из вариантов карбонатных разрезов, борколдойский тип имеет много общего с разрезами уланского и сарыбелесского типов, но отличается сочетанием следующих особенностей:

- позднее завершение среднепалеозойского эффузивного магматизма (в фане);
- большая мощность известняков нижнего карбона;
- положение кровли известняковой формации внутри московского яруса C_2 .

Ашусуйская свита ($D_2\text{ gu} - D_3\text{ as}$). Является нижним элементом вскрытой части борколдойских разрезов и обнажается вдоль южного склона хр. Борколдой-Акзоо, ее подошва соответствует поверхности шарьирования Борколдойской пластины на Кошмаальскому. Стратотипический разрез на правом борту долины Ашусу составляет в нижней части фиолетовые и зеленые сланцы, алевролиты, туффиты и туфы андезито-базальтового состава, нередко с градационной слоистостью (около 180 м). Они содержат пласти омикритов и более грубообломочных известняков, в том числе крупные (1-2 м) ритмы типа флукоотурбидитов, образованные, очевидно, подводными оползнями известковых песчаников. Верхняя часть формирует слоистые комковатые известняки с *Syrtoveriger* и перекрывающие их базальтовые мицдалекаменные лавы, боксовые и мелкообломочные туфы, руды кремни и известняки (до 100 м). Разрез нарушен и не имеет нормальной кровли. Верхняя его часть относится к фанеозному ярусу, нижняя, судя по остатку фораминифер и водослей (*Auroria*, *Parathuramina*, *Radioarhaeta*), вряд ли древнее позднего девона.

Сходный разрез описывался многими авторами в верховьях:

Кичи-Узенгегуша, в бассейнах Беделя и Пикертня. Мощность свиты 300-450 м, соответствует она французскому и фаменскому ярусам [Поляров, 1969].

Нижнюю часть ашусуйской свиты можно наблюдать в среднем течении р.Чолок-Капчигай (Узенгегушский). В этом разрезе (парастратотип) базальтовые лавы и пирокластические породы включают коралло-строматопоровые биостромы и обломки известняков с живецкими табулятами - *Crassialveolites crassus* (Лес.) и др. Они отделены от фаменских (?) вулканитов пачкой в 200-300 м слоистых мелководных известняков, оситовых, водорослевых, фораминиферовых и амфишоровых, относящихся к французскому ярусу.

Борколдойская серия (D_3fm-C_2m). Представляет собой непрерывную последовательность карбонатных пород, в основном известняков, местами кремненных, реже доломитистых известняков и доломитов. Основные сведения по их стратиграфии получили М.М.Пуркин и др. [1961], Б.В.Поляров [1969], Г.Л.Бельговский и др. [1977], Н.А.Халтурин, В.П.Скворцов и другие геологи; им удалось, с разной степенью достоверности, расчленить известняки на ярусы общей стратиграфической шкалы, а внутри них - на подъярусы и литологические пачки. Более крупные литостратиграфические подразделения, по имеющимся данным, следующие.

Толща слоистых доломитистых известняков (D_3fm), налегающая на ашусуйские базальты, включает плитчатые водорослевые, фораминиферовые, брахиоподовые известняки, доломитистые известняки, в низах часто глинистые, номковатой текстуры. Толща датирована многочисленными оборонами брахиопод [Волкова, Чернова, 1961 и др.] и фораминифер [Пуркин и др., 1961; Поляров, 1969], относящихся к верхней половине фаменского яруса. Вероятно окольжение во времени подошвы толщи за счет замещения известняками эффузивов.

Пачка известняковых брекчий ($D_3fm-C_1t_1$) представлена брекчиями или темными, коричневыми брекчиевыми известняками, с прослоями более тонкослоистых черных известняков, местами кремненных. Есть доломитистые разности. Подошва этой пачки, на уровне которой исчезают брахиоподы и каровые водоросли, принимается [Пуркин и др., 1961] за границу фамена-турне, однако наши данные по ущелью р.Тез показывают, что, по

крайней мере, нижняя ее часть содержит фораминиферы верхнего девона. Мощность пачки от 400 м до полного выклинивания.

Толща ленточных известняков и доломитов (C_1t_1) залегает выше брекчий, иногда частично или полностью их замещает. Образована темными тонкополосчатыми "ленточными" известняками, частично доломитами, среди которых есть горизонты более светлых и массивных известняков и прослои брахиоподовых ракушечников. Местами содержит линзы и прослои кремней. Фораминиферы относятся к низам турне. Мощность 250-500 м, в хр. Акзоо всего 80 м.

Толща известняков с кремнями (C_1t_2-v) представлена более толстослойными, до массивных известняками с частыми линзовидными прослоями кремней. Основная их часть относится к верхнему турне, однако местами (р. Туух-Чамыркорум) кремни есть и в нижнем визе. Мощность в пределах 200-500 м.

Толща массивных оолитовых известняков (C_1v-s , местами C_1t-s) залегает выше известняков с кремнями и в типичных разрезах Борколдояского хребта на р. Ашуу, Текелитор и др., начинается песчанистыми, криноидными, иногда оолитовыми массивными известняками с *Plicatifera humerosa* Sow. и редкими фораминиферами нижнего визе [Пуркин и др., 1961]. Выше в массивных оолитовых известняках найдены средневизейские фораминиферы и брахиоподы, а в верхней части толщи сходные по составу известняки содержат уже *Striatifera striata* (Fisch.) и комплекс фораминифер верхнего визе и серпуховского яруса. На этом уровне в разрезе много органогенно-детритовых разностей. Мощность в Борколдое достигает 700-1000 м. Нетрудно видеть соответствие этой толщи пещкаутской овите Южной Ферганы.

На востоке, в хр. Акзоо толща оолитовых светлых массивно-слоистых известняков охватывает интервал до нижнего турне (материалы Н.А. Халтурина и др., 1968 г.) до серпухова.

Толща слоистых известняков с кремнями ($C_1s?-C_2b$) представлена чаще слоистыми и темными, реже массивными разностями с желваками и прослоями кремней. В Борколдое охарактеризована брахиоподами и фораминиферами "верхнего напора"; нижняя часть слоистых известняков местами содержит *Gigantoproductus latissimus* Sow. и соответствует серпухову. Кремневых прослоев здесь, по-видимому, нет. Мощность 250-400 м. В Акзоо описаны

известняки с кремнями, содержащие раннебашкирские *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Staffella protvae* Raus. и др.

Толща массивных светлых известняков (C_2b-m_1) повсеместно образует кровлю борколдойской серии и представлена почти неслоистыми водорослевыми, оолитовыми и фузулиновыми известняками, которые в разных местонахождениях содержат комплексы фораминифер всего башкирского и основания московского яруса [Бельговский и др., 1977, а также наши данные]. Мощность их 300–400 м. Соотношение массивных известняков C_2b-m_1 и толщи с кремнями $C_1s?$ – C_2b неясно, возможно их латеральное взаимозамещение на уровне башкирского яруса.

Суммированием приведенных мощностей мы получаем для борколдойской серии цифру в 4–4,5 тыс. м. Вероятно, в частных колонках она меньше. Сокращенная мощность серии (300–500 м) наблюдается на левобережье р. Тузик–Чакиркорум (рис. 5, колонка 4). Этот разрез, с перерывом внутри башкирского и, вероятно, внутри визейского ярусов, отличается также большой мощностью нижнемосковского флиша.

Строение разреза борколдойской серии напоминает установленное для баубашатинской серии Бозоя: общим элементом является, в частности, толща известняков с кремнями на уровне C_1t_2 и частично более высоких горизонтов. Еще большее сходство установлено [Пурнин и др., 1961] между турнейскими отложениями Борколдоя и Срединного Тянь-Шаня (Чаткало–Нарынской зоны), в которых можно, по-видимому, картировать одни и те же свиты. Кремнистые фации турнейских известняков не свойственны в то же время западному сектору Южного Тянь-Шаня. Таким образом, в раннем карбоне фациальная зональность мало связана с общим тектоническим планом Тянь-Шаня.

Толубайская свита (C_2m_1tl). Грубофлишеидная толща, венчающая разрез борколдойского типа, по своему составу и возрасту аналогична изученной в Сары-Белесе и сходна также с толубайской свитой Туркестано–Алая. Как и в случае уланских разрезов, из нее следует исключить аллохтонные вулканогенные породы более древнего возраста, также нередко принимавшиеся за московские.

Терригенные отложения C_2m_1 в Борколдое (река Чолок–Каплагай, Кайнар, Тез) налегают на известняки борколдойской серии.

Разрез начинается обычно неочапо-алевритовыми породами с флишевой ритмичностью. Встречаются прослой неочапистых фузулиновых известняков с раннемосковскими *Profusulinella* ex gr. *rhomboides* Lee et Chen., *Eofusulina* sp. Отмечены прослой конгломерата, сложенного обломками известняков и олистолисты более древних известняков. Там, где сохранились более высокие слои разреза, они представлены в основном конгломератами и гравелитами мощностью 150-250 м, с обломками известняков, кремнистых, иногда андезито-базальтовых пород. Источником этого материала служили надвигавшиеся пластины среднего палеозоя карачукурского (?) и уланского типов. Более крупные отторженцы этих пластин представлены известняками нижнего карбона - башкирского яруса (верховья р.Кайнар), туфами и известняками среднего девона (р.Чолок-Капчигай), однако не во всех случаях ясно, имеют они оползневое или уже собственно надвиговое происхождение.

Близким к Боркюльскому типу следует считать разрез водораздельной части Учкельского хребта (рис.5, колонка 3). Однако он отличается небольшой мощностью известняковой серии $D_3fm - C_2$, нижняя часть которой (фамен-турне) местами выпадает. К тому же учкельские разрезы включают известняки нижнего-среднего девона, расчленение которых может производиться по той же схеме, что и в уланских разрезах. Нельзя исключить тектонического смещения в Учкеле известняковых пластин различного происхождения.

2. Вулканогенные и кремнисто-вулканогенные разрезы геосинклиналильного комплекса

Вторую группу образуют палеозойские разрезы вулканогенных и кремнисто-вулканогенных типов. Общим признаком группы является развитие мощных (многие сотни метров) вулканических пород ситалито-диабазового либо андезитобазальтового состава, повсеместно связанных с кремнисто-глинистыми пеллагическими отложениями.

Ташрабатский и кашинский типы разрезов

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи Атабашинского хребта, Тигерка на западе и южного склона Акишйрака р.Кашин на востоке остаются плохо расчлененными и недостаточно да-

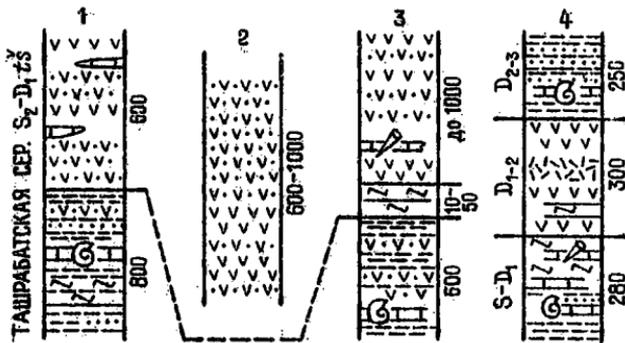


Рис.6. Вулканогенные разрезы ташрабатского (1-3) и кайндинского (4) типов.

1 - р.Ташрабат, 2 - р.Зап.Карасу, 3 - горы Тигерен, 4 - Кайндинский хребет.

тированными (рис.6). Ранее они включались в единую стратиграфическую колонку Атбашинской зоны [Брежнев и др., 1970а], но их самостоятельность показали А.Г.Коников и Е.В.Христов [Христов, 1981]. Сейчас целесообразно ограничить колонку ташрабатского типа одной лишь ташрабатской свитой Е.В.Христова ($PZ_2 t \dot{s}$), которая ввиду большой мощности и сложности состава может рассматриваться в ранге серии. Типичные разрезы этой серии наблюдаются в бассейне Ташрабата, южнее известняков Чактамской гряды. Нижняя часть серии представлена слабо метаморфизованными глинистыми и далее в основном кремнистыми сланцами с прослоями известняков, граувакковых песчаников и туфов основного состава (800 м). Возраст ее не определен. Верхняя часть (600 м) состоит из туфосланцев или филлитов, туфов и базальтовых покровов, среди которых встречаются расчлененные линзы известняков и доломитов с силурийскими (дальянскими и иоферинскими) кораллами. Отметим, что в наших сборах дальяно-меридианские *Multicolenia* sp., *Favosites* ex gr: *gothlandicus* L. оказались выше, чем иоферинские *Squamafavosites*, отсюда вероятно допущение, что описанный разрез опрокинут.

Аналоги ташрабатской серии тектонически перекрывают известняки Чирмашской гряды (см.рис.30) на р.Карасу, у пер. Джамат и в других пунктах, где они представлены мощной - до 1500 м

— последовательность из авгитофировых базальтов, переходящих местами в андезито-дациты и в верхней части в вулканокластические породы. В горах Тигерек среди вулканитов найден прослой известняка с девонскими *Styliolina* sp. Остальные разрезы палеонтологически не охарактеризованы.

Аналогичным образом обособляется вулканическая серия каиндинских разрезов в Актыйрак-Иньльчекском районе. Предшествующими исследованиями эти образования обычно не выделялись, поскольку пластовые надвижки в их подошве принимались как согласные границы с подстилающими известняками. Предварительная схема расчленения каиндинского вулканогенного разреза включает три толщи.

Нижняя вулканогенно-осадочная толща ($S-D_1$). Сложена преимущественно глинистыми сланцами с прослоями песчаников, пачками кремней, туфов и покровами базальтовых порфиритов. Встречаются также известняки, которые в долине Аткайляо содержат табулят дальнянского-юфаринского и кунжаковского горизонтов: *Multisolonia tortuosa* Fritz, *Squameofavosites* cf. *betjuensis* Chekh., *Emmonsiaella saamnicca* (Chekh.) и др., а в верхней части — *Cladocora actinosa* Yanet и др. Мощность не менее 280 м.

Вулканогенная толща (D_{1-2}). Состоит из базальтовых авгитофиров, андезитовых порфиритов, трахиандезитов и кератофиров, а главным образом продуктов их разрушения. Обычны прослои и отдельные пачки плитчатых кремней. В верховьях р.Уччат (Кара-Арча) среди шаровых базальтовых порфиритов нижней части толщи обнаружены прослои плитчатых тентакулитовых известняков с позднепражскими *Nowakia* cf. *acuminata* G.I. и др. Мощность — 300 м.

К девону (D_{1-2} ?) каиндинского типа следует, вероятно, причислять и мощную вулканогенную толщу южного склона хр.Актыйрак, которая ранее считалась по возрасту московской. Здесь представлены главным образом афировые, реже порфировые андезито-базальты с подчиненным количеством прокластических пород мощностью порядка 1000 м.

Верхняя вулканогенно-осадочная толща (D_{2-3}). Включает сланцы, алевролиты, песчаники, иногда имеющие красную или малиновую окраску, кремни, прослои туфов, изредка лапшевые покровы

вы. Характерная особенность толщи — значительная роль известняков, местами образующих отдельные массивы до нескольких десятков метров мощностью. Мощность обычно не превышает 250 м. В известняках найдены эйфельские ругозы, амфиолиты и табуляты живетского яруса, в верхней части — позднедевонские радиолярии и фораминиферы (реки Учкель, Каинди, верховья р.Уччат).

Каменноугольные отложения (C_{1-2}) в разрезах каиндинского типа пока что обнаружены лишь в южной части хр.Ахшийрак близ пер.Ишигарт. У ледника в левом истоке р.Тез на базальтовую толщу D_{1-2} ? налегают мраморизованные известняки нижнего карбона с *Endothyra* sp. (60–80 м) и выше конгломераты и травелиты с обломками порфиритов и известняков (200–300 м).

Джанджержский тип разреза (рис.7, колонки 1-6)

Вулканогенно-осадочные толщи западной части Джанджержского хребта первоначально описывались как "джанджержская свита" среднего карбона [Брежнев и др., 1970а], однако работами Г.Л. Бельговского, Л.А.Этвой, Б.П.Распопова, К.О.Осмонбетова было показано, что они включают весь разрез среднего палеозоя. Положение в разрезе собственно вулканических толщ и их датировка в Джанджерже выяснены лучше, чем для вулканитов Атбаша, и можно считать, что их возраст не выходит за пределы верхнего огура-девона. Мощность и состав вулканических толщ сильно изменчивы; наряду с эффузивными разрезами имеются менее мощные колонки, в которых вулканический материал представлен в тонко-обломочной фации, и, наконец, есть переходы к сильно сокращенным разрезам почти без вулканических проявлений.

Стратиграфическая колонка туфо-кремнистого подтипа составлена по разрезам более внутренней части Джанджержской синформы (см.рис.19).

Сересуйская свита ($S_2 sr$). Сложена пестроокрашенными и темно-серыми отбеливающимися сланцами с пролоями алевролитов и песчаников. В подчиненном количестве присутствуют кремнистые сланцы, туфы и лавы основного и среднего состава, образующие пачки до 10–20 м. Общая мощность свиты достигает 500 м.

Корреляция описываемых отложений с сересуйской свитой Бабаталинского района основывается на их преобладающем глини-

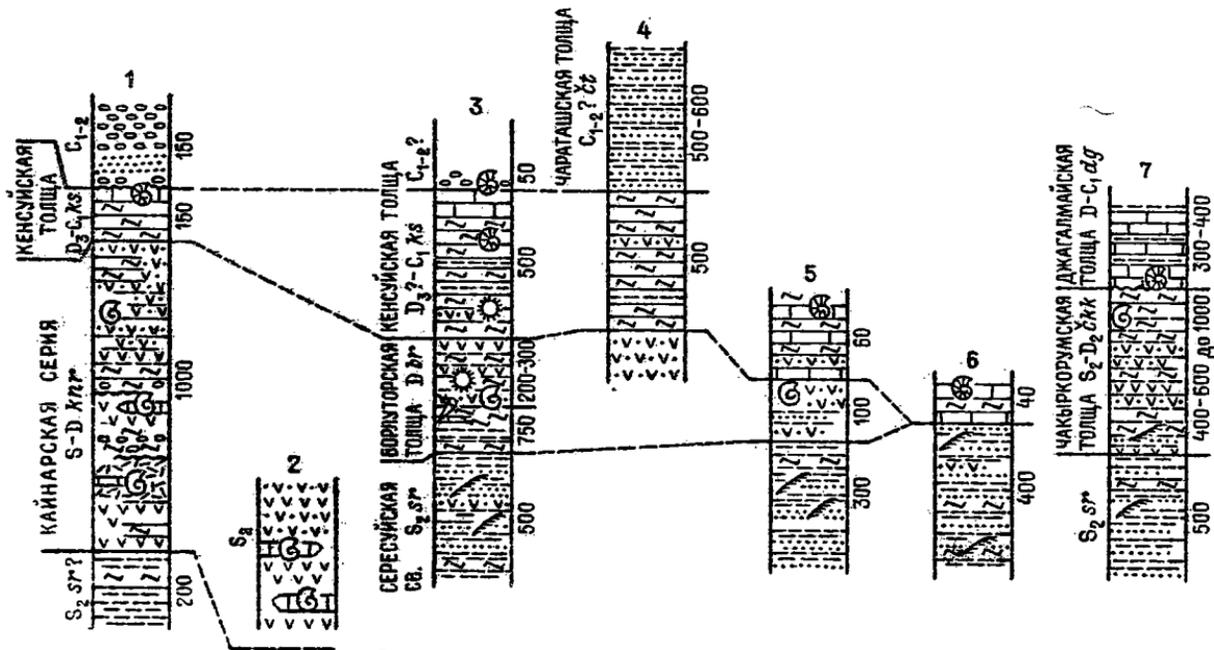


Рис. 7. Вулканогенные разрезы жандылерского (1-6) и чакирорумского (7) типов.

- 1 - р. Кайнар, 2 - р. Ортокашасы, 3 - р-н пер. Аполлою, 4 - верховье р. Кенсу,
 5 - р. И. Балыкты, 6 - низовье р. Кенсу, 7 - реки Чакирорум, Джагалмай.

стом составе и подтверждается находками граптолитов, из числа которых в наших сборах из района пер.Аполдой - р.Ю.Балыку и на р.Джилайу имеются лудловские *Pristiograptus cf. bohemicus* (Barr.), *Colonograptus minimus* Rin. (nasc.), а также прижидольские *Colonograptus aff. aduncus* (Teller).

Борлаторская вулканогенно-кремнистая толща (D br). Имеет нестойкий состав. Типичный ее разрез на правом берегу р. Борлатор включает:

1) пестроокрашенные кремнистые сланцы с подчиненными прослоями и пачками туфов и алевролитов. Мощность 750 м. Найдены также известняки с тентакулитами *Striatostyliolena* sp. и др., что указывает на верхи нижнего девона или средний девон;

2) андезитовые и базальтовые порфириты и их туфы - не менее 200-300 м.

В районе пер.Аполдой и на правом борту долины Ю.Балыку пачка бомбовых туфов и кремней (100-140 м) залегает в основании толщ и содержит включения известняков с брахиоподами и кораллами эйфеля - *Isorthis inostrancevi* (Pectz), *Pachyfavosites polymorphus* (Goldf.), *Alveolites taenioformis* Schluter. В кремнистых породах много радиолярий, из которых пока что определены лишь некоторые формы средне-позднедевонского (фаменского?) возраста.

Кенсуйская толща (D 2-C, Kl). Состоит из кремнистых пород с прослоями известняков (калькаренитов, микритов), а также сланцев и алевролитов. Примесь вулканогенного материала обусловлена пестрой окраской разложившихся пород. В верховьях Балыкты и Кайнара кремни с известняками достигают 300 м мощности и охарактеризованы фораминиферами верхнего визе-серпухова. На р.Ю.Балыку в известняково-кремнистой пачке (60 м) обнаружены турнейские *Septatourayella* sp., *Septaglomospiranella* sp.

Чараташская песчано-сланцевая толща (C₁₋₂? št). Развита на восточном замыкании Джандилерской синформы и местами в ее южном крыле. Эта темная ритмичная толща с редкими прослоями грубообломочных пород и олистоотромами является одним из вариантов предскладчатой флишеидной формации. Однако нам не удалось получить прямых доказательств ее каменноугольного возраста: находки ископаемых, в основном девонских, приурочены к известняковым глинам. Мощность толщ до 700 м.

Эффузивный подтип дьяблджерских разрезов отличается главным образом строением нижней части. В основании редко (р. Кайнар, верховья, рис. 19) можно видеть кремнистые и глинистые сланцы — вероятно, силурийские. Главным членом разреза является кайнарская серия (*S-D klr*). Ее оставляют порфириты, среди которых наряду с преобладающими базальтовыми присутствуют разности среднего и кислого состава. Наиболее полный разрез по долине р. Кайнар включает:

1) лавы, изредка брекчии базальтовых порфиритов с подчиненными прослоями кремнистых сланцев (240 м);

2) порфириты и туфы пестрого состава. В нижней части преобладают базальтовые порфириты и брекчии, встречаются лавы и туфы липаритовых порфиров. В верхней части кислые вулканиды преобладают. Среди них в прослое известняка собраны кораллы *Microalveolites minimus* Lel. и др.; относящиеся к манакскому-сандальскому горизонтам D_1 (320 м);

3) кремневые конгломераты, гравелиты и песчаники (110 м);

4) базальтовые порфириты с подчиненными прослоями кремневых конгломератов, грубых граувак и пачкой известняков в нижней части толщи. В известняках обнаружены кораллы *Pachyfavosites? sp. ind.*, *Spongopora* (*cf. halysitoides* Ether.) также манакского или сандальского (пражского) возраста. В пустотах ноздреватых лав выше по разрезу есть колонии кораллов *Thamnopora cf. alta* (Tchern.), *Gracilopora? sp. ind.*, *Alveolites cf. minimus* Lec., аккачигайского (эйфельского) возраста. Мощность — 100 м;

5) лавы и брекчии базальтовых порфиритов с подчиненными прослоями граувак, кремнистых сланцев и пачками кремнистых конгломерато-брекчий. В основании последних отмечаются признаки размывов. Мощность этой толщи около 800 м. В ее средней части в обломках известняков найдены окаменелости, включая дакриоконариды — *Styliolina domanicense* G.L., *Striatostyliolina* sp., *Homostenus? sp.* и ругосы *Neaxon* sp., что указывает на возраст, близкий к началу среднего девона. В других пунктах есть находки эйфельских и живецких табулл. Приведенные выше палеонтологические данные характеризуют только среднюю и верхнюю части разреза серии, которая, таким образом, отвечает, спо-

рее всего, прагиену-эйфелю. Мощность этих образований достигает 1500 м.

Нижняя, оилурийская часть серии представлена на левобережье р.Орто-Кашкасу (см.рис.7, колонка 2), где в пачке известняков, грауваки и кремнистых сланцев среди базальтовых порфиритов собраны табуляты *Ainia varians* Lel., *Favosites interstinctus* Regn., *F. vicinalis* Klaam., ругозы *Holacanthia* sp., *Eutelophyllum* sp., *Gyropophyllum* sp. и брахиоподы *Spinatrypa* ex gr. *bifidaeformis* Tschern., характерные для юфариноского горизонта S₂.

Верхнюю часть колонки в этом подтипе (см. рис.7, колонка 1) также составляют кенсуйские кремнистые сланцы, переходящие кверху в афанитовые и местами брекчиевые известняки с фораминиферами и ругозами верхнего визе-серпухова (до 150 м), и алевролиты, песчаники, в разной степени замещаемые грубо-обломочными полимиктовыми породами. Эта флишеидная толща охарактеризована пока лишь фораминиферами верхов нижнего карбона (р.Кояндынолот).

Кайнарские вулканиты идентичны киргизатиновой серии Южной и Восточной Ферганы, а кенсуйская толща отвечает распространенной там же хеджагаирской свите.

Крайним вариантом в ряду изменчивости джанцджерокого типа является полное выпадение девонских вулканитов, которое было установлено работами Г.Л.Бельговского, Л.А.Эктовой, Г.В.Иванова В.Д.Брежнева в тектонических чешуях по р.Кенсу-кынал (см. рис.21, III; рис.7, колонка 6). Граптолитовые сланцы, относящиеся к верхам турасуйской серии (сересуйская свита), достигают здесь мощности 500 м; они соответствуют лудлову и, судя по находкам *Colopograpta shelmiensis* (Teller), - также части приждолия. На водоразделе Кенсу с Акбайталом нам удалось наблюдать согласное налегание на граптолитовые сланцы лудлова-приждолия кремнистых пород с глинистыми и вулканомиктовыми прослоями (30-40 м) и далее афанитовых слоистых известняков с кремнями (10 м). По материалам В.Д.Брежнева [1976], в известняках есть планктонные двусторки *Pozidonia bocheri* Bronn., а южнее в отдельной тектонической пластине нам удалось найти отпечатки тоннатитов *Entogonites* и *Prolescanites*, относящиеся к верхнему визе.

Сходная по строению колонка получена в северном крыле Джанджерской синформы, в устье р.Дунгуроме. Здесь подошва известняков находится на уровне нижнего визе.

Чапыркорумский тип разреза (рис.7, колонка 7)

Формационный ряд среднего палеозоя, занимающего ядро Чапыркорумской синформы в западном Борколдое (см.рис.22), также относится к вулканогенному типу. До исследований К.О.Осмонбетова, Б.П.Распопова и др. в 1965-1966 гг. [Осмонбетов, 1980] эти отложения целиком, как и в Джанджерской синформе, относились к среднему карбону. Чапыркорумские разрезы отличаются умеренными или малыми мощностями вулканогенных толщ. В их составе намечаются следующие основные подразделения.

Сланцевая толща (S₂sr). Близка к сересуйской свите, образована алевролитами и глинистыми сланцами с прослойками зеленовато-серых вулканомиктовых песчаников и редкими пачечками кремнистых сланцев. Максимальной мощности (до 500 м) эта толща достигает в восточном крыле Чапыркорумской синформы, где в ней найдены граптолиты (*Pristiograptus* sp. indet.). Сланцы здесь тектонически налегают на средний карбон (см.рис.23, У).

В бассейне Джагалмай нижняя часть обычно состоит из зеленых глинистых сланцев с пачками темно-серых алевролитов, зеленых и голубых кремней, а верхняя представлена переслаиванием тонкозернистых песчаников и черных или темно-красных глинистых сланцев с *Colonograptus chelmiensis* (Teller), *Pristiograptus* sp. indet. и другими граптолитами Лудлова-придолии.

Чапыркорумская вулканогенно-кремнистая толща (S₂²-D₂kk). По долинам Чапыркорума и Джагалмай согласно налегает на граптолитовые сланцы. Подошва на левом водоразделе р. Карабодур проводится по появлению в разрезе базальтовых порфиритов и вулканомиктовых пород, которые содержат прослой и пачки глинистых и глинисто-кремнистых сланцев. В одной из таких пачек найдены граптолиты *Pristiograptus* (s.l.) sp. indet., в другой *Monograptus berynicus* Ferner, *M. pracherynicus* Jaeger. Это позволяет относить низы чапыркорумской толщи к придолийско-лохкову. Верхняя часть состоит из чередования пачек, по 10-40 м мощностью, кремнистых сланцев и окремненных алевролитов, ино-

гда с конодонтами. Из этих отложений на правом борту долины Карасу ранее (материалы А.В.Криштала и др., 1966) были собраны тентакулиты верхов нижнего девона - *Turkestanella aff. acuaria* (Richt.).

По долинам Чонтор, Туратор, Джагалмай толща состоит из кремнистых и алеврит-глинистых пород пестрой окраски, среди которых в нижней части присутствуют различные по мощности пачки вулканомиктовых пород базальтоидного состава. Редкие находки обломков кораллов относятся к элихуву-эйфелю. Мощность более 700 м.

Джагалмайские известняки (D-C₁d_{gr}). Залегает на чакыркорумской толще в ядре синклинали между долинами Каратора и Джагалмай (см.рис.22;23, IV). Они представлены плитчатыми темными микритовыми или обломочными разностями (50 м), с *Asterogarchaedicus* sp., *Koninskoroa* sp. и другими микрофоссилиями верхнего визе. Те же, вероятно, известняки более полно представлены в долине Туратора, где они связаны с силицитами чакыркорумской толщи постепенным переходом. Мощность известняков до 300 м; еще больше - на правобережье Джагалмай, однако для этих разрезов нет фаунистических датировок.

Параллели в строении чакыркорумских и джаныджерских разрезов очевидны (см.рис.7). Андезито-базальтовая туфо-лавовая формация наиболее полно представлена в кайнарской серии, а в редуцированных вариантах образует пачки среди кремнисто-сланцевых толщ - бордаторской, чакыркорумской. Возраст ее не моложе живетского. Пелагические силициты и глины нуждаются в более детальном хронологическом изучении: они относятся в основном к среднему-верхнему девону. Джагалмайские и кенсуйские известняки образованы большей частью тонкими карбонатными илами. Их формирование относится в основном к позднему визеи серпуховскому веку, но местами начинается уже с турне. Нетрудно видеть в этих толщах аналоги биданинских (верхнешаланских) известняков Ферганского района.

Ортосуйский тип разреза (рис.8)

Характерными признаками этого типа разрезов являются:
- сравнительно мощное развитие основных вулканитов верх-

ней половины девона, подстилаемых обычно песчано-сланцевыми и кремнистыми породами;

- окрашенная мощность известняков C_{1-2} , частично представленных в рифогенно-обломочной фации;
- раннемосковский возраст их верхних слоев.

Типичные ортосуйские разрезy распространены в узкой полосе между известняками гор Сары-Белес на севере и терригенными кошкательскими разрезами на юге. Они прослеживаются с перерывами от р. Лю-утыр на восток через долины Текелына, Курумдула до правобережья р. Ботомойнак. К этому же типу мы относим некоторые разрезy района шика Данкова (?) и хр. Борколды, установленные в сходной структурной позиции.

Отложения ортосуйского типа обычно рассматривались целиком как московские [Брежнев и др., 1970, а], хотя девонский возраст кремнисто-эффузивных пород на р. Ортосу был показан еще работами Г. Л. Бельговского и Л. А. Зятовой в 1958 г.

Кремнисто-сланцевая толща ($D_2?$). Находится в основании вскрытой части разреза (см. рис. 6). Основу толщи составляют кремнистые и глинистые сланцы зеленоватого и темносерого, иногда красноватого цвета. Местами они содержат прослои мелкокристаллических известняков с *Radiolaria* и *Ferathurammina*, что и указывает на девонский (но древнее $D_2?$) возраст отложений. Мощность около 400 м.

Ортосуйская свита (D_{2-3} or). В наиболее полном разрезе наблюдается по Текелыку и Ортосу выше их слияния. На правом борту долины Ортосу виден постепенный переход от сланцев и гнейсов к сходной пачке, но с пластами туфобрекчий и туфов. Выше по разрезу эти породы чередуются с породами базальтовых, реже андезитовых и трапандезитовых порфиритов, которые местами образуют сплошные пачки до

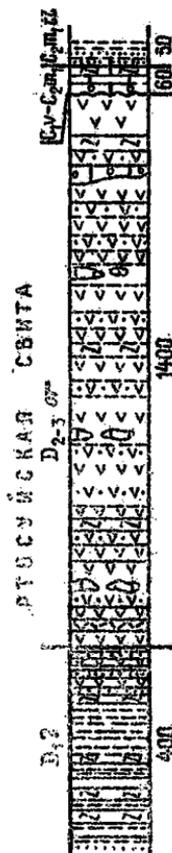


Рис. 6. Вулканогенный разрез ортосуйского типа (р. Ортосу).

100 м мощность. Кроме того, отмечены редкие пачки и прослои коричнево-красных и зеленых кремней, а в некоторых горизонтах вулканических брекчий много известняковых включений различного размера, вплоть до нескольких метров в поперечнике. Нередко приходится наблюдать явно сингенетичные лавам и туфам органогенные известняковые тела — биогермы, биостромы и др., в которых колонии кораллов сохраняют целостность и нарастают на вулканический субстрат. Известняки ортосуийской свиты сами часто содержат включения пещлового материала или более крупные вулканические обломки.

Комплекс органики как в обломках, так и в сингенетичных телах довольно однообразен. Отсюда определены табуляты *Emmonsia aerea* Yanet, *Alveolites taenioformis* Schlüter, *Caliopora buttersbyi* M.E. et N., *Coenites dubatolovi* Yanet и др., рудозои *Dendrostella* aff. *rhenana* (Fresh), *Neostriangophyllum* aff. *valtheri* (Yoh), строматопораты *Amphipora ramosa* Phill., *Stachyodes singularis* Favor. В нижних слоях разреза известняковый цемент туфов содержит фораминиферы *Parathurammina* aff. *paracushmani oshiensis* Pojark., *P. dagmarae* Sul., *P. aff. cordata* Pron., *P. aff. vasilievae tenuissima* Pojark., *Ualonia* sp. Остатки кишечнополостных вполне определенно указывают на живецкий ярус, фораминифер — на средний или верхний девон. К востоку установлено уменьшение в разрезе роли вулканогенных пород и увеличение содержания глинистых сланцев, вулканомигматовых песчаников, кремней. В известково-обломочных породах содержится комплекс фораминифер, который Л.А.Эктова по нашим оборам отнесла к верхнему девону. Амфипоры и брахиоподы здесь указывают, скорее, на живецкий ярус.

Мощность свиты в Ортосу до 1400 м, на левобережье р.Кокля меняется от 300 до 600 м.

Известняково-кремнистая толща (C₁V—C₂IV). На правобережье р.Текелик налегает на ортосуийскую свиту с перерывом и включает:

1) конгломерат, сложенный обломками известняков и редких порфиритов (до 10 м);

2) равнослоистые мелкообломочные и пелитоморфные известняки с кремневыми прослоями, тождественные верхнешаланским (си-

данинским) известнякам лептогеосинклинальных разрезов. В подошве из них определены *Neoarchaediscus gregorii* Dain., *Calcifolium okense* Schwez. et Bir., указывающие на верхи визейского яруса; через 2 м — *Tetrataxis planolocula* Lee et Chen, *Bostaffella* ex gr. *pseudostruvei* Raus. et Bel., *Asteroarchaediscus* sp., *Eolasiodiscus* sp., которые Л.А.Эктова относит уже к серпуховскому ярусу, а еще в 2-х м выше по разрезу в сходном комплексе появляются *Plectostaffella varvariensis* var. *balsultanica* Ruzh., что указывает на низы башкирского яруса (нампор В);

3) грубообломочная известняковая конглобрекция и сходные известняки с кремнями, которые в верхней части разреза сменяются почти сплошными кремнистыми породами. Раннебашкирский возраст этих отложений доказывается находками *Pseudostaffella* ex gr. *antiqua* Dutk. Кверху они согласно сменяются терригенными породами среднего карбона. Общая мощность толщи составляет 40-50 м.

Севернее, в верхних тектонических чешуях, подстилающих известняки Сары-Белеса, местами увеличивается мощность известняков верхнего визе-серпухова, в которых найдены остатки мелководного бентоса-брахиоподы *Striatifera striata* (Fisch.), рудозы *Lithostrotion caespitosum* Mart. и др. Эти известняки залегают на базальтовых порфиритах девона, иногда имея в основании пачку брекчий с обломками девонских пород. Более высокие слои толщи $C_1v-C_2m_1$ представлены оловистыми кремнями с известняковыми прослоями, которые в кровле содержат уже раннемосковские *Schubertella* sp., *Profusulinella* sp. Мощность всего разреза 100-150 м.

В разрезах по Ортоосу, Эшгарту, Коккия отложения $C_1v-C_2m_1$ отличаются еще меньшими мощностями и иногда сплошь кремневым составом.

Таким образом, последовательность событий, которые привели к формированию этих отложений, может быть следующей:

- 1) денудация и абразия вулканических островов в конце девона — начале карбона;
- 2) их погружение, образование рифов, рифогенных известняков и брекчий в конце визе — начале башкирского века;

З) ускорение погружения, отмирание рифов и образование маломощных кремнистых пород $C_2b_2-m_1$.

Толубайская свита (C_2m_1L). Отложения, образующие кровлю ортосуйских разрезов, относятся к грубообломочной разновидности предкладчатого флиша и аналогичны разновозрастным породам в разрезах Сары-Белеса и Борколдоя. Подошва их оолитовая. Конгломераты и конглобрекчии сложены гальками известняков, отчасти кремней и основных эффузивов ортосуйской свиты. Кроме того, отмечены олистостромы, пачки "дикого флиша" или тела неясного происхождения, образованные разнообразными известняками C_{1-2} и иногда порфиритами. Песчано-сланцевые, ритмичного строения пачки подчинены конгломератам. Песчаники имеют полимиктовый, обычно известняково-граувакковый состав обломков и карбонатный цемент. Возраст самой толщи определяется немногочисленными находками фузулинид низов московского яруса в цементе песчаников. Мощность свиты не превышает 400-500 м.

Фрагменты разрезов ортосуйского типа с вулканической толщей D_{2-3} и маломощными известняками C_{1-2} присутствуют также восточнее, обнажаясь из-под известняковых тектонических пластин - в районе пика Данкова, в бассейне р.Узенгегуш и на р.Акташ в бассейне Акширака. Так, в среднем течении р.Чолок-Капчигай (Узенгегушский) установлено наложение оолитовых известняков нижнего карбона с перерывом на порфириты и туфы ливнетского яруса, а на р.Эмеген описан разрез, в котором девонские туфоконгломераты перекрыты непосредственно детритовыми окремненными плитняками с *Profusulinella* (70 м). В бассейне р.Акташ ортосуйская свита содержит вулканогенную олистострому, состоящую из порфиритов и туфов базальтового и трахибазальтового состава с обломками и крупными телами известняков, которые, равно как и сингенетичные известняковые прослои, содержат комплекс фораминифер и водорослей позднего девона. Выше здесь залегают маломощные известняки турне с *Sertatocornayella* sp. и затем, с перерывом -- верхнего визе.

З. Вулканогенно-терригенные разрезы геосинклинального комплекса

Третья группа, вулканогенно-терригенные разрезы, выделяется по признаку присутствия в них мощных песчано-сланцевых толщ, ко-

торне, в отличие от разрезов других типов, формировались не только в силуре, но и в начале девона. Положение этих разрезов у северного края эвгеосинклинали позволяет думать об источнике сноса, находившемся севернее, в современном Среднем Тянь-Шане. Вулканогенный материал в отложениях $S-D_1$ присутствует обычно в небольших количествах.

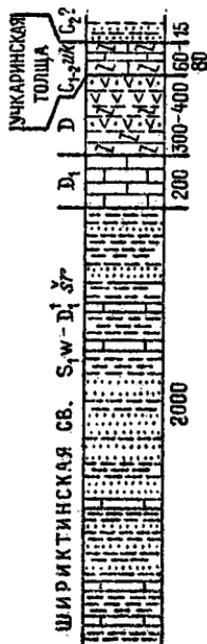


Рис. 9. Вулканогенно-терригенный разрез шириктинского типа (р. Ташрабат).

Шириктинский тип разрезов (рис. 9)

Этот своеобразный в формационном отношении тип разрезов представлен мощной песчано-сланцевой шириктинской свитой ($S_1 - D_1 \text{ Šr}$), перекрытой маломощными глубоководными осадками, отвечающими длительному отрезку времени от девона до раннего карбона. До открытия Б.П. Рапоповым и Е.В. Христовым в 1965 г. этих девонско-каменноугольных отложений, развитых только в междуречье Ташрабат-Учкара, в Атбашинском хребте были известны лишь силурийско-нижнедевонские толщи, которые (в том числе и шириктинская свита) в стратиграфической колонке помещались согласно друг на друга, составляя в сумме разрез незначительного стратиграфического интервала ($S-D_1$). Атбашинский хребет по этому считался сооружением раннегерциньским. Теперь в самостоятельном и оригинальном полном разрезе PZ_2 шириктинского типа различаются следующие стратиграфические единицы:

Шириктинская свита ($S_1 - D_1 \text{ Šr}$). Представляет песчано-сланцевые отложения с подчиненными прослоями известняков. Нормальная стратиграфическая подошва ее неизвестна. Типичный разрез в западной части Атбашинского хребта включает три члена, связанные постепенными переходами:

Шириктинская свита ($S_1 - D_1 \text{ Šr}$). Представляет песчано-сланцевые отложения с подчиненными прослоями известняков.

Нормальная стратиграфическая подошва ее неизвестна. Типичный разрез в западной части Атбашинского хребта включает три члена, связанные постепенными переходами:

1. Филлиты, серицит-кремнистые и серицит-алюритовые мелко-дислопированные сланцы зеленовато-серого цвета прослоями коралловых известняков и пачками пачачинов и алеролитов (700-900 м).

2. Те же сланцы с большим количеством песчаников и алевролитов (450-700 м).

3. Более темноокрашенные сланцы с прослоями карбонатных пород (400-500 м).

Общая мощность шириктинской свиты превышает 2000 м. Нижняя и средняя ее части, по данным ряда авторов, охарактеризованы многочисленными находками кораллов ишфаринского горизонта верхнего оилура, среди которых представлены табуляты из групп *Squameofavosites singularis* Sok., *Favosites gothlandicus* L., *F. interstinctus* Regn., а также геолитиды. На левобережье р. Ташрабат в верхней части свиты известняково-сланцевая пачка содержит остатки кораллов *Favosites kozlovskii* (Sok.), *Fachyfavosites dubatolovi* Kim, *Thamnopora faceta* Yanet, *Cladopora actiuosa* Yanet, характерные для кунжаковского горизонта D_1 . Выше залегает толща из ритмичных бурых песчано-сланцевых и темных, существенно сланцевых горизонтов. Мощность нижнедевонской части свиты 400-500 м. На р. Ташрабат среди песчано-сланцевых пород обнаружены также известняк с дальянскими *Squameofavosites cf. kenkolicus* Chern., *Fachyopora* sp. Эти данные определяют объем свиты в рамках лудлова (венлока?)—люжкова.

Пачка обломочных известняков (D_1). Согласно налегает на шириктинскую свиту, распространена локально. Она состоит из конгломератовидных, криноидно-обломочных, оолитовых известняков с прослоями песчаников и сланцев, сходных с шириктинскими. В известняках в верховьях р. Ташрабат собраны табуляты *Favosites kozlovskii* (Sok.), *Thamnopora cf. faceta* Yanet, *Cladopora actiuosa* Yanet и др., характерные для кунжаковского горизонта. Мощность до 200 м.

Кремнисто-вулканогенная толща (D). Согласно налегает на известняки D_1 , достоверно известна лишь в районе Ташрабат-Учкара в западной части Атбашинского хребта. Как установили ранее А.Г. Коников и Е.В. Христов, нижняя часть толщи (до 100 м) образована переслаиванием кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, темно-серых и вишнево-красных, с радиоляриями, верхняя — зелеными и темно-красными алевролитами и покровами базальтовых, трахибазальтовых, кератофирновых порфиритов, долеритов, туфов. Общая мощность не менее 300-400 м. Палеонтологиче-

ская характеристика пока что отсутствует. Можно предполагать, по аналогии с разрезами Уланского типа, ранне-среднедевонский (скорее среднедевонский) возраст нижней части толщи и живецко-позднедевонский - верхней части.

Учкариносая толща (С₁₋₂ук). В том же Ташрабат-Учкариносом районе хр.Атбаша выше кремнисто-вулканогенной толщи согласно с ней следуют известняки, которые в нижней части чередуются с прослоями и пачками глинистых и кремнистых сланцев. Изредка присутствуют кальцирудиты, включая обломочно-криноидные разности с визейскими *Glossopora* sp., *Endothyra* sp., *Mediosira* sp. В темных глинистых известняках содержатся гониатиты верхнего визе(?) - серпухова *Dimorphoceratidae*, *Ferganoceras* sp., *Cravenoceras* sp.? В одном из выходов учкариносских известняков обнаружены также *Fusulinida* среднего карбона. Мощность учкариносской толщи, по нашим наблюдениям, не превышает 60-80 м. В кровле толщи находится небольшая пачка темно-серых фаллитовидных сланцев, алевролитов и полимиктовых мелкозернистых песчаников, мощностью 15 м. Вероятно, она отвечает низам флишевой формации, распространенной в разрезах других типов.

На южном склоне хр.Атбаша и в горах Тигерек аналоги Шидитиносских разрезов могут быть представлены в метаморфизованных фашиях, которые иногда сопоставлялось даже с атбашинской свитой. Так, южнее р.Карау-западная в ядре синформной складки аляктонно залегают слюдястые сланцы с прослоями и пачками мраморов, которые можно отнести к верхям ширитиносской свиты (см.рис.25). На них налегают расщепляющиеся и глаукофанезированные метавулканиты, отвечающие по составу андезит-диабазовым порфиритам и их туфам, с лажавым мрамором, которых видны едва сохранившиеся остатки забудая девонского мрамора. Мощность этой пачки 80 м. В кровле разреза находится массивный мрамор (20 м) и кремнисто-карбонатная алевола. (100 м), сопоставимая с учкариносской толщей.

"Атбашинская свита". Это свиты обломочных метаморфизованных пород осевую подножья хр.Атбаша, которые имеют определенное положение по структурным типам флишевых и неослопчатых метаморфизованных пород, которые структурно-литологически определены как флишевые.

1100 млн. лет, привели ряд геологов [Бакиров, 1978; Белькова и др., 1970 и др.] к выводу о широком развитии докембрия на северном склоне Аتبаша. Вместе с тем в прослойках мраморов среди метаморфических пород неоднократно обнаруживались остатки силурийских кораллов и криноидей, что позволяло предполагать [Христов, Колесников, 1966] палеозойский возраст атбашинской свиты, ибо фаунистически охарактеризованные прослойки, как представлялось, залегают в общем согласно в метаморфических породах.

Расчленение атбашинского метаморфического комплекса на докембрийскую и палеозойскую части возможно путем отделения силурийских прогрессивно метаморфизованных сланцев от древних диафоритов, как это пытались сделать Л.Н.Белькова и В.Н.Огнев [1970] и др., хотя и затруднительно из-за наложения позднего метаморфизма на пластовые разрывные поверхности. Вариант такого расчленения предложил Е.В.Христов [1981]. По его мнению, докембрийское ядро атбашинского комплекса, претерпевшее длительную историю метаморфических и структурных преобразований, происходит из Срединного Тянь-Шаня и сейчас занимает алохтонную позицию вместе с перекрывавшим его средним палеозоем. Последний сопоставляется с шириктинским или с чирмашским типами разрезов, но метаморфизован в глаукофановой фации. Такая точка зрения хорошо согласуется с широким развитием метаморфизованных, в том числе и глаукофановых пород в среднем палеозое хр. Аتبаша (см. выше) и подтверждается реконструкциями Л.Н.Бельковой и др. [1970], согласно которым в широко понимаемой "атбашинской свите" преобладают породы первичного песчано-глинистого, частично известняково-мергелистого состава, т.е. близкие к шириктинским.

Иныльченский тип разреза

Аналоги шириктинской свиты почти не известны в центральной части Аتبаша-Кокшаалского района, но в значительном удалении на восток от Аتبашинского хребта, в бассейне р.Сарыджаз они вновь широко распространены. Здесь, на востоке района, как и в Аتبашинском хребте, эти отложения образуют тектонические чешуи, налегающие на вулканогенные толщи, аналогичные Тал-

рабатским, или на карбонатные массивы Чирмашского типа.

Наибольшие по площади выходы шириктинских сланцев здесь приходятся на мульду Каиндиной синформы (см. рис. 17). На левом берегу р. Каинды в их составе выделяются:

1) серые листоватые глинистые и известково-глинистые сланцы с подчиненными прослоями органогенных известняков (500 м);

2) те же сланцы с прослоями вулканомитовых песчаников и туфов (400 м);

3) серо-зеленые и фиолетовые глинистые сланцы с пачками черных органогенных известняков с дальянскими (*Sw-lđ*) табурятами — *Nuratina asiatica* Kim et Lei., *Parastriatopora commutabilis* Klamm., *Palaeofavosites* cf. *balticus* Ruch. (800 м).

Южнее в пределах мульды той же каиндиной синформы среди сходных пестроокрашенных сланцев собраны более молодые кораллы, вплоть до верхнеюфариновых или даже кунжанских (D_1^1) — *Riphaeolites* aff. *griscus* Yanet, *Cystiphyllodes* aff. *balaiticus* Peetz. Таким образом, и здесь в шириктинских сланцах устанавливаются возрастные аналоги верхнего силура (лудлова и придола) и нижнего девона, хотя непрерывного разреза этих отложений не наблюдалось. Ориентировочная мощность их не менее 2000 м.

Отложения моложе нижнедевонских здесь неизвестны, так что полный разрез иньльчского типа не был получен.

Балыктинский тип разреза

Выделение балыктинских разрезов в самостоятельный тип обосновано недостаточно. Но все же оно оправдан территориальной обособленностью выходов, полным отсутствием карбонатных прослоев и крайним однообразием песчано-сланцевых толщ, зачастую существенно метаморфизованных.

Балыктинская свита (PZ₂b1). Является пока единственным известным членом этого формационного ряда. Она залегает в ядре Джанджерской синформной структуры, где находится в аллюкционном залегании на вулканогенно-кремнистых породах D — C₁ джанджерского типа, а сама не имеет нормальной кровли. Ба-

лытинские песчаники и сланцы испытали метазенез, переходящий в северном крыле синформы в локальный зеленосланцевый метаморфизм.

Нижняя часть свиты, обнаженная главным образом в южном крыле Джанджарской синформы, образована песчаниками кварцевого состава, которые ритмично чередуются с прослойками серицит-глинистых сланцев. Песчаники практически лишены карбонатной примеси. В обломочной их части иногда содержится плагиоклаз, эпидот, авгит, хлориты, основная масса порфиритов и другой вулканический материал. С этим же связан преобладающий зеленовато-серый до голубоватого цвет пород. Мощность песчаников не менее 1,5 тыс. м. Единственная сделанная в них палеонтологическая находка — остатки растений, сходных с *Taeniostrada langi* Stokm. (Г.Л.Бельговский, Л.А.Эктова, определение Н.М.Петросян) — имеет возраст скорее всего в пределах нижне-го-среднего девона.

Выше песчанистой части разреза залегает существенно сланцевая микрооблоистая голубоватая толща, которая в верхней части включает зеленые сланцы по вулканитам. Возраст сланцев неясен. Возможно их сопоставление с шпиритиновой свитой хр.Атбаш, т.е. более древний возраст ($S-D_1?$) [Христов, Христова, 1978]. В таком случае, судя по нормальному положению пластов балытинских песчаников, сланцы образуют отдельную тектоническую пластину или даже пакет чешуй. Мощность их порядка 2000 м.

4. Кремнисто-сланцевые (лептогеосинклинальные) разрезы

Общей чертой разрезов, объединяемых в кремнисто-сланцевый формационный тип, является значительная роль силицитов в девонской части разреза, сочетающаяся, как правило, с уменьшенными мощностями отложений. Такие "конденсированные" разрезы уже описывались ранее [Христов, 1970] на западе Кокшаала. Установление сходных лептогеосинклинальных разностей в других районах и в иных структурных позициях позволяет различать среди этих разрезов аксайский, карачукурокий, тезский, шигартский и учюшконский типы (рис.10).

Аксайский тип разреза (рис.10, колонка 1)

Лептогеосинклинальные разрезы представлены наиболее полно на правом берегу р.З.Аксай, где выделены следующие основные элементы.

Турасуйская серия ($S-D_1^{tr}$). Распространена повсеместно в основаниях тектонических чешуй, надвинутых на известняки Сары-Белеса и подстилающих известняки Таш-Елю и Коккия. Ее разрез делится на две части.

Нижнюю часть составляют листоватые глинистые и углисто-глинистые сланцы темно-серого цвета с редкими прослоями алевритов и силлицитов, которые в разных пунктах содержат отпе-

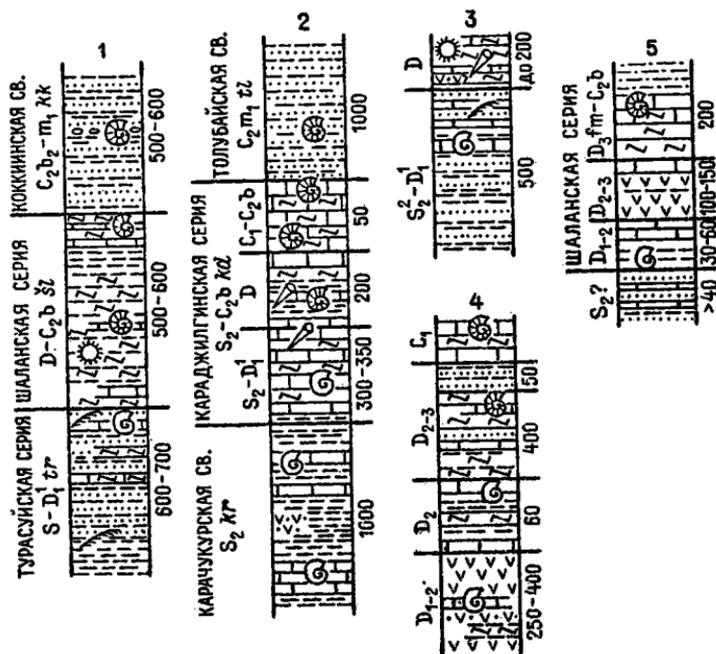


Рис.10. Кремнисто-сланцевые (лептогеосинклинали-ные) разрезы:

1 - аксайского (р.Коккия), 2 - карачукурского (р.Карачукур), 3 - тезского, 4 - ишигартского и 5 - учкоконского типов.

чатки граптолитов от среднего лландовери до позднего венлока. Верхняя толща характеризуется чередованием черных граптолитовых сланцев с кремнистыми, известковистыми и песчано-алевритовыми породами. Характерны черные пиритизированные (желе-

текции при выветривании) глинистые известняки, которые переходят в известковистые алевролиты и тонкозернистые песчаники и могут образовывать ритмичное переслаивание с граптолитовыми сланцами. В этой толще содержатся граптолиты, представляющие зоны *nilsoni*, *formosus*, а также пражидольские *Colono-graptus cf. princeps* Abduas., *C.?* *aff. admirabilis* (Teller) и др.

Кровлю серии составляет локально развитая пачка терекских известняков. По обоим берегам р. Терек выше устья Оттоша эта пачка согласно налегает на сланцы с *Fristiograptus ex gr. transgrediens* Ferner и образована органогенными известняками, с позднеофаринскими табулятами *Favosites interstinctus* Regn., *Squamoseofavosites tschortangensis* Chekh. и другим бентосом. Мощность около 30 м. В другом варианте разреза (левобережье р. Кокчия) верхние слои серии представлены сланцами и известняками с раннелохковскими *Monograptus aff. thomasi* Jaeger, *Colono-graptus? aff. separabilis* (Teller). Итак, объем серии охватывает верхний лландовери - лохков. Общая неполная ее мощность 600-700 м.

Предположительно к разрезам Аксайского типа относятся сланцевые толщи гор Коджеге и р. Когарт, нижняя из которых (700-800 м) охарактеризована граптолитами верхнего венлока и лудлофа, вплоть до зоны *formosus*. Она соответствует верхам тура-суйской серии, отличаясь появлением ритмичных пачек с тонкозернистыми песчаниками и иногда порфиритов. Верхняя толща (400-500 м) представлена блестящими сланцами, редко с песчаниками, и граптолитов не содержит.

Название турасуйской серии принято по аналогии с грапто-литовыми сланцами Восточной Ферганы [Бикоз и др., 1974; 1982].

Памильская серия (D-C_{2b} Š1). Отложения девона и палеозоя на территории в аксайском разрезе отличаются преобладанием порфиритов и относительно малой суммарной мощностью, что позволяет их в памильной серии Восточной Ферганы и использовать это наименование в Кокшетаульском районе. В данном случае, например на правобережье р. Кокчия у Су-таша, серии состоят из рудопорфиритов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев желтовато-серого, черного, иногда суглинисто-черного (или), преобладающих блуждистообразных ливчотых слан-

цев и очень редко — тонкодетритовых окремненных известняков. Подошва серии отвечает уровню исчезновения из разреза Граптолитовых сланцев. В кровле наблюдается небольшая, в несколько десятков (до 150) метров, пачка слоистых известняков, также чередующихся с кремнистыми сланцами. Среди известняков преобладают микриты и тонкие калькарениты. Нижняя часть серии хорошо сопоставляется с тамашинской свитой Алая, что подтверждается также присутствием в ней фораминифер, водорослей и радиолярий девона и, возможно, турне. Верхняя близка к биданинской свите, в ней есть фораминиферы от визейского до верхов башкирского яруса; возраст кровли определяется единичной находкой *Profusulinella cf. bona Grozd. et Leb.* (р. Терек).

Интересны латеральные изменения паланской серии. Мы уже описывали [Биске, 1979] переслаивание кремнистых пород с обломочными и тентакулитовыми известняками предрифовой фации, которое наблюдается непосредственно к северу и востоку от Сары-Белеса и может быть объяснено сингенетичным разрушением Сары-Белесского рифа. Следует добавить, что маломощные девонские мелководные известняки появляются и в окружении кремнистых пелагических отложений. Такое наблюдение сделано на р. Терек (см. рис. 4, колонки I—III). Пачка светлых органогенных известняков с локальной доломитизацией, содержащая обильные остатки брахиопод, табулят, двустворок, гастропод и другой фауны эйфеля, имеет несомненно рифовую природу. Как по простиранию, так и выше и ниже по разрезу она сопровождается пластами известняковых конгломератобрекчий, содержащих в обломках те же органические остатки. Таким образом, перед нами "не удавшийся" рифогенный массив. Быстрое его выкликивание по простиранию показывает, что перепад глубин между рифом и его подножием был небольшим и что радиоляриевые кремнистые осадки могли формироваться уже начиная с глубин 100—200 м.

В пересечении от Сары-Белеса на север к Коккия по отдельным тектоническим чешуям и в крыльях складок видно, как на уровне нижнего—среднего девона предрифовая обломочно-известняковая фация сменяется сначала кремнисто-глинистыми отложениями с прослоями тентакулитовых известняков; севернее в разрезе доминируют кремнистые породы, а еще далее, по р. Ак-

сай-Уру значительную его часть составляют базальтовые покровы. Здесь можно усмотреть признаки перехода от "лептогеосинклинали" к вулканогенно-известняковому разрезу хр.Коккии.

Коккиинская свита ($S_2b_2-m_1kk$). Несет основные признаки предокладчатой (лизоидной) формации Южного Тянь-Шаня. Ее местная особенность - отсутствие олигостромовых включений и преобладание песчаного компонента в ритмах. Песчаники являются граувакками (лититами) с небольшой примесью базальтоидного вулканомиттового материала и известняковым цементом. В подошве свиты на р.Терек найдены раннемосковские, по А.В.Джанчураевой, *Pseudostaffella ex gr. gorskyi Dutk.*, *Frofuulinella ex gr. prisea Depg.* Л.А.Эйтс ва [Бельговский и др., 1977] считает эти отложения позднебашкирскими. Мощность их до 500-600 м.

Карачукурский и тезский типы разрезов (рис.10, колонки 2,3)

Колонка карачукурокого типа представляет вариант лептогеосинклиналичного разреза среднего палеозоя, в котором, однако, довольно много места занимают олигитне известняки. Поскольку эти отложения вскрываются в тектонических осях из-под толщ уланского типа, они долгое время принимались в качестве подошвы уланских известняковых массивов и включались целиком в сидурийскую карачукурскую свиту. Как структурная позиция, так и состав облачают карачукурские разрезы с аксайскими, и все же расчленение их требует несколько другой схемы.

Самой нижней частью разреза следует считать граптолитовую толщу, которую В.Л.Клишевич обнаружил в 1976 г. под карачукурской свитой в левом истоке р.Джурек. Это бигуминозные глинистые и кремнистые сланцы с *Solenogartus cf. gregarius* Larw. и другими граптолитами среднего лландовери, мощностью около 200 м. Формационно толща близка к турасуйской серии. Обычно же разрез данного типа начинается с карачукурской свиты (S_2kr). Сохраняя старое название свиты [Брежнев и др., 1970,а], следует оговориться, что ее объем пришлось существенно сократить, ограничив его толщей глинистых и известково-глинистых сланцев с подчиненными им линзами и прослоями брахиоподово-коралловых, мшанково-криноидных, гастроподовых известняков. Наилучшим образом карачукурская свита обнажена в среднем течении р.Кара-

чукур. Здесь она выступает в ядре сложной двойной антиклинали (см. рис. 23, разрез X). Подробная характеристика и палеонтологическое обоснование возраста этих отложений опубликованы А.А. Малигиной [Волкова, Довжиков, 1965]. Наши данные подтверждают отнесение свиты в стратотипе к иофаринскому горизонту. Мощность свиты 1000 м. Изменения состава свиты в пределах описываемого типа сводятся к появлению местами (реки Котурдун, Сарычат, Джурек) основных вулканитов, обычно в кlastических фациях, а также граптолитовых сланцев с *Colopogartus* sp. и др.

Уже отмечалось, что карачукурская свита присутствует также в основании известняковых массивов уланского типа. Обособление формационных типов разрезов геосинклинального комплекса началось здесь, таким образом, лишь в конце иофаринского времени.

Караджилгиноская серия ($S_2^2-C_2b$ kd). Средний член колонки карачукурского типа, выделяется известняково-кремнистым составом. При внушительном возрастном объеме она имеет мощность лишь около 500-600 м. Стратотипический разрез серий изучен по обоим бортам долины Карачукура около устья Караджилги (см. рис. 24). Он делится на три толщи.

Кремнисто-известняковая толща ($S_2-D_1^1$), с прослоями алевролитов в верхней части, содержит черные или буро-серые кремнистые сланцы и слоистые известняки, обычно афанитовые, реже - обломочные - с кораллами и брахиоподами иофаринского - низов кунжакского горизонта. Мощность до 300-350 м.

Известняково-алевролитовая толща (D) состоит из афанитовых известняков, черных и красных алеврит-глинистых пород, иногда встречаются кремни. Мощность около 200 м. К низам этой толщи относятся известняки и кремнистые сланцы с пражскими тектакулитами *Turkestanella* ex gr. *acuarica* (Nicht.) и др., обнаруженные восточнее пер. Кубургентн, а верхние слои в стратотипе содержат комплекс фораминифер и водорослей верхнего девона, с различными *Parathurammina*, *Bisphaera*, *Radicarphaera*, *Orientina multicaerata* M. Nacl., *Irregularina tschekoslavkensis* Вук., *Umbella* sp.

Известняковая толща (C_1-C_2b), верхняя в разрезе серий, сохранилась локально. На правом борту долины Карачукура это

массивно-слоистые светлые, реже плитчатые темные известняки (до 50 м), переходящие по простиранию в глинистые сланцы. Они содержат в нижних 10 м фораминиферы и водоросли верхнего виэе, а в средней части - *Pseudostaffella*, *Beresella* и раковины башкирских гониатитов *Froschmardites*, *Reticuloceras*, *Homoceratoides*.

Выходы верхней части караджилгинской серии вдоль северного борта Аксайской депрессии также указывают на разную степень замещения известняков глинисто-кремнистыми сланцами. Здесь наблюдается то 100-метровая пачка слоистых окремненных известняков с фораминиферами и гониатитами (левобережье Акбайтала), то всего лишь пролои обломочного известкового материала среди сланцев. В кровле серии обнаружены раннемосковские *Profusulinella* ex gr. *rhomboides* Lee et Chen, *Eofusulina* ex gr. *triangula* (Raus. et Bel.).

Последняя находка, вместе с данными по датировке перекрывающего флиша, определяет положение кровли караджилгинской серии в нижней части московского яруса. В остальном караджилгинская серия - возрастной аналог шаланской серии, обычной для лептогеосинклинальных разрезов, но отличается более известковым составом и должна была образоваться в более мелководной обстановке. В этом смысле она является переходной между кремнисто-сланцевой формацией лептогеосинклинали и известняковыми формациями карбонатных разрезов. Шарьяжные перекрытия исключают возможность проследить этот переход.

Толубайская свита (C_2m_1 тт). Как и в аксайских разрезах, колонку карачукурского типа венчает флиш, который согласно налегает на караджилгинскую серию.

В рассматриваемых разрезах свита образована ритмичными песчано-глинистыми осадками с редкими прослоями псефитов. Обломочный материал в основном лититовый, с заметным содержанием обломков метаморфических сланцев и эффузивов. Мощность до 1000 м. Возраст определяется находкой раннемосковских фузулиид как в подстилающих известняках, так и в гравелитах и известняках внутри флиша из бассейнов Котурдуна и Карачукура. Встречаются также оолиты известняков с фораминиферами виэе - башкирского яруса.

Разрезы тевского типа в основном сходны как с карачукурскими, так и с аксайскими. Они изучены в ядре Тевской синформы (см. рис. 26, 27) и включают следующие элементы (рис. 10, колонка 3).

Толща мелкоритмичных сланцев и песчаников ($S_2^1 - D_1^1$), с подчиненным содержанием кремнистых и известняковых пород. В ней найдены прижидольские граптолиты - *Colopogartus chelmiensis* (Teller), а в верхних 60 м алевролиты, чередующиеся с известняками, содержат отпечатки уже раннедевонских *Monogartus ex gr. uniformis* Fyrb., *M. cf. sequabilis* Fyrb. (определение Т.Н. Корень). Мощность не менее 500 м. Эта толща близка к карачукурской овите S_2 , однако присутствие здесь ритмичных терригенных фаций позволяет делать параллели и с верхами турасуйской серии.

Кремнистая толща (D). Подошва ее оолитовая, кремнистые и глинистые породы нижних слоев содержат известнистые прослои с дакриконоридами, в том числе как доховскими (*Paranowakia* sp.), так и пражскими (*Alaina* sp., *Turkestanella* sp.). Мощность 20-100 м. Выше следуют слоистые радиоляриты с редкими прослоями биомикритовых известняков и вулканомиктовых пород с табульитами - *Crassialveolites crassus* (Lec.) и др., гелиолютоидеями, хететидами, отроматопоратами живого яруса в известнистых включениях. В верхах разреза есть радиолярии верхнего девона - нижнего карбона. Небольшая мощность кремнистой толщи около 200 м. Она хорошо сопоставима с тамашинской овитой Давы Фертана.

Нижняя тектоническая пластина тевского покрова отличается возрастанием мощности вулканогенных и карбонатных пород $D_2gV - D_3$, присутствием известняков $C_1V_3 - C_2b$ (биданинская овица) и флюидноослитостромовой толщи C_2 .

Ишигартский тип разреза (рис. 10, колонка 4)

В долине р. Учкель на правом берегу Сариджава, между известняковыми массивами хр. Учкель и Таректинского хребта намечается разрез среднего палеозоя сокращенной мощности, который мы будем называть ишигартским. Его образуют следующие подразделения.

Вулканогенная толща (D_{1-2}). Надвинута на карбон Учельского хребта и состоит из миндалекаменных андезитов-базальтовых порфиров, частично туфов в переслаивании с пачками кремней и, реже, окремненных обломочных известняков, в которых найдены табуляты *Fachyfavosites* ex gr. *polymorphus* (Goldf.) и др., относящиеся к верхам нижнего или среднему девону. Мощность 250-400 м.

Известняково-сланцевая пачка (D_2). Состоит из слоистых темных известняков, иногда окремненных, обломочных, переслаивающихся с глинистыми сланцами, содержит остатки кораллов *Asaphophyllum* sp., *Gracilopora* ex gr. *vermicularis* (McGoy) и фораминифер, относящиеся скорее к среднему девону. Неполная мощность достигает лишь 60 м.

Кремнисто-песчано-сланцевая толща (D_{2-3}). Состоит в нижней части из темных и зеленоватых глинистых сланцев и плитчатых кремней, в том числе радиоляриевых, редко - песчаников и известняков (до 400 м). Выше следуют песчаники и сланцы с подлинным количеством кремнистых прослоев (50 м), а среди них известняков, с *Parathurammina*, *Nisphaea*, *Radiosphaea* средне-позднего девона.

По данным А.Ф.Тарасова и др., намечается еще одна, верхняя толща лигартских разрезов - кремнисто-известняковая (C_1), которая в районе восточнее урочища Соломо охарактеризована фораминиферами визейского яруса и аналогична верхам шаланской или каракилгинской серии других лептогеосинклинальных разрезов.

Учелюнский тип разреза (рис.10, колонка 5)

В тектонических пластинах на южных склонах Учельского хребта выявлены лептогеосинклинальные разрезы, формационный ряд и структурная позиция которых близки к аксайскому типу. Мы опишем их отдельно, имея в виду их изолированное положение.

Нижним элементом колонки является пачка олигомиктовых песчаников и сланцев с известняковыми прослоями (р.Д.Илигарт), отвечающая, вероятно, каракуурской свите S_2 . Рифогенные известняки с бентосом кунзакского горизонта D_1 , либо пелагические известняки и сланцы с ложковидными и прямыми дакриокона-

ридами, обнаруженные выше, не превышают в мощности нескольких десятков метров. Вулканогенная пачка, представленная в основном андезито-базальтовой туфобрекчией, содержит в известняковых обломках фораминиферы верхов среднего — низов верхнего девона и достигает 100–150 м (к юнее пер.Ишигарт), но в других переосечениях она замещена маломощными живетскими известняками, либо совсем отсутствует. Остальную часть разреза среднего палеозоя образуют кремнисто-глинистые породы с радиоляриями, в том числе фаменскими, и слоистые окремненные известняки, в которых встречаются фораминиферы турне, виле, серпухова и балхирского яруса. Нетрудно видеть в них аналоги обеих частей шаланской серии. Видимая мощность всего учкошконского среднего палеозоя — не более 400–500 м.

Аналогом толубайкокой свиты здесь являются ритмичные алевроит-глинистые отложения и конгломерато-брекчии, согласно налегающие на шаланские известняки близ Учкошкона.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Разрезы миогеосинклинального характера в Кокшаальском сегменте Южного Тянь-Шаня расположены к югу или юго-востоку от эвгеосинклинальной области. Они отличаются меньшим разнообразием и могут быть сведены к двум формационным типам — кокшаальскому, терригенному и джангартскому, карбонатному (рис.11). Первый тип в геосторическом плане соответствует континентальному склону Таримского массива, второй скорее отвечает открытой и погружившейся части шельфа [Бискэ, 1983]. В кашгарской части Южного Тянь-Шаня он сменяется маломощными мелководными карбонатными и терригенными фациями среднего-верхнего палеозоя [Синьцин, 1957], образующими уже чехол Таримской платформы.

1. Терригенные разрезы геосинклинального комплекса

Кокшаальский тип разреза

Стратиграфическая колонка палеозойских толщ, развитых почти на всем протяжении хр.Кокшаалтау, отличается значительным преобладанием тонкообломочных терригенных флишевых или

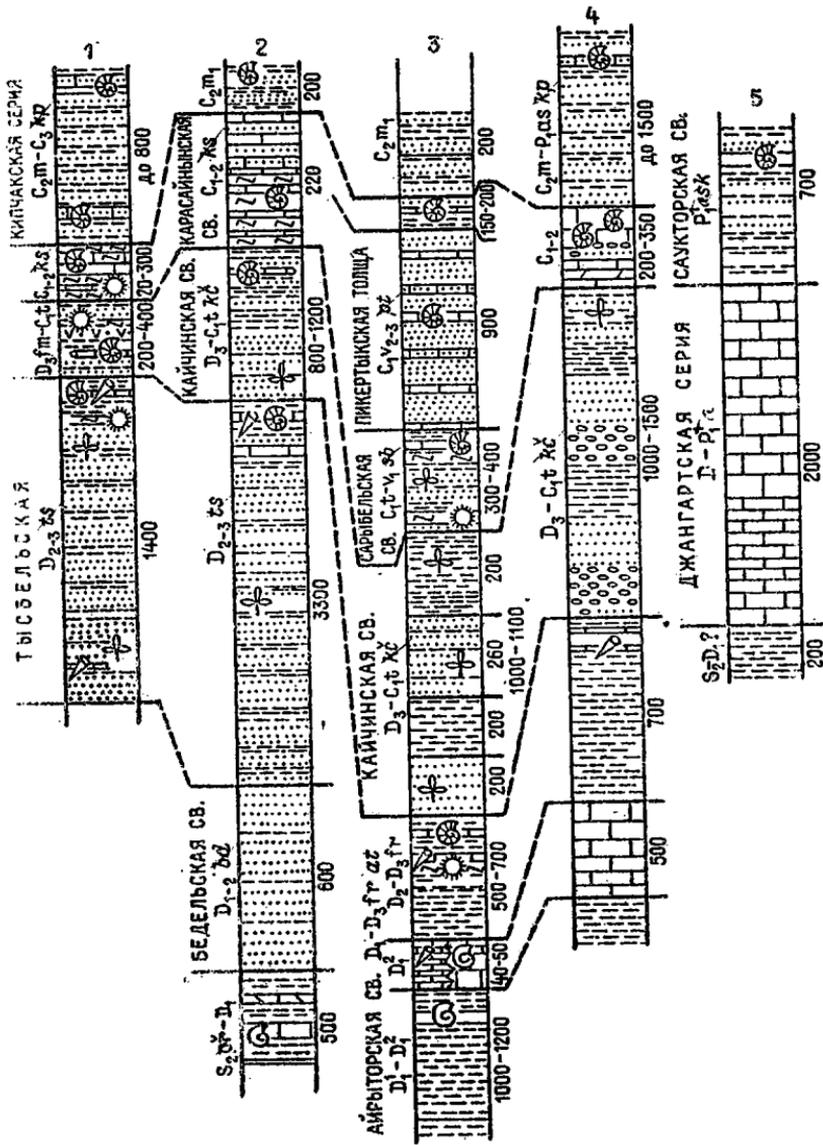


Рис. 11. Разрезы мезогеосинклиальной зоны.

Терригенные разрезы западно-кокшаальского (майдангагского, мудрумского) - 1 (центрально-кокшаальского) - 2, (восточно-кокшаальского) - 3 (правобережье р. Сарыгжаз), 4 (левобережье р. Сарыгжаз). Карбонатный разрез жангартского типа - 5.

флишидных отложений, большой мощностью и отсутствием — за малыми исключениями — перерывов в разрезе. Изменчивость кокшаальского палеозоя не столь велика и позволяет в первом приближении использовать для его расчленения один и тот же ряд местных литостратиграфических единиц, дополнив его в отдельных случаях латеральными членами: эти последние отражают переходы либо к мелководным карбонатным фациям, либо, наоборот, к пелагическим кремнисто-глинистым.

Средний палеозой кокшаальского формационного типа занимает своими выходами районы: 1) Майдантагский, или Западно-Кокшаальский (рис. II, колонка 1); 2) Мюдрюмский (р. Восточный Аксай) и Узенгегуш-Бедельский (Центрально-Кокшаальский, (рис. II, колонка 2); 3) Сарыджазский, или Восточно-Кокшаальский, рис. II, колонка 3 (восточнее р. Пикертык). Это деление имеет и некоторый не вполне строгий историко-геологический смысл.

Широкое развитие песчано-глинистых девонских отложений в Кокшаале показано как геологическими съемками, так и специальными работами [Бальговский, Эктова, 1961; Биске и др., 1979], однако в литературе представлена и другая точка зрения [Брежнев и др., 1960а; 1970а, Довжиков, 1977], согласно которой весь флиш кокшаальской зоны относится к верхнему палеозою. Рассмотрим главные стратиграфические подразделения кокшаальских разрезов.

Известково-терригенная пестроцветная толща (S_2 рх — D_1).

Древнейшая часть кокшаальского палеозоя вскрывается в обложенных надвигами ядрах антиклиналей по рекам Чолок-Капчигай, Кайнар и в верховьях Кичи-Узенгегуша. Наибольшую мощность, порядка 500 м, имеют эти отложения в долинах Кайнара и Чолок-Капчигая. По нашим наблюдениям, на р. Кайнар они состоят из темно-серых, зеленых, реже фиолетовых и красноватых сланцев, алевролитов, кремней-радиоляритов и мелкокристаллических известняков. Значительно реже встречаются темные органогенно известняки с табулятами *Squameofavosites thetidis* Chekh., *Sq. aff. isfaraensis* Chekh., ругозами *Tryplasma aff. bellum* (Pavl.), брахиоподами *Fimbryspirifer favositicus* Nikif. и другими остатками бентоса ишфаринского возраста. Известняки с теми же ископаемыми обнаружены по р. Чолок-Капчигай (Узенгегуш-

ский) среди пестрых сланцев нижней части толщи, а верхняя часть отличается преобладанием ритмичных зеленых песчаников, алевролитов и сланцев.

Беделъская песчанистая толща ($D_{1-2} bd$). Также выделяется в Узенгегуш-Беделъском районе. В верховьях р.Кичи-Узенгегуш на известково-пестроцветную толщу S_2-D_1 осгласно налегают темные песчаники, ритмично чередующиеся с подчиненными им сланцами и алевролитами. Песчаники образуют крупные ритмы мощностью от 0,5 до 4 м; сланцевые горизонты в толще редки и достигают мощности 20 м. Цвет песчаников меняется от серо-зеленого до бурого и розоватого. Состав их близок к кварцевому, но с примесью (до 5%) обломков плагиоклазов, в цементе - крупные чешуйки олюди, карбонатного материала нет, части мелкие фрагменты наземных растений. Мощность на р.Кайнар и в среднем течении Чолок-Кайчигая достигает 600 м.

Сходную толщу можно видеть в подошвах тектонических чешуй по рекам Бозджалпак, Кульджатор, Беделъ, Майтор, Уурусу. В Мидрмском районе ей соответствуют, по А.Е.Довжикову, зеленоватые песчаники долины Джаманичке.

Считая главными признаками беделъской толщи ее зеленоватый цвет, преобладание массивных песчаников, их кварцевый или олигомиктовый состав, отсутствие карбонатных прослоев, редкость растительных остатков, - мы получаем характеристику, близкую к указанной для "беделъской свиты" [Брежнев и др., 1970а; Довжиков, 1977]. Следует оговориться, что авторы этого наименования понимали объем свиты более широко, и в стратотипической местности она включала более молодые (тыобельские, D_{2-3}) отложения.

Тыобельская свита ($D_{2-3} ts$). Охватывает основную часть разреза девонской флишевой серии Кожшаала. В стратиграфической схеме А.Е.Довжикова [Брежнев и др., 1970а] она в основном соответствует "нижнебозджалпакской подовите", хотя местами включалась также в объем других подразделений. Типичным разрезом тыобельской свиты будем считать ее пересечение долиной р.Тыобель вверх от слияния с р.Кенкоо, в Майдантагоком районе. В основаниях тектонических чешуй этого района обычно находятся песчаники, которые ритмично чередуются с алевролитами и слан-

нами, образуя почти сплошь песчаниковые пакки мощностью в десятки метров.

Песчаники тисобельской свиты кварцитовидные, мелко- или среднезернистые, в их обломочной части резко преобладает кварц, есть примесь кремневых, алевролитовых, микрокварцитовых пород. Окраска породы светлая зеленовато-серая до серой, на выветренных поверхностях бурая из-за разложения мелкодисперсного шпирита, что, в частности, и отличает свиту от темно-серого верхнепалеозойского флиша. Часто присутствуют фрагменты стеблей наземных растений, которые образуют детритовые скопления. Типичны представители родов *Sphaenopteris*, *Pteridogachis*, *Svalbardia*, *Xenotheca*, *Asterocalamites*, *Sphaenophyllum*, *Cyclostigma* и особенно *Leptophloeum rhombicum* Dawson. В нижней части разреза толщи на р.Текелин вместе с *Pteridogachis* sp. обнаружены *Aphyllopteris* sp. и *Taeniocrada* sp., что может указывать на присутствие здесь также среднего девона. Не исключен киветский возраст для песчаников с *Hostimella crispa* Arn., *Aphyllopteris delavarensis* Arn. в тектонической чешуе на р.Тисобель. *Leptophloeum rhombicum* местами встречается в комплексе с *Rhacophyton* sp., *Sphaenophyllum* cf. *subtenerrimum* Nath., который Н.М.Петросян склонна считать фаменским. В редких карбонатных прослоях из разных частей разреза удалось обнаружить позднедевонские конодонты, фораминиферы и харовые водоросли, встречаются франские лакриконоариды и фаменские радиолярии.

Мощность свиты в Майдантате и в Микркимском районе оценивается приблизительно в 1000-1400 м. По облику пород, их составу и стратиграфическому положению тисобельские песчаники являются аналогом джартшбинской свиты (D₂₋₃) Восточной Ферганы.

Тисобельская свита в Узенгегуш-Бедельском районе распространена повсеместно и составляет основную часть вскрытых здесь

* Этот вид широко известен в верхнем девоне и турне. По сообщению В.Д.Брежнева и др. [1970а], основанному на мнении Е.Ф.Чирковой-Залесской, он сходен с позднекаменноугольными *Margosia rhomboides* Jong. et Goth. и, по крайней мере, один раз был определен (ошибочно?) М.Ф.Нейбург из отложений C₂₋₃ с *Gusulinella* sp. и др. Мы не сталкивались с подобными случаями; наоборот, отнесение слоев с *Leptophloeum rhombicum* к верхнему девону-турне подтверждалось образцами других групп ископаемых (см. далее).

песчано-глинистых отложений. Ее граница с бедельскими песчаниками проводится по смене темной окраски пород на желтовато-бурю, палевою, по общему усилению известковой примеси и появлению известняковых прослоев с остатками микропланктона, а в терригенных породах — местами обильного растительного детрита. Мощность свиты в наиболее полном разрезе между долиной Кульджатора и левыми истоками р.Ичкесу не менее 3000 м. Палеонтологическая характеристика свиты в общем та же. Нижние ее слои близ устья р.Майтор и в низовьях Уурусу, а также в нескольких пунктах бассейна р.Уээнгеуш включают песчаники с живецокими (?) *Taeniocrada*, *Aneurophyton*, *Caudophyton*, тогда как основная часть разреза содержит отпечатки *Leptophloeum rhombicum* Daw. в комплексе с *Lepidodendropsis*, *Svalbardia*, *Hostimella*, *Pteridorachis*, *Sphaenophyllum* и относится к верхнему девону, что подтверждается определениями фораминифер и дакриоконарид.

Айрыторская свита (D_1 - D_3 fr až). Известна в разрезах Восточного Кокшаала, где замещает бедельские и тыобельские песчаники более западных районов. Свиту выделили М.Б.Иванов и М.М.Пуркин в 1961 г. в верховьях р.Кайче; она вскрывается также по рекам Джангарт, Сауктор и на левобережье Сарыджаза (реки Талдыбулак, Уччат).

Литологическое своеобразие айрыторской свиты определяется преобладающим алевролит-сланцевым, тонкофлюидным составом отложений и присутствием большого количества прослоев темных известняков, в том числе тентакулитовых, а в нижней части также коралловых. Самый полный разрез айрыторской свиты известен в долине р.Джангарт и нижнем течении р.Сауктор, ее правого притока. Нижняя подсвита (1000-1200 м) находится здесь в тектоническом контакте с верхним палеозоем джанджерского типа и представлена темными либо блестящими зеленоватыми сланцами с подчиненными им прослоями песчаников, а выше по разрезу — также с прослоями криноидно-мшанковых известняков с редкими табулятами манаксно-сандальского облика (D_1^{2-3}). Средняя подсвита представлена в этом пересечении маломощными, всего лишь 40-50 м, талдыбулаковскими известняками. Они согласно в опрокинутом разрезе надотраивают сланцы нижней подсвиты и охарактеризованы тентакулитами *Striatostyliolina* cf. *reneau* Boucek, *Viriatielina* sp., табулятами *Favosites bruznitsini* Peetz и др. Этот

комплекс относится к верхам нижнего девона и отвечает элихову или, возможно, верхам прагиена. В правом притоке р.Кайче, севернее пер.Джангарт, в подошве кокшаальского разреза находятся сходные слоистые известняки и сингенетичные им брекчии, включающие доломитизированные и темные глинистые разности, с табулятами, близкими к *Favosites goldfussi* d'Orb., и дакрионаридами *Striatostyliolina?* sp., *Viziatellina* cf. *galinae* Boucek, V. cf. *tarda* Klish., что указывает на элиховский (D_1^3) возраст отложений. Верхняя подовита по Джангарту-Саутору и в долине Кайче представляет собой чередование ритмичных алевролит-глинистых, известково-глинистых пачек с глинисто-сланцевыми и реже — с пачками песчано-глинистого флиша. Мощность подовиты в долине Кайче около 1,5–2 тыс.м или больше. Органические остатки в известняках представлены мелким планктоном — радиолярии, остракоды, фораминиферы, водоросли, иногда дакрионариды. Из числа последних определены фразиики *Homotenus* cf. *krestovnikovi* G.I.

На левобережье Сарыджаза талдыбулакские известняки достигают около 500 м мощности (верхняя р.Талды-Булак) и представлены уже типично пельфовыми, частично рифогенными фашиями с пачками оклюновых брекчий.

Несмотря на пробелы в палеонтологической характеристике, несомненно соответствие айрыторской свиты в целом длительному интервалу времени от пракового яруса D_1 до низов верхнего девона. Верхняя подовита по набору фаший, а в основном и по возрасту, близка к тисбельской ("нежнебозджалпанской") свите, но отличается более тонкозернистым составом обломочных пород и большей карбонатностью. Средняя, а вероятно, и нижняя подовиты не имеют аналогов в Кокшаале. Отметим сходство айрыторской свиты с лосиновой свитой Восточной Ферганы, для которой также типичны блестящие зеленоватые сланцы и пролои известняков со элиховскими тентакулитами.

Кайчинокая свита ($D_2-C_1^1$ кѳ). Стратотипический разрез свиты находится в Сарыджазском районе, между пер.Сарыбель и р.Чон-Саритор, крупным левым притоком р.Кайче. Подошва наблюдалась на левом берегу Кайче, где выше айрыторских сланцев появляются грубозернистые песчаники и гравелиты. Исчезают кар-

богатые породы, на смену им появляются горизонты красных сланцев и алевролитов, а в зеленоватых кварцитовидных песчаниках часто имеются скопления растительного детрита. Разрез по Кайче-Сарыбелю включает следующие пачки:

1) песчанистая пачка с *Leptophloeum rhombicum* Daws. (мощностью 200 м);

2) серо-зеленые сланцы, алевролиты и песчаники, с прослоями красноцветные (не менее 200 м);

3) вновь более песчанистая пачка с прослоями гравелитов. Много отпечатков тех же *Leptophloeum rhombicum*. Присутствует здесь и *Dimeripteria gracilis*, что указывает, по мнению Н.М. Петросян, на возраст в пределах верхнего девона, а наличие *Aneurophyton* делает более вероятным франский возраст пачки (до 260 м);

4) более тонкоритмичная сланцевая пачка. Содержит снова красные сланцы и плохо сортированные, "муоорные" гравийные прослоя, в том числе иногда известковистые (200 м);

Кровлю разреза составляет более темная пачка песчаников с прослоями сланцев, той же мощности.

Кроме обычных для всей свиты *Leptophloeum rhombicum* в верхних слоях разреза на р.Сарыбель песчаники содержат оошленистостебельных растений, имеющих уже каменноугольный облик.

Таким образом, можно считать состав растительных остатков указанием на принадлежность свиты к верхнему девону, начиная с Франского яруса, а в верхней части, вероятно, к турне. Общая мощность 1000-1100 м.

Восточнее, по Дзангарту и Ахшийрану в разрезе появляются прослой конгломератов, а по левобережью р.Сарыджаз мощность свиты и содержание в ней грубообломочных пород возрастает, местами конгломераты залегают уже в подошве свиты (пер. Зап.Кумар, р.Талды-Булак). Гальки представлены кремнистыми, песчано-глинистыми и кварцитовидными породами, известняками и жильным кварцем. По всему разрезу встречаются позднедевонские растительные остатки — *Pseudobornia* cf. *ursina* Nath., *Aphylopteris* sp., *Fteridotachis* sp., *Lepidodendropsis* cf. *theodori* (Zal.), *L. priscum* Tschirk., *Leptophloeum rhombicum* Daws., в гальках

конгломератов — раковины средне-позднедевонских фораминифер, тентакулитов, остатки строматопороидей и водорослей; в верхней части разреза появляются раннекаменноугольные *Asteroscalamites* и *Sigillaria* (?). Судя по возрасту перекрывающих отложений, кровля свиты находится внутри турнейского яруса.

В Узенгегуш-Бедельском районе кайчинская свита обособляется также отчетливо по относительно грубообломочному составу и пестроцветным прослоям, хотя настоящих песчистых пород здесь почти нет. По рекам Ичкёсу, Ашуоу, Карасайны-суу, Бедель видно, как вверх по разрезу тисобельская свита сменяется более темной и грубозернистой толщей с отдельными пачками красных, фиолетовых и зеленых сланцев (они описывались А.Е. Довжиковым и др. как "среднебозджалракская подовита"). Нижние слои кайчинской свиты у пер.Муроджа и в долине Бедели ниже устья р.Карабель отличаются крупнозернистостью и темной зеленоватой окраской песчаников. Из растительных остатков найдены в нижней части *Lepidophloeum rhombicum* Dawson, а в верхней *Pteridogochis* sp., *Asteroscalamites*? sp. Появление последних указывает на верхи верхнего девона, а возможно и нижний карбон. Мощность здесь от 800 до 1200 м.

Сходные разрезы описаны в верховьях рек Ичкёсу и Ашуоу, однако в верхних слоях пестросланцевые пачки включают здесь кремневые прослои с радиолариями, известнякострые алавролиты и изредка оолито-водорослевые известняки. Комплекс микроорганизмов в последних отвечает верхнему девону и включает фораминифер *Vicinesphaera squalida* Antr., *Parathurammina* aff. *devonica* Viss., *Eotuberitina*? sp.; водоросли *Epirayton buldyricus* Antr., *Izhella nubifoxialis* Antr., *Radiosphaera basilica* Reithl., *R. ponderosa* Reithl. В ритмах верхней части разреза на Ичкёсу песчаники темно-красные, сложены обломками полевых шпатов, андезито-базальтовых пород и известняка.

В Майдантаге кайчинская свита выделяется локально и представлена в основном пестроцветными сланцами с прослоями известняково-граувакковых песчаников. Позднедевонский, в основном фаменский, возраст этих слоев подтверждается находками фораминифер и иногда радиоларий. Их аналогом надо считать кондинсуйские сланцы р.Каракульджа в Восточной Ферганае, занимающие

тождественное положение в разрезах Ясинокого типа [Биске и др., 1982].

Сарыбельская свита ($C_1\bar{t}-v_1sb$). Является следующим членом разреза флишевых толщ Восточного Кокшаала. Это мелкоритмичные, песчано-сланцевые отложения с прослоями кремнистых пород. Распространены они только к востоку от р.Пикертыя.

Типичный разрез свиты описан на западе Сарыджазского района в верховьях р.Сарыбель. В его основании кварцитовидные песчаники кайчинской свиты резко сменяются неритмичными темно-серыми плитчатыми алевролитами мощностью 70-80 м, содержащими в верхней части кремнистые радиоларитовые прослои с *Tetrentactinia* sp., *Ectactinosphaera* ex gr. *aitpalensis* Naz., *Pylentopema* sp., *Astroentactinia* sp. Присутствие двух последних родов, по мнению С.М.Лихомана, указывает на турнейский возраст отложений.

Для вышележащей части разреза характерно чередование пачек мелкоритмичного карбонатного флиша с характерной черно-желтой полосчатостью макоритмов, начинающихся грубым известковистым песчаником и заканчивающихся через 5-40 м алевролитом или глинистым сланцем. В песчаниках здесь встречаются фораминиферы и водоросли - *Endothyra* sp., *Glomospiranella?* sp., *Tourmalinella* sp., *Umbella* sp., турнейского возраста. Другим характерным признаком этих слоев являются прекрасно выраженные разнообразные гироглифы. В других разрезах южнее пер.Сарыбель в нижних слоях свиты есть прослои известняков. Неполая мощность в этом районе составляет 300-400 м.

Верхняя часть обнажается в сложной тектонической структуре севернее пер.Сарыбель и на левому борту долины Чолок-Калчигай. Это характерное чередование пачек ярко-рыжих, желтых и серебристо-серых глинистых и мергелистых сланцев, редко песчаников и черных или зеленоватых радиоларитов. Среди них попадаются песчанистые известняки с ранневизейскими *Boendothyranopsis pediciformis* Sci., *Plancoendothyra* aff. *intermedia* Mawby, *Archaeodiscus* sp. и др.

Пикертнянская толща (C_1v_2-3pt). Темные известковистые песчаники с пачками члостых калькарентитов распространены локально - в горах Ахташ на левобережье р.Чолок-Калчигай (бас-

сейн Акшийрака). Подошва толщи наблюдалась по оав Карагента; ей отвечает смена темных мелкоритмичных пород сарыбельской свиты грубыми известковистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами бурой окраски, содержащими пачки песчанистых и глинистых известняков. В них обнаружены фораминиферы верхней части визе; а по данным В.П.Астраханцева 1971 г. — среднего и верхнего визе. Мощность около 900 м.

Известняково-песчанистые толщи левобережья Сарыджаза (C₁₋₂). В этой части Сарыджазского района, по сравнению с правобережной, отложения турне-визе отличаются появлением мелководных карбонатных пачек и относительно меньшей мощностью.

В долине Уччат на темные сланцы сарыбельской свиты (их здесь не более 200 м) согласно налегают:

1) темные тонкослоистые известняки с *Tournaella?* sp. и доломиты, прослоенные известково-глинистыми сланцами (80-90 м);

2) белые мраморы (70-80 м);

3) толстоплитчатые известняки, в том числе доломитистые, известковистые песчаники, алевроит-глинистые сланцы (100-200 м), в основании местами с пластом валунного конгломерата (2 м). Эти породы к западу по простиранию замещают пачку 2. В известняках — обильные остатки брахиопод, рогов, фораминифер визе.

Близкий разрез имеется на левобережье р.Кайнды, где в известняках, отвечающих пачкам 2 и 3, обраны визейские роговы и гонатиты (*Prolesanites* sp.). В.П.Скворцов в 1966 г. установил здесь по фораминиферам полный разрез визе, а в пачке 1 обнаружил турнейских *Tournaella cf. discoidea* Dain., *Plectogya latispiralis* Lip., *P. recta* Lip. Мощность разреза того же порядка, хотя неоднократное повторение известняков в тектонических пластинах создает ложное впечатление ее резкого раздува.

Карасайынская свита (C₁₋₂ ks). Введена в местную номенклатуру работами В.Д.Брежнева и др. [1970a] и А.Е.Довжикова [1977]. Мы сохраняем это название в несколько уточненном смысле.

В качестве стратотипа свиты можно предложить легко доступный разрез в устье р.Карасайын-суу, в бассейне Узенгегуша. Здесь на пестрые карбонатные грауваки и сланцы кайчинской свиты согласно налегают:

1) черные слоистые кремни с пластинами известняков (80 м);
2) толстошлитчатые известняки, часто с кремневыми прослоями; песчанистые известняки с колючей слоистостью, известково-глинистые сланцы, в верхах — криноидно-детритовые известняки и известняковые конгломераты; переслаивание носит ритмичный характер. Содержат обломки брахиопод и раковинки фораминифер. В 20 м ниже их кровли определены средневизейские *Tetrataxis aff. pusillus* Con. et Lys., *Tuberitina aff. collosa* Reitl., *Asteroarchaediscus bashkiricus* Kr. et Theod., *Propermodiscus Krestovnikovii* Raus., *Pr. pusilla* Raus. и др. Мощность около 100 м;

3) темные кварцевые граувакки, переходящие в калькарени-ты и ритмично чередующиеся с прослоями алевролитов. В известняках обнаружены раннебашкирские *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Asteroarchaediscus subbashkiricus* Reitl. и др. Мощность 40 м. Выше по разрезу они согласно сменяются более тонкоритмичными песчаниками и сланцами S_2m (кипчакская серия). Общая мощность карасайинской свиты здесь около 220 м.

Из этого же разреза, очевидно, из верхней его части, М.М. Пуркин [1962] собрал коллекцию башкирских гониатитов. Ниже по долине Ичкесу мощность свиты уменьшается, резко преобладают кремнистые породы. Такие же изменения прослежены по простиранию на север; в истоках р. Ашусу мощность свиты 110–120 м. Здесь в прослоях известняка из пачки темных радиоляритов в подшве свиты определены фораминиферы верхнего турне — *Tolunayella* sp., *Endothyra latipiralis* Lip., *Falaeospiroplectamina tchernyushinensis* Lip.

Таким образом, карасайинская свита в нашем понимании включает сероцветные отложения в объеме от верхнего турне до башкирского или низов московского яруса, состав которых меняется от существенно кремнистого (более глубоководная фация) до известково-глинистого (оклоновая фация). Изменение состава происходит как вверх по разрезу, образуя регрессионный спектр, так и по латерали.

Карасайинская свита распространена повсеместно в Майдангагском районе, где она также включалась раньше в различные местные подразделения со смешанным формационным составом.

вом. В основании свиты обычны черные алеврит-глинистые и кремнистые породы, в том числе с радиоляриями нижнего карбона. Они согласно налегают либо на неострую пачку кайчинского типа, либо — замещающую последнюю? — на тысьбельские песчаники и сланцы. Верхняя часть представлена обычными для пелагических разрезов кремнями и окремненными известняками (десятки метров мощности) с остатками нектонной и планктонной ископаемой фауны (гониматиты, фораминиферы, радиолярии). В целом органические остатки редки и пока что давали возможность датировать лишь один-два уровня в каждом разрезе свиты. В различных пунктах получены гониматиты намюра (*Kazakhoceras*, *Gravenoceras*, *Tumrapoceras*), а также башкирского яруса (*Homoceratoides aff. divaricatum* Hind, *Proshumardites* sp., *Враннеросерас* sp., *Gastrioceras cf. listeri* Mart. и др.): последние обнаруживаются вблизи кровли свиты. Фораминиферы относятся к верхнему визе (местами древнее?) — башкирокому ярусу. Первые *Profusulinella*, *Schubertella* и другие формы, которые Л.А. Зитова относит уже к московскому ярусу, появляются в зоне перехода от карасайинских кремней и известняков к перекрывающим алеврит-сланцевым породам.

Мощность свиты в Майдантаге от первых десятков или даже нескольких метров до 200—300 м. Из-за отсутствия прямых аналогов кайчинских и сарьбельских флишеидных отложений ($D_3 - C_1 \ddagger$) она играет роль единственного маркирующего горизонта, который отделяет здесь желтоватую песчанистую девонскую (тысьбельскую) свиту от темной верхнепалеозойской. По всем перечисленным признакам карасайинская свита Майдантага аналогична джуректашской свите Восточной Ферганы.

В Восточном Кокшаале разрез, близкий к стратотипу, получен лишь в ядре Акташской синформы. Здесь на неострие (кайчинские?) сланцы, песчаники и кремни согласно налегает черная глинисто-кремнистая пачка (турне?) и затем тонкоритмичные известняки, мергели и алевролиты, которые переходят то в типичный карбонатный флиш, то в сплошные известняки. Карбонатная пачка, по определениям фораминифер и гониматитов, при мощности 120—220 м включает отложения верхнего визе, серпухова и башкирокого яруса. Верхние 30—40 м в колонке свиты — песчано-сланцевые ритмичные породы с пластами обломочных и афанитовых известняков, содержащими раковинки раннемосковских *Profusulinella ex*

gr. ovata Raus. и другие фораминиферы. Южнее и восточнее происходит замещение нижней части свиты мощными флишевыми толщами (сарыбельская, пикертинская) и далее известняками Таримского шельфа, клинья которых представлены уже на левобережье Сарыджаза (см. выше).

Кипчакская серия (C_2m-C_3 , местами $C_2m-P_{1as}Kp$). Это верхняя часть терригенных образований Кокшаальской многоосинклинали, в целом представляющая собой единую предокладчатую флишевую формацию. Название произведено нами от "кипчакской свиты" В.Н.Отнева [1939], которая в первоначальном понимании охватывала весь терригенный палеозой Майдантага.

В стратотипической местности (Майдантагский район) серия делится на две толщи. Более древняя из них, в основном нижнемосковская, лучше известна в северной части района. Она имеет сравнительно тонкообломочный состав, особенно в нижней части, где представлены глинистые сланцы и алевролиты, согласно сменяющие известняки и сланцы карасайинской свиты. Все породы содержат карбонатную примесь, нередко прослой обломочных и песчаных известняков, иногда с фузулинидами. Песчаники имеют полимиктовый состав, варьируя от кварцевых граувак до настоящих граувак с обломками эффузивных и алевролит-сланцевых пород. Гмероглифы в подошвах ритмов отличаются лучшей сохранностью и большим разнообразием по сравнению с девонской сланцево-песчаной толщей того же разреза. Фораминиферы, встреченные нами близ подошвы толщи на р.Эшгарт, представлены комплексом с *Pseudostaffella cf. latispiralis* Kir., *Profusulinella ovata* Raus., что позволяет помещать основание серии в нижнюю часть московского яруса. Данные Г.Л.Большого и Л.А.Этковой [Большого и др., 1977] показывают, что в северной части Майдантагского района по рекам Курумдук и Туш-Ботомойнак практически вся нижнекипчакская толща относится к наширскому горизонту (C_2m_1). Мощность ее относительно невелика и обычно не превышает 300-400 м.

В южной части района на р.Кипчак и у пер.Ходжент, как следует из материалов тех же авторов, аналогичные флишевые отложения с преобладанием алевролитов и сланцев и с раннемосковскими фузулинидами налегают на известняки с *Schubertella* (ка-

расайтинские?) и метрах в 150 от подошвы содержат детритовый известняк уже с позднемосковскими *Fusulinella boski* Moell. и др. По-видимому, в данном направлении намечается сокращение мощности низов кипчацкой серии (C_2m_1) вместе с появлением более молодых ее слоев ($C_2m_2-C_3$). Аналогичное явление отмечено в Восточной Фергане, где кугартская флишевая серия, в основном московская по возрасту, к югу замещается маломощными известняками, а возраст флиша становится позднекаменноугольно-раннепермским [Блок и др., 1982].

Верхняя, песчано-глинистая толща распространена в южной части Майдантагского района и отличается преобладанием полимиктовых, известковистых массивно-олоистых песчаников. Несогласия в их подошве исследователи этого района не указывают. Мощность до 500 м. В линзах келькаренигов сделаны многочисленные находки фораминифер — главным образом *Triticites*, реже *Obsoletes*, *Quasifusulina*, *Rugosofusulina*, *Dalman*, а в отдельных случаях и *Pseudofusulina*, возраст которых в пределах Джизинсайского-учбулакского и, возможно, дастарского горизонтов верхнего карбона. Встречался также остаток наземных растений.

Приотсутствие отложений $C_2m_2-C_3$ лишь в южной части Майдантагского района можно объяснить последовательным продвижением к югу фронта шарьирования, которое и привело здесь к более позднему, чем на севере, развитию флишевого бассейна. Отложения нормально-флишевого типа с обломками верхнекаменноугольных фузулинид нам удалось обнаружить также на р.Когарт (Малый) в Мидирмском районе.

Восточнее, в Узентегуш-Беделском районе кипчацкая серия сохранилась, главным образом, в подошве надвинутых с севера покровов и представлена нижней частью (C_2m_1). Мощность ее по рекам Ичнесу, Борколдой, Карасайын, Бедель не более первых сотен метров. Верхнемосковский флиш с *Fusulinella* появляется на р.Бедель и к востоку от нее, причем включает пласты конгломератов с галькой базальтоидов и разновозрастных известняков — от девонских до нижнемосковских.

В разрезах Сариджазского района происходит омоложение кипчацкой серии к востоку. Если в горах Анташ и по р.Кобинди в ее подошве еще доказано присутствие нижнемосковского флиша (400-

600 м), то близ пос.Учкочкон верхнемосковские *Fusulina* и *Fusulinella* встречаются в известняковых линзах уже в нижней части серии. А.Ф.Тарасов и М.М.Пуркин (в 1967 г.) считали даже всю флишеидную серию этого участка верхнекаменноугольной. Несомненно лишь, что верхняя ее часть, с хорошо выдержанными горизонтами конгломератов (600-700 м), относится здесь к учбулакскому горизонту (C_3^2). Вот оведения о присутствии в прослоях конгломератов различных галек гранитов и липаритовых порфиров, а в известняковых гальках — фораминифер вплоть до джилгинсайских (C_3^1).

На левобережье р.Саурджаз (Уччат, левый борт Кайнды) разрез серии включает, как будто, те же литостратиграфические подразделения. Однако нижняя толща флиша, лишенная грубообломочных пачек (350-400 м), охарактеризована здесь фораминиферами московского яруса и верхнего карбона, а верхняя относится уже к низам карачатывского горизонта перми. Это пачка гравийно-галечных пород (80-100 м) с линзующимися обломочными известняками, из которых определены *Triticites cf. rossicus posterior* Bensch, *T. cf. lucidus* Raus., *T. orbiformis* Bensch, *Dairina cf. rugosa* Kov., *D.aff.previlegiata* (Fanteleev) и другие фораминиферы. Выше залегает еще не менее 200 м песчано-глинистых ритмичных отложений.

Омоложение флишевой формации PZ_3 , прослеженное с запада на восток вдоль северной границы кокшаальской зоны, происходит параллельно с переходом от пелагических к шельфовым фациям в нижнем карбоне, а возможно, и в девоне, и приводит нас на востоке к разрезам Джангартского типа. Причина, скорее всего, в том, что нащипт эвгеосинклинальных толщ на кокшаальские в современной структуре косо наложен на кокшаальскую зону и полностью покрывает ее на востоке, оставляя широкой на западе.

2. Карбонатные разрезы геосинклинального комплекса

Джангартский тип разреза

Карбонатные толщи, обрамляющие с юга флишевый прогиб Кокшаала, на территории Киргизии распространены лишь в Восточном Кокшаале. Их стратиграфия изучена слабо в силу труднодоступно-

сти района и повышенного метаморфизма пород, прорванных гранитоидными батолитами. Заметим, что возраст последних, вопреки мнению Т.А.Додоновой [1966], не древнее ранней перми, поскольку граниты Джангартского массива прорывают известняки P_1 .

Нижняя часть разреза известна — очень приблизительно — лишь благодаря маршрутам Д.Н.Тарасова (1934 г.). Согласно его данным, на левом борту ущелья Сарыджаза в районе саев Ордобайтер и Кокубайтер вскрывается толща зеленоватых и темных сланцев, которые без фаунистических доказательств отнесены к силуру. Возможно, это аналоги низов айрытской свиты Кокшаала ($S_2-D_1?$).

На сланцы налегает известняковая джангартская серия ($D_2-P_1^f$) неопределенно большой, не менее 2 тыс.м, мощности. В устье Ордобайтера ее разрез начинается светлыми известняками, в которых Д.Н.Тарасов собрал как каменноугольную фауну (*Chaetetes?* sp., *Martinia* sp.), так и девонских *Favosites* sp. В более высоких слоях известняков на левобережье Сарыджаза найдены брахиоподы *Martinia* sp., рогозы *Caninia* sp., что, вероятно, указывает на нижний карбон. Известняки перекрываются карбонатно-терригенной толщей с брахиоподами и фораминиферами S_3-P_1 .

В долине Джангарта низы разреза отсутствуют, а светлые массивные известняки джангартской серии нацело мраморизованы. По нашим данным, верхнюю часть серии здесь и на р.Сауктор образуют темные криноидно-фузулиновые известняки с раковинами *Triticites* sp., *Parafusulina* sp., *Pseudofusulina* sp., *Paraschwagerina* sp., что, по мнению О.Ф.Овчинниковой и Л.А.Эттовой, указывает на раннепермский возраст кровли известняковой серии.

Несмотря на отсутствие полных разрезов, можно предполагать, что отложения девона, карбона и основания перми здесь полностью представлены в известняковых фациях. Этот признак отличает джангартские разрезы как от кокшальских, в основном терригенных, так и от разрезов краевой части Таримской плиты, с маломощными терригенными отложениями силура-девона [Синицын, 1957]. Аналогичным по составу и структурной позиции, нам кажется, является известняковый разрез Савоярды-Сийдама в Восточном Алае [Яговкин, 1973].

Саукторская свита ($P_1^1 sk$) — верхний элемент джангартских разрезов. Столь молодой возраст этих конгломератофлювиальных отложений не является неожиданностью: мы видели, что уже в Кокшаальской зоне близ южной ее границы флиш (кипчацкая серия) включает основание перми.

Саукторская свита ложится на джангартские известняки без отчетливых несогласий. Ее обнажения наблюдались в бассейне Джангарта и на правом берегу р.Кайче. Самый полный разрез удалось видеть по Аксау, левому притоку Ажангарта. Здесь выше темных фузулиновых известняков джангартской серии следует чередование обломочных песчаных известняков, сланцев и ритмичных песчано-сланцевых горизонтов, что выглядит как постепенный переход от известняков к терригенным ритмичным отложениям. Кверху последние становятся более песчаными по составу и затем переходят постепенно в гравелиты и конгломераты, которые и составляют верхнюю ^{часть} половину разреза свиты. Характерно присутствие гранитоидов ^{в виде} галек конгломератов и обломков микроклина в песчаной фракции. Разрез в целом носит регрессивный характер. Общая мощность свиты не менее 700 м.

По правому притоку р.Кайче, где представлена лишь нижняя, песчано-сланцевая часть свиты, в карбонатных песчаниках обнаружены многочисленные обломки *Quasifusulina* sp., *Triticites* sp., *Schwagerinidae* (?), возраст которых не древнее конца позднего карбона. Здесь также отмечена заметная примесь обломков кислых интрузивных и эффузивных пород.

А.Е.Довжиков и Г.В.Иванов (1961 г.) сообщили о находках в бассейне Джангарта (Тузмасай) намириских брахиопод вместе с фораминиферами московского яруса, в известняках среди терригенных пород. Вероятно, это олистострома, глыбы в которой происходят с севера, из каменноугольных известняков Кокшаала.

В левобережных долинах бассейна Сарыджава аналоги саукторской свиты содержат красноцветные породы, включая конгломераты с примесью гальки кварцевых порфиров и аркозовые песчаники. Эти отложения (Д.Н.Тарасов, 1934 г.) содержат прослой известняков с фузулинидами джастарского горизонта C_3 или основания перми. Возможно, они относятся уже к более внутренней части Таримского шельфа.

ОБЩАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА
СОВЕТСКОГО ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В герцинском цикле развития позиции сегмента Советского Южного Тянь-Шаня определяется его положением между Казахско-Киргизским срединным массивом и Таримской платформой.

Срединный массив имел сложную историю образования, включавшую проявления дорифейской, байкальской и каледонской складчатости, но в герцинскому циклу связан в относительно устойчивый крупный блок континентальной коры, расположенный между Джунгаро-Балкашско-Зайсанской и Урало-Южно-Тянь-Шаньской геосинклиналями. С обеих сторон Казахско-Киргизский массив ограничивался герцинскими эвгеосинклинальными зонами. Краевые части массива вовлекались в геосинклинальное прогибание и на них формировался среднепалеозойский осадочный чехол, напоминающий мюгеосинклинальные отложения, но перекрытый верхнепалеозойскими молассами тыловых прогибов. Краевые части Таримской платформы еще шире вовлекались в герцинское прогибание, на ее окраине в среднем палеозое развивалась мюгеосинклинальная зона, а в позднем палеозое — осадочные отложения флишевого, а позднее молассового передового прогиба.

Таким образом, тектоническая позиция восточного сегмента Южного Тянь-Шаня соответствует одной ветви классической картины средиземных (альпийских) геосинклиналей. В этом отношении описываемый район отличается от западных расположенных частей Южного Тянь-Шаня, где отсутствует Таримская платформа и где Урало-Тянь-Шаньские герцины сопрягаются со Сибиро-Кузнецко-Кузнецкими так тесно, что граница между ними может быть лишь примерно намечена как зона встречных надвигов на Кульгеджелинский антиклинорий. Позиция же восточного сегмента Южного Тянь-Шаня настолько типична, что он может рассматриваться в качестве образца (тектонотипа) для понимания формирования многих складчатых областей.

Менее однозначно решается вопрос о соотношении герцинид Атбаш-Кокшаальского района с таковыми Ферганско-Атойнакского хребта. Дискуссия о характере разделяющего их Таласо-Ферганского разлома до сих пор не закончена, и представлениям о сдвиговой его природе противостоит идея о единой Яссинско-Атбашинской зоне, непрерывно переходящей с одного крыла разлома на другое. Выше, в главе "Стратиграфия" приведены новые материалы по сравнению типов разрезов палеозоя для этих районов. Они достаточно однозначно свидетельствуют в пользу сдвиговой природы Ферганского разлома, как это было намечено еще в 1939 г. В.Н.Огневым.

Классической позиции района в структурах Средней Азии соответствуют не менее классические черты внутреннего строения восточного сегмента Южного Тянь-Шаня, а именно:

1. Резко выраженная фациальная зональность геосинклинального комплекса в эвгеосинклинальной зоне и более выдержанный характер разрезов в зоне многоэпизодной (рис.12).

2. Движение поверхностных масс, направленное при первых проявлениях тектогенеза от срединного массива в сторону платформы с формированием покровных структур (рис.13).

3. Обратная тектоническая вергентность на поздних стадиях герцинического тектогенеза вплоть до образования ретрошарьяжей.

4. Участие офиолитов в строении верхних покровов.

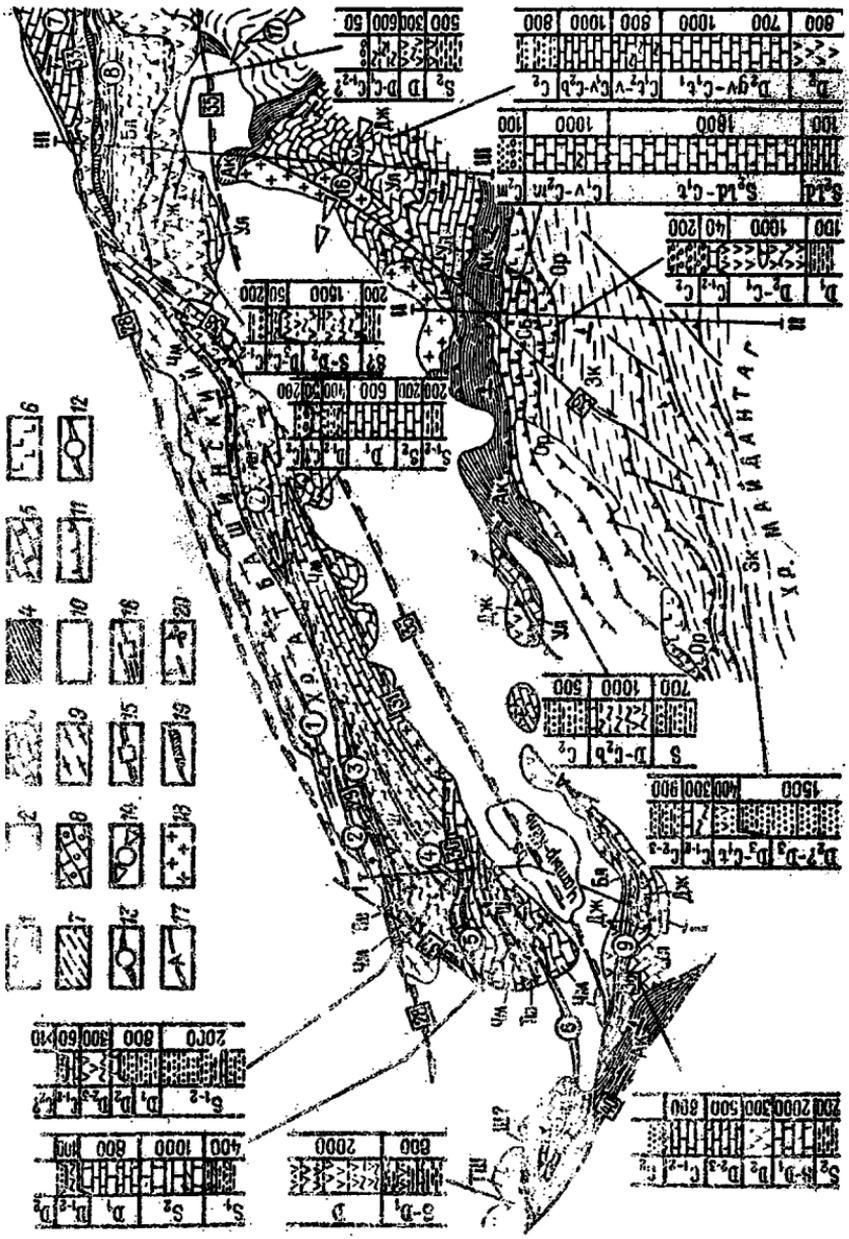
5. Повышенный региональный метаморфизм верхнего покрова.

6. Формирование крупных линейных окладов после шарьяжей.

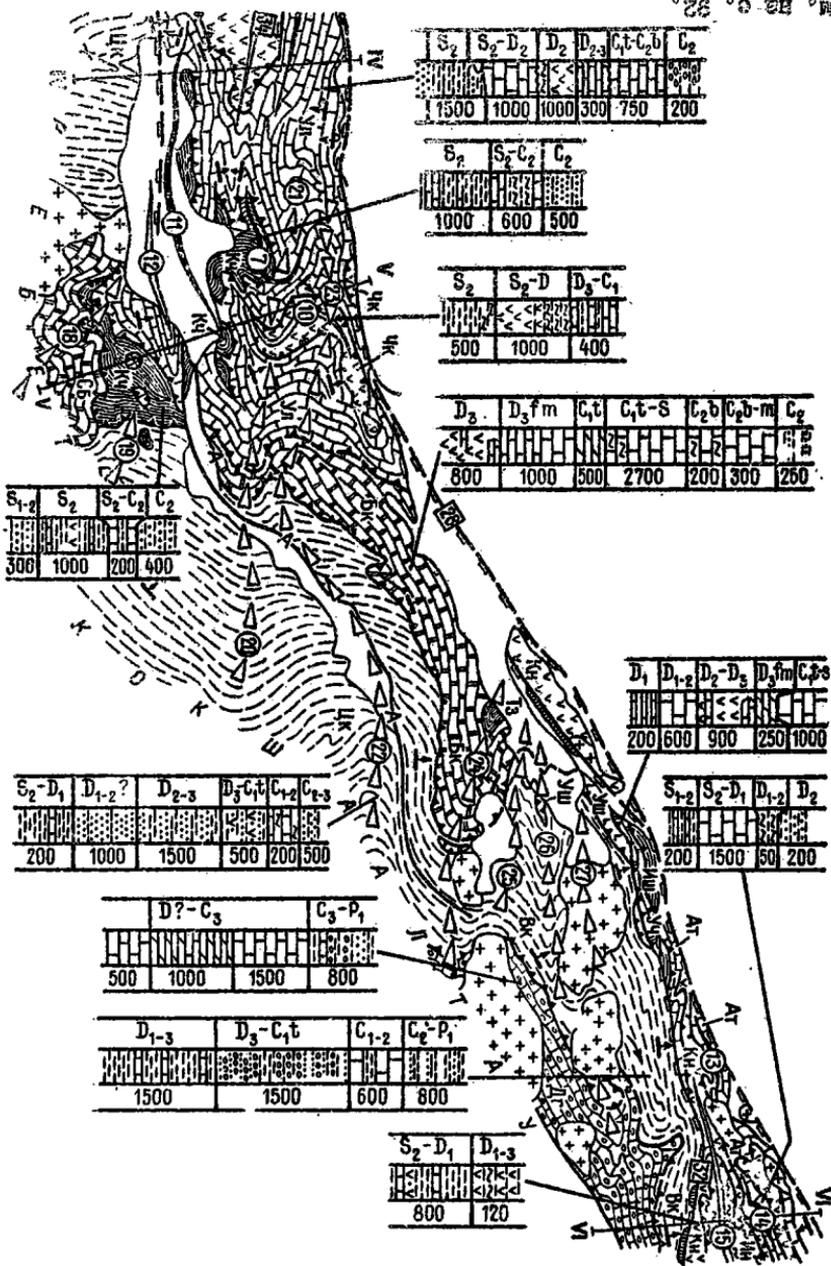
7. Появление сдвиговых деформаций на поздних стадиях тектогенеза.

Перечисленные черты строения складчатых областей можно найти во многих районах мира (Аппалачи, Шотландия, Норвегия, Урал, Альпы, Динариды, Алжир-Марокко, Карпаты, Корякия и др.).

Не претендуя на полный исторический обзор, остановимся на последних работах по тектонике района. Как правило, они были фиксистокими. Не случайно последние крупные обобщения [Довжиков, 1977; Кнауф, 1973] представляют рассматриваемую область в виде ряда тектонических зон-блоков, разделенных глубинными разломами и живущих самостоятельной тектонической жизнью,



Подпись к рисунку



определяющим фактором которой являются вертикальные движения, лишь местами трансформирующиеся в горизонтальные подвижки.

Рис. 12. Схема тектоники герцинид Атбаш-Кокшаальского района.
Формационные типы разрезов геосинклинального комплекса (1-8).

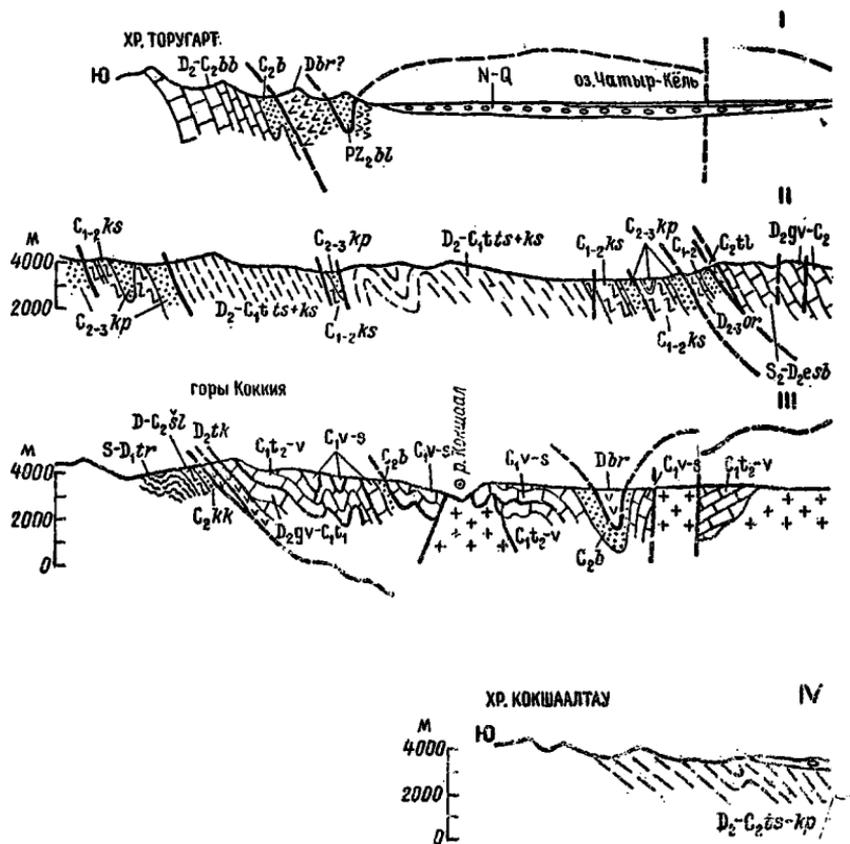
1-6 - эвгеосинклинальные: 1 - вулканогенно-терригенный, метаморфический (Бл - балытинский, Ш - шириктинский, Ин - иньльчековский*); 2 - вулканогенный (Тш - тапшабатский, Дж - джанджерский, Чк - чакыркорумский, Кн - кайндлинский); 3 - "верхний" известняковый (Чм - чирмашский, Ул - уланский, Ат - атджайлуский); 4 - окращенный кремнистый (Ак - аксайский, Кч - карачукурокий, Тз - тезский, Иш - ишигартский); 5 - "нижний" известняковый (Сб - сарыбалесский, Бк - борколдойский, Уч - учкельский); 6 - кремнисто-вулканогенный (Ор - ортосуйский, Уш - учкошконский). 7, 8 - миогеосинклинальные: 7 - терригенный (Эк - западно-кокшаальский или майдантагский, мудримокий, Цк - центрально-кокшаальский или бедель-узентегуский, Вк - восточно-кокшаальский или сарыджазский); 8 - карбонатный (Дг - джанджартский). Метаморфические архей-палеозойские породы ("атбашинская свита") (9), Мезокайнозойские отложения (10). Тектонические структуры (11-17). 11 - 16 - герциноидные структуры: 11 - надвиги 1-го этапа деформаций; 12, 13 - продольные сдвиги (12) и антиформы (13) 2-го этапа деформаций. Названия оклодок (цифры в кружках): 1 - Атбашинская, 2 - Восточно-Атбашинская, 3 - Чакташская, 4 - Шириктинская, 5 - Чирмашская, 6 - Карасуйская, 7 - Уланская, 8 - Джанджерская, 9 - Мустырская, 10 - Чакыркорумская, 11 - Котурлуйская, 12 - Котурская, 13 - Теректинская, 14 - Атджайлуская, 15 - Кайндлинская, 14 - гемиструктуры (горизонтальные флексуры) 3-го этапа деформаций. Названия оклодок: 16 - Бозойская, 17 - Джаманчинская, 18 - Данговская, 19 - Турасуйская, 20 - Эмегенская, 21 - Джатгалмайская, 22 - Бедельская, 23 - Тураторская, 24 - Тезская, 25 - Кайчинская, 26 - Анташская, 27 - Борлуйская. 15 - крутоспадающие разрывы 4-го этапа деформаций. Названия разрывов (цифры в квадратиках): 28 - Атбаш-Иньльчековский, 29 - Чакташский, 30 - Северо-Чирмашский, 31 - Южно-Атбашинский, 32 - Учкель-Кайндлинский, 33 - Северо-Джанджерский, 34 - Южно-Джанджерский, 35 - Чатыр-Кель-Аксаковский, 36 - Мустырский. 16 - диагональные сдвиги 5-го этапа деформаций. Названия сдвигов: 37 - Акбейтский, 38 - Уирминский, 39 - Мудримокий, 40 - Талас-Ферганский. 17 - альпийские разрывы.

18 - герциноидные гранитоиды; 19 - серпентинитовые тела; 20 - элемент залегания пластов.

* Буквенными индексами обозначены местные названия типов разрезов.

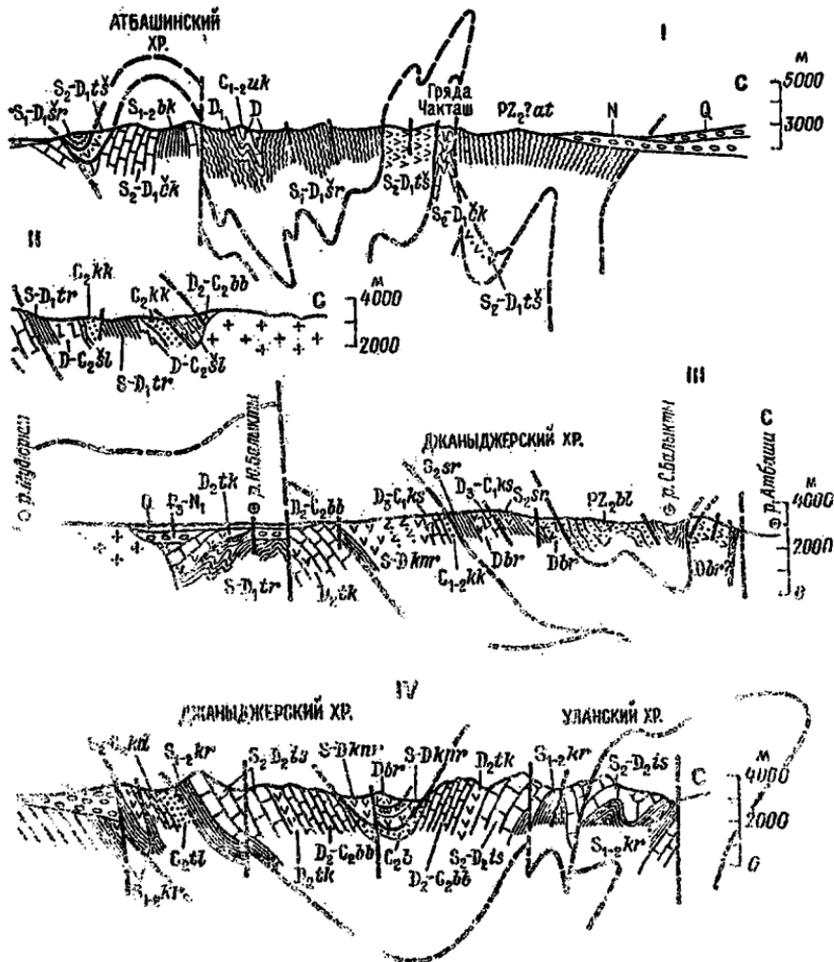
Так, А.Е.Довжиков [1977] выделяет в пределах рассматриваемой территории 5 зон: Атбашинскую, Аксайскую, Джаньджерскую, Майдантагскую и Кокшаальскую. Большой знаток антивергентных структур Южного Тянь-Шаня, он правильно намечает общие кажущиеся направления "движения масс", ориентированные из аксайской и джаньджерской зон, воячески подчеркивая крутое положение надвигов, создавших чешуйчатые структуры на окраинах зон. Эти структуры он связывает с развитием инверсионных поднятий, зарождавшихся в осевых зонах геосинклинальных прогибов.

На тектонической схеме В.И.Кнауфа [Геология СССР, 1972] выделяются: Чатыр-Кёльская, Иньльчекокая, Джаньджерская, Майдантагская и Кокшаальская зоны. Это деление близко к схеме А.Е.Довжикова и отличается лишь более сложными контурами границ зон и допущением более крупных (до 10 км) перемещений по надвигам. Эти схемы получили широкую известность и имеют определенные достоинства. Но, несмотря на то, что оба автора провозглашают единство выделяемых зон, практически они либо включают в одну зону (например, Аксайскую, Джаньджерскую) различные формационные типы разрезов среднего палеозоя, либо же сходные разрезы (уланский и коккинокий, например, или майдантагский и кокшаальский) помещают в различные зоны. Пытаясь найти в этих зонах структурное единство, легко обнаружить, что в Аксайскую зону (в понимании А.Е.Довжикова) входит как синклиальная, так и антиклиальная структуры; принципиально различны структуры Атбашинской и Джаньджерской подзон, включенных В.И.Кнауфом в 1973 г. в одну зону и т.д. Может быть, выделение этих единиц проведено по возрасту складчатости? Но тогда почему в одну зону включены Атбашинская раннегерцинская (по данным автора схемы) и Джаньджерская среднегерцинская подзоны? Значительное сходство в строении, нам представляется, обнаруживают Атбашинская и Хантентрийская (Иньльчекокая) подзоны, Аксайская и Джаньджерская, Майдантагская и Кокшаальская зоны, хотя каждая из них сложена разными формационными типами разрезов. Вряд ли лучшие знатоки геологии района не замечали сходства указанных пар зон. Но почему же они не шли на их объединение? По-видимому, они видели, что в таком случае контуры зон приобретут настолько извилистые очертания, что будет трудно говорить о блоках, разделенных глу-



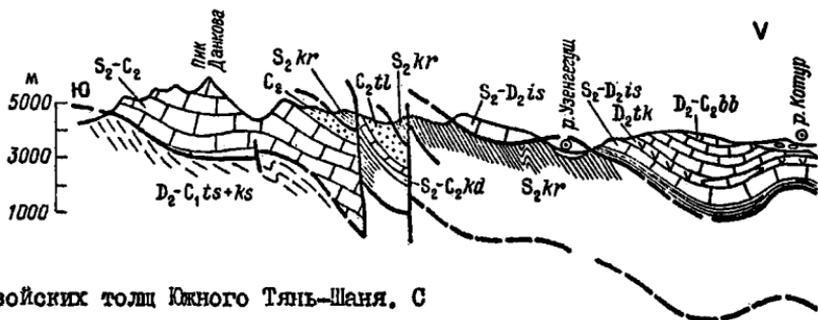
Подпись к рисунку см. на с. 97.

бинными, длительно развивавшимися разломами. На схеме В.И. Кнауца уже сделано первое движение в этом направлении: массив пика Данкова отнесен к Дзанджерской подзоне и южная граница этой подзоны приобрела надвиговый характер, но автор схемы не имеет заверить читателя, что эти границы "образуют кулисообразно расположенные краевые разломы" [Кнауц, 1973, с.28] и что их взаимные смещения к югу составляют обычно несколько километров и лишь местами достигают 8-10 км. Идея о глубинных разломах, ограничивавших складчатую зону, не позволяла ему пойти далее



современный пересмотр тектонического районирования. Следствием фиксированного положения, нам кажется, является представление сравнительно простоте внутренней структуры зон в подзоне (Акбайской, Кокшаальской, Джанджерской), особенно упорно сохраняемое в работах А.Е.Довжикова с сотрудниками.

Еще большей степени влияние фиксированного мышления можно видеть, рассматривая историю изучения стратиграфии палео-



войских толщ Южного Тянь-Шаня. С ним тесно связана концепция широкого переотложения фауны и ряд ошибок в оценках возраста толщ в тех случаях, когда возраст определялся без учета возможности присутствия покровных структур.

Этап двухоттольных геологических съемок Тянь-Шаня прошел под флагом фиксизма. Но отдельные факты, говорящие о покровных структурах, появлялись еще при мелкомасштабных съемках. Значительно больше их стало с переходом к детальным исследованиям. Перечислим основные из них:

1. Еще в 1934 г. С.В.Эпштейн [Колесник, 1936], обнаружив в бассейне р.Карачукур каменноугольные отложения, оценил структуру этого района как тектоническое окно или полуокно. Он же обнаружил крупные надвиги в бассейне Узенгегуша, Эмегева и в других местах, доказав палеонтологически налегание древних толщ на молодые.

2. Г.Л.Бельговский и Л.А.Эктова в 1963 г. обнаружили в бассейне Кену граптолиты в сланцах, налегающих на каменноугольные известняки верхней части карбонатных массивов.

3. Ю.Н.Хмелев и Ш.Ш.Сабдушев в начале шестидесятих годов закартировали Узенгегушский и Чонтурасуйский покровы и показали экзотическое положение карбонатных массивов пика Данкова.

4. При поисковых работах, проводимых В.В.Кришталем, Е.А.



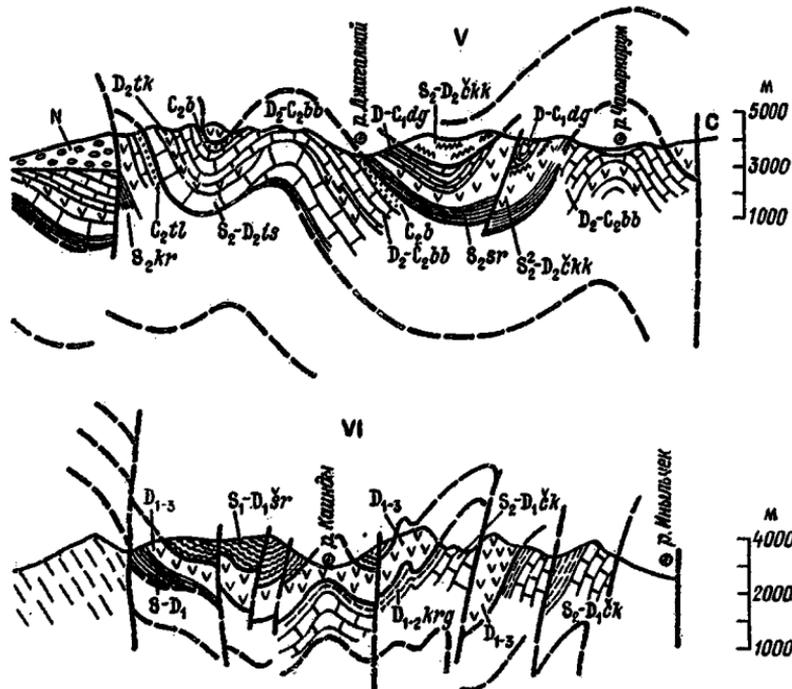


Рис.13. Геологические разрезы (профили) герцинии Атабаш-Контаальского сегмента Кнгого Тянь-Шаня в его западной (I), центральной (II-V) и восточной (VI) частях (расположение профилей см. на рис.12).

Митрофановым, К.О.Осмонбетовым и Б.П.Распоповым в 1965 г., были собраны граптолиты в бассейне р.Чакиркурум в толщах, относимых ранее к среднему карбону по их наложению на известняки C_{1-2} .

5. Е.В.Христов и М.П.Христова в 1975 г. закартировали покровные структуры в массиве Тигерек и в Юго-Западной части хр. Атабаш. Ранее эти же геологи выявили разрез лептогеосинклинального типа юнее хр.Коккия, показали экзотическое положение балтийской овицы в Джанджерском хребте.

6. В.А.Иордан и В.Е.Глубоковских в бассейне р.Кайнды в 1967 г. закартировали наложение ифариных оланцев на из-

вестняки и сланцы нижнего-среднего девона (бассейн ручья Агджайлю).

7. Коллективом геологов Ленинградского университета в 1975-1978 гг. были собраны материалы, подтверждающие широкое распространение надвигов, разделяющих различные формационные типы разрезов геосинклинального комплекса. Среди этих материалов особое значение имеют:

- находка девонских тентакулитов в туфах, залегающих под силурийскими сланцами в бассейне р. Айгыр-Булак. Этим доказываются присутствие двух типов разреза и покровные их соотношения в массиве Тигерек;

- оборы девонских кораллов и радиолярий в мульде Бозойской синклинали в породах, ранее относимых к среднему карбону по налеганию на известняки G_1-2 ; что позволяет рассматривать эту синклиналь в качестве складки, разветвленной в пределах вздвинутого разреза;

- оборы девонских тентакулитов, фораминифер и растительных остатков в терригенных толщах Майдантага и Кокчаала, подтверждающие присутствие здесь терригенных фаций девона, аналогичные таковым Носиной зоне, что позволяет сопоставлять с последней не Агбешинскую, а именно Майдантагско-Кокчаальскую зону;

- находка силурийских трапезитов на правом берегу Кенусеверной в сланцах, лежащих между известняковым массивом и эрганидами, залегающими в пентриглиях Джанджерской синформы (см. рис. 20). Это доказывает экзотическое положение вулканитов, и ставит под сомнение их среднекарбонный возраст;

установление разрезов карачакурского яруса, залегающих под известняковыми массивами Улена и Калкылаха; кроме сланца, маломощный девон с тентакулитами и нижний-средний карбон с фораминиферами (см. рис. 22). Этот разрез выявлен не только в бассейне Карачакура, но и в северных обрывах Алашской гряды: западнее пер. Кудришенте и в долине, ограниченной восточной стеной Котурдун;

тапоплевие	закарбонный	ис.	тапоплевие	карбонный	формационный
тапоплевие	тапоплевие	тапоплевие	тапоплевие	тапоплевие	тапоплевие
тапоплевие	тапоплевие	тапоплевие	тапоплевие	тапоплевие	тапоплевие

и фораминифер S_1 в толщах, ранее относившихся к S_2 в бассейне р. Джугалмай (см. рис. 23);

- установление покровного строения синформы Тез (см. рис. 26). На среднекаменноугольный флиш здесь налегают 2 тектонические пластины лептогеосинклинальных разрезов, охарактеризованных сборами граптолитов, кораллов и фораминифер;

- установление покровного строения синформы Агташ (см. рис. 27), где на верхний палеозой кокшаальского типа налегают сланцы с тентакулитами девона, эффузивы и известняки девона и нижнего карбона с рудоземами и фораминиферами;

- находки девонских тентакулитов в кремнисто-сланцевых толщах в Теректинском и Инчельчекском хребтах в средней части мощных толщ, обычно рассматривавшихся как иффаринские (S_2) (см. рис. 17). Очевидно, что здесь мы имеем дело по крайней мере со двоянным разрезом S_2-D ;

- установление доокладчатого надвига в бассейне р. Джангарт, по которому низы кокшаальских толщ ($S_2? - D_1$) налегают на верхнюю часть Джангартских массивов, содержащую фораминиферы P_1^1 .

Приведенный выше перечень материалов по надвиговым структурам позволяет заключить, что они имеют широкое распространение, что резко различные в формационном отношении разрезы среднего палеозоя соприкасаются здесь по пластовым надвигам, что они представляют собой тектонические покровы, что пакеты покровов уже потом смяты в крупные складки - синформы и антиформы - и нарушены секущими разрывами. Таким образом, современные материалы не укладываются в представления о блоковом строении герцинид Атбаш-Кокшаальского района.

ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

Пытаясь восстановить последовательность тектонических событий в складчатой области, естественно прежде всего рассмотреть формационную зональность геосинклинальных образований.

Наиболее древние породы, представленные в описываемом районе силурийскими, главным образом, верхнесилурийскими отло-

жениями, еще не обнаруживают четкой фацциальной зональности. Хотя среди них можно выделять две формации (черные аспидные граптолитовые сланцы и известково-терригенные брахиоподово-коралловые толщи), четкого пространственного разделения их на площади обнаружить не удается.

Резкая фацциальная зональность сложилась лишь к концу позднего силура и сохранялась вплоть до конца раннего карбона. Особенно резко фацциально зонален девон. Главные формационные типы геосинклинального комплекса сложились к среднему карбону. В современной структуре они залегают обычно друг на друге, иногда в виде экзотических массивов, и восстановить однозначно их первичное положение не удается. Мы можем установить только вертикальную последовательность тектонических покровов, каждый из которых представлен определенным формационным типом среднего палеозоя. Но и в этой последовательности остаются неясности: плохо известны соотношения чирмашского и уланского типов и даже некоторые типы (ташрабатский, например) выделяются довольно условно. Более определенно вертикальная последовательность формационных типов в современной структуре установлена для Алайского и Ферганского хребтов. Там в сводной колонке покровов можно насчитать до 11 структурных единиц, перекрывающих друг друга и образующих как бы гигантоку, падающую в общем к северу моноклинали. Самая нижняя единица в этой серии обнажается в Китчальминском куполе, самая верхняя (Майлисуйская или Канская) татует к границе Южного и Среднего Тянь-Шаня. Нами сделана попытка сопоставить типы разрезов, выделяемые в западной, центральной и восточной частях Атбаш-Кокшальского региона (табл. 2). При этом учитывался как тип разреза, так и его положение в последовательности покровов.

Оказалось, что в восточном сегменте Южного Тянь-Шаня наблюдается в общем сходная с более западными районами вертикальная последовательность залегания формационных типов геосинклинального комплекса, представленных обособленными покровами, но здесь установлены не все структурные единицы сводного Алайско-Ферганского разреза. Некоторые покровы довольно быстро выклиниваются (например, Сары-Белосская чешуя) или существенно меняются по пространству.

Т а б л и ц а 2. Положение (формационных) типов разрезов палеозоя в пакете покровов восточной части Большого Тянь-Шаня (сверху вниз)

Тект. зона	Общий признак покрова	Местные названия типов разрезов (покровов)			
		в Ферганском и (з орозах) Ал-аявском хребтах	в Ат-Баши-Туртарт-ском секторе	в Джанджера-Кок-шаальском секторе	в Сарыгазском секторе
Эпигеосинклинали	Метаморфизованный, вулк.-терригенный	Майлисуйский (Канский)	Ширитинский	Балытинский	Иныльченский
	Вулканогенный	Каразормский (Киргизатинский)	Талрабатский	Джанджерский, Чакыркурумский	Каяндынский
	1-й известняковый	Окзатпесский (Катранбашинский)	-	-	-
	Сокращенный, кремнистый	Саресуйский (Ташатинский)	?	?	-
	2-й известняковый	Баубешатинский (Алтурский)	Чирмашиный, Уланский	Уланский	Атджайлуский
	Сокращенный, кремнистый	Кугартский	Кызылсуйский	Карачукгурский, Аксайский	Ишигартский
Многоэлементальная	3-й известняковый	(Алайский)	-	Борколдойский, Сарыбелесский	Учкельский
	Сокращенный	(Аванский)	?	Ортосуйский	Учкошюнский (Акташский)
	4-й известняковый	(Кульгедесклинский)	-	-	-
	Терригенный	Ассинский	Кокшаальский		
	5-й известняковый	Кипчальминский (Савояршинский)	-	-	Джангартский

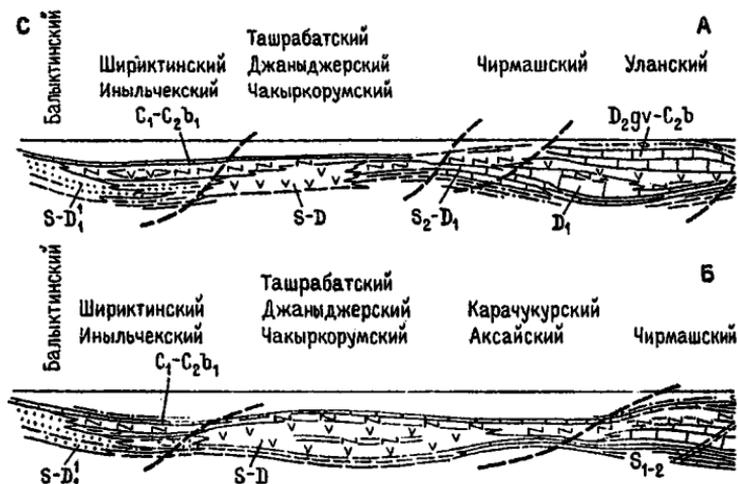
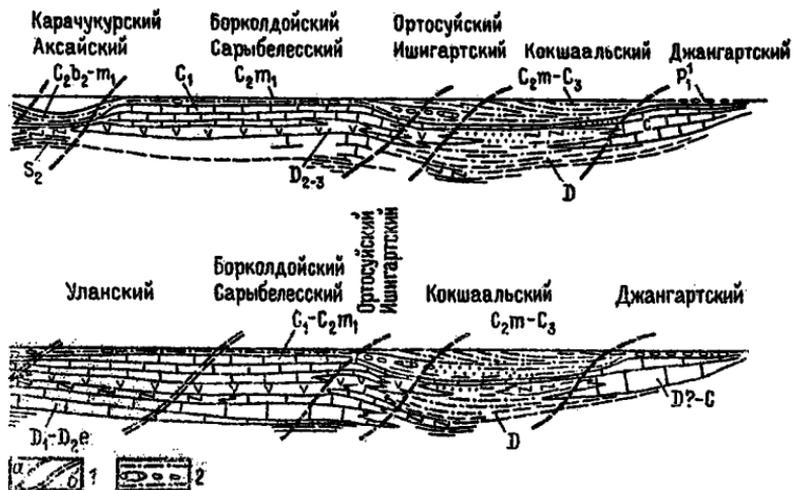


Рис. 14. Два варианта реконструкции первичной фациальной зо Тянь-Шаня (до шарьирования).

А — вариант первично разобщенных карбонатных массивов. Б — положения будущих надвигов: а — первичных, б — вторичных; 2 —

натных или вулканогенно-карбонатных отmelей (компенсированное прогибание) и впадин, сложенных кремнистыми или вулканогенно-кремнистыми отложениями (некомпенсированное прогибание). В поперечном сечении эвгеосинклинальной зоны намечается двух- или трехкратное чередование таких зон (рис. 14, А). Это — вариант, допускающий относительно небольшие покровы, но дробную фациальную зональность бассейна.

Вместе с тем возможна реконструкция о более простой палеогеографией, но более сложным двойным шарьированием (рис. 14, Б). При этом можно представить одну зону вулканогенно-кремнистого оаdкообразования с привносом терригенного материала со среднего массива, одну отmelь карбонатного накопления и достаточно широкую (кокшаальскую) зону терригенного накопления за счет сноса с Тарима с переходом к приплатформенным карбонатным оадкам Джангарта. Простая палеогеография потребует сначала крупного шарьжа сокращенных и вулканогенных разрезов на карбонатные с последующим вздвиганием пакета. В обоих случаях будет получена структура современного облика, но в первом варианте надвига должны быть одностипны, во втором же случае



нальности в восточной части герцинской геосинклинали Южного варианта первично единого карбонатного массива. *I* - места заглибоженные толщи с включением олистостромы.

Неоднозначно выглядит и сопоставление отдельных типов в пределах описываемой части Тянь-Шаня (чирмашского и уланского, например). Но некоторые из выделяемых единиц довольно хорошо выдержаны. К таким единицам относятся Уланский, Кокшаальский покровы. Эти единицы можно рассматривать в качестве маркирующих. Из возможных вариантов сопоставлений нами принят более простой, где чирмашские известняки поставлены на один структурный уровень с уланскими.

В любом варианте — и во всем Южном Тянь-Шане — в современной структуре наблюдается определенное закономерное чередование в разрезе покровов карбонатных, относительно полных, с покровами сокращенными (вулканогенно-кремнистыми, кремнистыми, кремнисто-глинисто-известняковыми). Эта закономерность позволяет думать, что и в геосинклинали бассейне, возможно, имеет место латеральное чередование с севера на юг карбонатных и сокращенных разрезов. Если последовательность покровов соответствует первичному чередованию фацialsных зон в бассейне, то следует представлять его для полноты с чередованием карбо-

следует различать первичный обширный покров и вторичные надвиги, секущие первый. Нам не удалось пока найти решающие аргументы в пользу 1-го или 2-го вариантов. За первый говорит большая амплитуда Уланского покрова, пластовый характер Борколдойского и признаки переходов карбонатных разрезов в сокращенные по простиранию (Сары-Белес и др.). За второй — налегание покровов с вулканитами не только на уланский, но и на борколдойский тип разреза, сходство Уланского и Борколдойского массивов в районе р. Тухи-Чакиркорум. И все же, несмотря на красоту второго варианта, мы склонны отдавать предпочтение первому. Слишком уж часто приходится видеть карбонатные массивы в пределах эвгеосинклинальных и лептогеосинклинальных зон (Алай, Урал, Греция и др.). Направивается даже введение нового термина ("рифтогеосинклиналь") для обозначения этого явления [Талашманов, 1981].

Происхождение первичной зональности геосинклинальных комплексов надо связывать с растяжением земной коры и возникновением асимметричных рифтоподобных структур — более сложных в первом из рассмотренных вариантов и более простых во втором. Терригенный материал в силуре-девоне поступил в геосинклинальный бассейн с двух сторон: со Срединного Тянь-Шаня (шириктинский, балыктинский, иньльчекский типы разрезов) и с Таримской платформы (кокшаальский тип). На приплатформенном Джангартском шельфе и на Чирманско-Уланских отмелях карбонатное осадкообразование успевало компенсировать погружение. Кремнисто-сланцевые формации отвечают зонам некомпенсированных прогибов (Аксайский, Карачукурский, Кенсуйский); в примыкающей к срединному массиву впадине (Ташрабатско-Джанджарско-Чакиркорумской) господствовал основной вулканизм. Было бы естественно предполагать существование в это время конседиментационных разломов сбросового характера на границах кремнистых и карбонатных разрезов и смещений раздвигового типа в вулканогенных зонах, но последующее сжатие и шарьирование не оставило нам надежды обнаружить их непосредственно в современных структурах.

Верхнепалеозойское осадкообразование было мало дифференцированным. Повсюду это флишевые, реже — конгломератовые толщи, иногда включающие олистолиты. Намечается смещение к типу флишевого прогиба во времени, хотя и неравномерное. Мощности

флишевых образований имеют тенденцию увеличиваться к югу. В Атбашинском и Иньльчешском районах каменноугольный флиш, как правило, не устанавливается. Молассовидный верхний палеозой тылового прогиба тяготеет к южной окраине Среднего Тянь-Шаня.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГЕРЦИНСКОГО СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ

В задачи тектонического анализа входит не только история геологических формаций, но и история тектонических структур. Здесь перед нами открываются две возможности:

1. Установить последовательность тектонических деформаций, т.е. наметить этапы деформаций для отдельных участков района.

2. Выявить геологический возраст этапов в различных участках и восстановить картину их развития на всей площади.

Первая задача решается путем наблюдений над признаками участия элементов одной структуры (более древней) в деформациях, созданных более молодыми нарушениями. Рассмотрев с этой точки зрения все имеющиеся материалы, можно наметить следующую последовательность возникновения основных крупных тектонических форм (мелкие и значительная часть средних здесь не рассматриваются).

1. Надвиги и шарьяжи. Мы вынуждены поставить эти структуры на первое место в ряду герцинских дислокаций, ибо не можем показать более древних нарушений. Вероятно, ранее существовали разрывы растяжения; возможно, имелись и некоторые складчатые деформации, предшествовавшие шарьированию покровов, но они могут фигурировать только в гипотетических реконструкциях. Можно сказать, что процессом шарьирования начинается герцинский тектогенез скатия. Все последующие дислокации развиваются уже на фоне в той или иной степени оформленной покровной структуры, которую можно представить себе в виде пакета полого наклоненных к северу покровов или чешуй.

2. Продольные складки общего восток-северо-восточного простирания. Это прежде всего крупные складчатые формы, в пределах которых можно видеть совместную дислокацию двух-трех, а

иногда и более покровов. Поверхности шарьяжей первого этапа участвуют в этих складках, что и определяет более поздний возраст последних. Складки второго этапа называют обычно синформами и антиформами. Существует и более точное старое их наименование: синклиналиды и антиклиналиды. К числу этих складок относятся Чирмашская антиформа, Джанджерская синформа и др.

Как процесс шарьяживания, так и крупные складки второго этапа сопровождалось образованием менее крупных продольных складок.

3. Диагональные складки запад-северо-западного или субширотного простирания деформируют осевые поверхности складок второго этапа, образуя рисунок горизонтальной "сигмоиды" или флексуры. Это хорошо видно на примере изогнутия осевой линии Чакиркорумского синклиналида. На крыльях складок второго этапа эти деформации создают гемисинформы и гемiantiформы, находящие на карте выражение в рисунке резких левых (S-образных) изгибов простираний пород.

Интенсивность складок третьего этапа нарастает к югу от Среднего Тянь-Шаня, как если бы причина их возникновения лежала в смещении Тарима к востоку. С возникновением этих складок связаны некоторые разрывы северо-западного направления и переориентировки более ранних структур. Вероятна их возрастная связь с гранитоидными батолитами.

4. Продольные разломы восток-северо-восточного простирания (Атбаш-Иньчешский и др.) секут гемискладки и сами в их изгибах не участвуют. Местами характеризуются северным, местами — южным движением масс; по ним можно подозревать односторонние смещения. Разломы позднегерцинские, иногда обновлены новейшими движениями.

5. Диагональные северо-западные и северо-восточные разрывы одностороннего характера (Талас-Берганский и др.). Смещают продольные разрывы четвертого этапа, сами деформаций практически не испытывают. Вертикальн, прямолнейны. Часто обновлены новейшими движениями.

Наложением перечисленных этапов деформаций можно объяснить всю современную структуру рассматриваемого сектора Казань-

го Тянь-Шаня. Указанная последовательность деформаций довольно типична для многих складчатых областей. В общем виде она объясняется облизанием срединного массива и платформы. При этом сначала раздавливается и шарьруется эвгеосинклиналиальная зона как более "мягкая", позднее, при соприкосновении более жестких масс и увеличении мощности коры появляются смещения (выдавливание) по простиранию и околы в диагональных направлениях.

Если мы попытаемся оценить геологический возраст перечисленных этапов деформации, то убедимся, что они могут перекрывать друг друга во времени. Особенно растянуты во времени первый и последний этапы. Действительно, надвиги начинают формироваться на севере в башкирском веке и завершаются на юге в ранней перми. А верхнекаменноугольные конгломераты срезают свод Испатауской антиформы (Ферганский хребет), что заставляет думать о том, что она уже была сформирована, когда надвиги первого этапа еще не закончились. Правда, это далеко отстоящие районы; в описываемом сегменте нет таких примеров, но допущение формирования продольных складок в тылу еще идущего фронта шарьирования вполне логично.

Альпийская активизация, идущая также за счет субмеридионального сжатия, обновляет некоторые поздние разломы герцинского цикла.

Приведенное ниже описание тектонических структур района будет дано в соответствии с перечисленными этапами их образования.

Первый этап герцинских деформаций: надвиги и шарьяжи (тектонические чешуи и покровы)

Можно различать надвиги 1-го порядка, разделяющие формационные типы разрезов (покровы), и надвиги 2-го порядка, создающие тектонические чешуи в пределах однотипных разрезов. Будем называть крупные надвиги по географическому названию формационного типа разрезов, лежащего выше поверхности скольжения, используя также названия, данные этим разрывам ранее. Описание начнем с верхних покровов, объединив их в первую группу. В центральном районе это Балдытинский покров, на западе - Атбешинский и Ширитинский, на востоке - Иньльчекский.

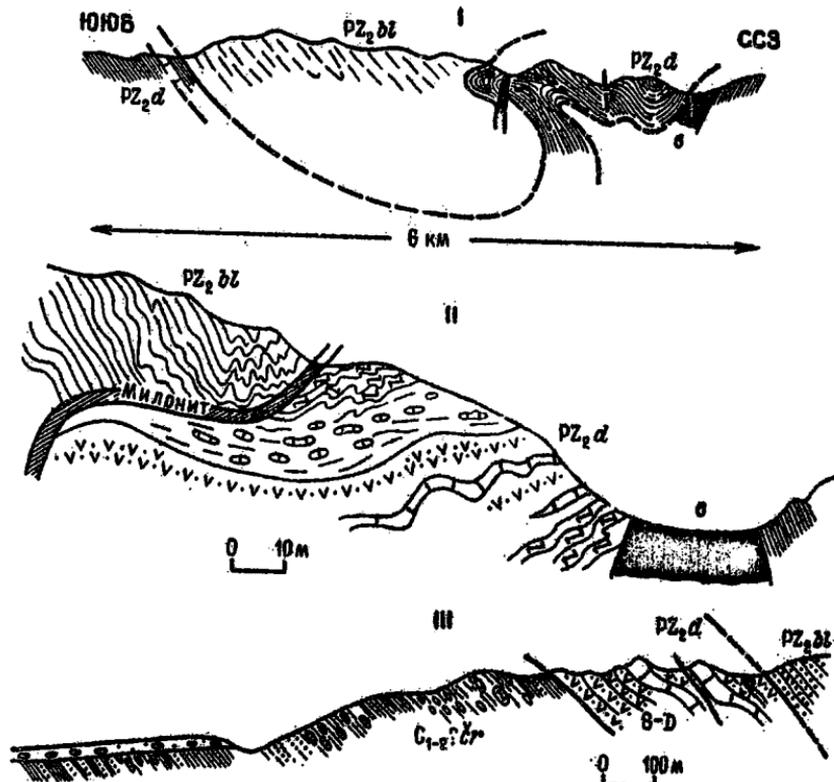


Рис.15. Геологические разрезы Балытинского ($PZ_2 bl$) покрова (I) и его северного (II) и южного (III) надвиговых контактов с нижележащим Днепропетровским покровом ($PZ_2 d$) в центральной части Днепропетровского хребта, на левобережье р.Чарташ.

Балытинский надвиг — отчетливо устанавливается в районе восточного центриллиального замыкания Балытинского покрова, налегающего почти согласно на вулканогенно-осадочные породы днепропетровского типа (рис.15, I). В верхней части этих толщ (на правом борту Чарташ-оая) А.Е.Довжиков находил микрофауну нижнего карбона. В основании балытинских песчаников фиксируется милонит малой мощности (0,2–1 м). В нижней части балытинские голубовато-серые песчаники брекчированы, содержат много квар-

цевых прожилков, иногда также раздробленных и превращенных в полукатанные куки кварца. Поверхность скольжения легко обнаружить по налетанию однородных зеленосланцевых толщ на нематомрифизованные темно-серые сланцы. В последних близ контакта прослеживается горизонт известняков, в котором удавалось найти силурийско-раннедевонские органические остатки. Граница резкая, иногда в милоните присутствует растертый серпентинит красноватого цвета. В верховьях Чараташ-оая книжный контакт балыктинских песчаников падает к северу под углом около 60° , поверхность скольжения почти оогласная с подотылающими породами. Северный контакт с характерным серпентинитовым милонитом до 4 м мощностью в основании сложно помят, иногда запрокинут (рис. 15, П). Здесь он срезает пласты как выше-, так и нижележащих пород, издали не просматривается.

В истоках Кенсу (южной) надвиг почти параллелен слоям подотылающих пород и срезает под малым углом пласты балыктинских песчаников, но местами пологий контакт сечет и те и другие толщи. Картина осложняется посленадвиговыми крутыми разрывами.

На книжном контакте Балыктинского покрова фиксируется крутопадающий к северу надвиг. В лежачем его боку зафиксировано присутствие силурийско-раннедевонских пород джанджерового типа. Наличие раннекаменноугольных туфопесчаников и кремней в этом типе разрыва фаунотически доказано западнее пер. Балыкты.

Северный контакт Балыктинского покрова в низовьях Джиланачсы имеет книжное падение, западнее преобладают вертикальные или запрокинутые его положения с падением к северу, осложненные секущими разрывами и серпентинитовыми телами. В общем Балыктинский покров представляется в виде экзотического массива, залегающего в ядре синформы с возмущающимся к востоку шарниром.

Внутренняя структура покрова более сложная, чем подосекающая его поверхность, и несет следы книжного движения поверхностных масс. Здесь намечаются складки и чешуя (надвиги 2-го порядка), расчлененная которых затруднена отсутствием маркирующих горизонтов.

Возраст пород балыктинской свиты остается проблематичным. Однообразный песчаниково-сланцевый состав, заметный (зелено-

сланцевый) метаморфизм, несколько ослабевающий в южном направлении, отсутствие фаунистических остатков и, наконец, находка Л.А.Эктовой и Г.Л.Бельговским скудных растительных остатков (?) девонского возраста близ пер.Орто-Кашкасу — вот показатели, позволяющие предполагать в них присутствие девонок и более древних пород. Вероятно, балхтинские песчаники располагались у южного подножия каледонского массива Среднего Тянь-Шаня и были затем надвинуты на эвгеосинклинальные толщи Джанджерского типа разрезов. Е.В.Христов отмечал присутствие в балхтинском аллохтоне вулканогенных образований. Первично породы балхтинской серии должны были залегать, по-видимому, севернее Уланского хребта между Шириктинской и Джанджерской фаціальными зонами и могли представлять самостоятельный тип разреза континентального подножия.

В хр.Торугарт по литологическим признакам мы выделяем фрагмент Балхтинского покрова, представленный верхней частью "торугартской свиты", описанной В.Д.Брежневым и Ж.А.Некрасовой [1970,б] в качестве верхнепалеозойских отложений. Нам не удалось изучить те удивительные известняковые брекчии со смешанной фауной, которые описывают указанные авторы, но то, что можно было видеть в бассейне Мустыра, объяснимо как сочетание двух типов разрезов: голубоватых туфопесчаников балхтинского типа — с одной стороны, и темных туфопесчаников и кремнистых сланцев, соответствующих верхней части Джанджерских толщ с другой. Первые залегали в мульде синформы, сильно сматой нарушенной разрывами, вторые слагали ее крылья. Брекчии со смешанной фауной могут представлять олистограмму, обычно сопровождающую шарьясообразование. Голубоватые туфопесчаники балхтинского типа можно видеть и на левобережье р.Кзылыюу при входе ее во впадину.

Шириктинский надвиг, по которому вулканогенно-терригенные толщи шириктинского типа разрезов в Атбашском хребте налегают на разновозрастные толщи существенно карбонатного чирмашского типа, а местами — на туфо-кремнисто-сланцевые толщи ташкентского типа, изучен еще слабо. В левых истоках р. Бурчехо (рис.16) при пологом северо-восточном падении на известняково-кремнистые отложения верхней части чирмашского разреза, слан-

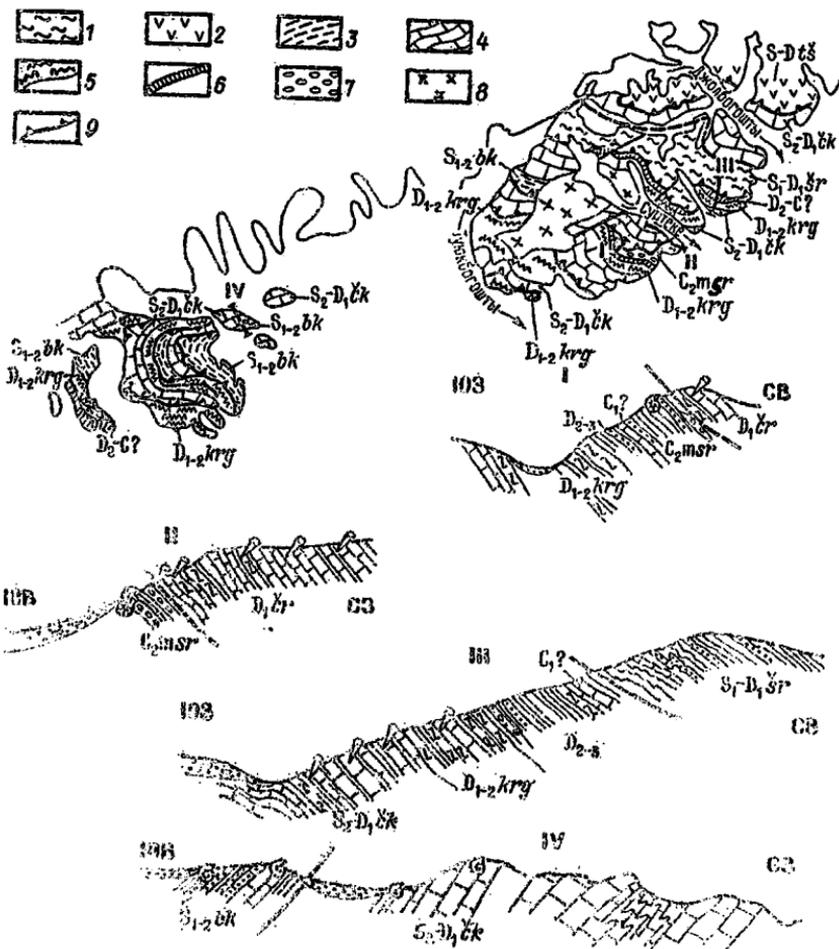


Рис. 13. Геологическая схема восточной части Актюбинского полуострова в масштабе Коммунарты-Долобогомы и увеличен к ней.

1 - вулканитские сланцы, 2 - тапчаратские пудраниты, 3 - известняки, песчаники, известняки (Белькарасульская свита), 4 - известняки, 5 - каратауские известняки, 6 - известняки, сланцы D₂-C?, 7 - буржанинские сланцы и полимератомы, 8 - глины буржанинского массива, известняки.

рактированные тентакулитами (D_{1-2}), налегают филлиты, известняки и кремни, в которых можно предполагать еще более высокие части чирмашского разреза. Выше залегают надвинутые известковистые сланцы шириктиной свиты (S_2-D), отличающиеся плитчатостью и более высоким метаморфизмом (рис.16, III). В нижележащих чешуях, повторяющих верхнюю часть чирмашского разреза, присутствует фаунистически охарактеризованный московский яруо среднего карбона (терригенная суртекинская свита, рис.16, II). Проследить Шириктинский надвиг на запад довольно трудно. Он следует близ осевой зоны Атбашинского хребта, в верховьях Кошкараташа переходя на его северный склон. По-видимому, шириктинский надвиг здесь срезал полностью Ташрабатский покров (если в этом не виновны более поздние взбросы).

Аналогом Шириктинского надвига в южном крыле Чирмашской антиформы можно считать надвиг, проходящий по долине р.Зап.Карасу (см.рис.25). Здесь наблюдается последовательность паданий к югу покровов: известняковый, вулканогенный, терригенно-карбонатный. Последний, слагающий левобережье Карасу и верховья р.Каратай, может быть сопоставлен с Шириктинским покровом, налегающим здесь на карасуйские эффузивы, соответствующие ташрабатским. Поверхность надвига обнажена только севернее пер. Карасу, где ей сопутствует линзовидное тело гипербазитов. Наличие силурийской фауны в шириктиной свите и среднедевонской фауны под эффузивами, а также возрастание метаморфизма вверх по разрезу определяют покровный характер структур. Вулканогенная толща здесь фаунистической характеристики не получила. В синформной структуре междуречья Карасу-Тепши наблюдаются две тектонические пластины с разрезами, близкими к шириктинским, в которых метаморфизм усиливается вверх. Сходная ситуация была изображена в 1976 г. Е.В.Христовым.

Наличие Шириктинского покрова в массиве Тигерек предполагали Е.В.Христов и М.П.Христова. Действительно, здесь на вулканогенную толщу, похожую на ташрабатскую и содержащую тентакулиты девона, надвинуты песчаники и сланцы с прослойками известняков, в которых встречены мораллы силура. Сходство с шириктинским типом разреза дополняет существенно терригенная толща с фауной девона, налегающая на шириктинскую свиту. Надвиг

хорошо обнажен на правобережье Айгыр-Булака. Странно, что Ширитинский покров, обычно являющийся самым верхним, в Тигерекском массиве и на р. Карасу сам перекрыт по надвигу известняковым массивом S_2-D . Такие соотношения могут найти объяснение либо в гипотезе ретрошарьяжа с ига (для известнякового массива), либо же в некотором сходстве разрезов ширитинского и карачукурского типов.

На северном склоне хр. Атабаши в северном крыле Ширитинской синформы олюрийские сланцы одноименной серии надвинуты на вулканогенно-кремнистую тапратокую серию (S_2-D), здесь, к сожалению, фаунистически не охарактеризованную.

Если верно представление, развиваемое геологами, ведущими детальные съемки в Атабашином хребте, о сходстве позиции атабашинской и ширитинской свит, то к верхним покровам Южного Тянь-Шаня нужно отнести и Атабашинский покров. Его южный контакт с чанокими или тапратокими толщами тогда надо рассматривать как надвиг. Естественно было бы в таком случае искать в нем синклиналичную структуру или опрокинутую к северу моноклинали. Вариант экзотического залегания атабашинских пород в ядре синформы разрабатывается в последнее время Е.В. Христовым и М.П. Христовой [1978]. Пластовый характер надвига атабашинских гнейсов на фаунистически охарактеризованные породы чанокских толщ или на тапратокские эффузивы и последующие явления зеленосланцевого метаморфизма объясняют трудности отложения этого разрыва в поле.

В восточной части описываемой области самое верхнее структурное положение занимает Иныльчекский покров. Он занимает осевую часть синформы среднего течения р. Каянды (рис. 17, 18) и сложен мощной (до 1,5 тыс. м) толщей, в которой преобладают зеленые сланцы с прослоями известняков. Стратиграфический объем покрова охватывает разрез от дальнянского до куньянского горизонта включительно. Более высокие части не сохранились. Этот покров налетает почти ортогонально на вулканогенную толщу (куньянский тип разреза), в верхней части которой в долине Теке-сай установлено присутствие среднедевонских образований (см. рис. 18), а в ур. Уччат даже фаменских вулканитов.

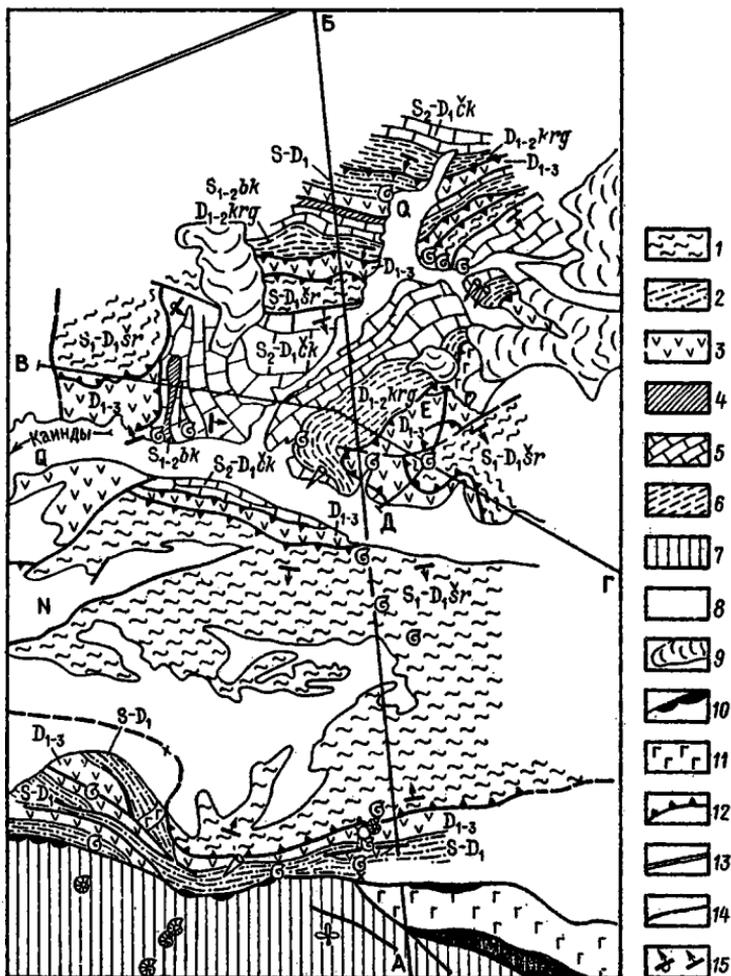


Рис.17. Геологическая схема среднего течения р.Кайнды (участки хребтов Иньальчекского и Кайндынского).

1 - шириктинские сланцы (верхний тектонический покров); 2, 3 - разрез кайндынского типа (2-й сверху покров): 2 - сланцевая толща, 3 - вулканогенная; 4-6 - разрез атдайялуского типа (3-й сверху покров): 4 - белькараууйские сланцы, 5 - чакташские известняки, 6 - карагирские сланцы; 7 - разрез кокшаальского типа; 8 - неогеновые и четвертичные отложения; 9 - ледники; 10 - серпентиниты; 11 - габброиды; 12 - надвиги; 13 - Атоаши-Иньальчекский разлом; 14 - прочие разрывы; 15 - элементы залегания.

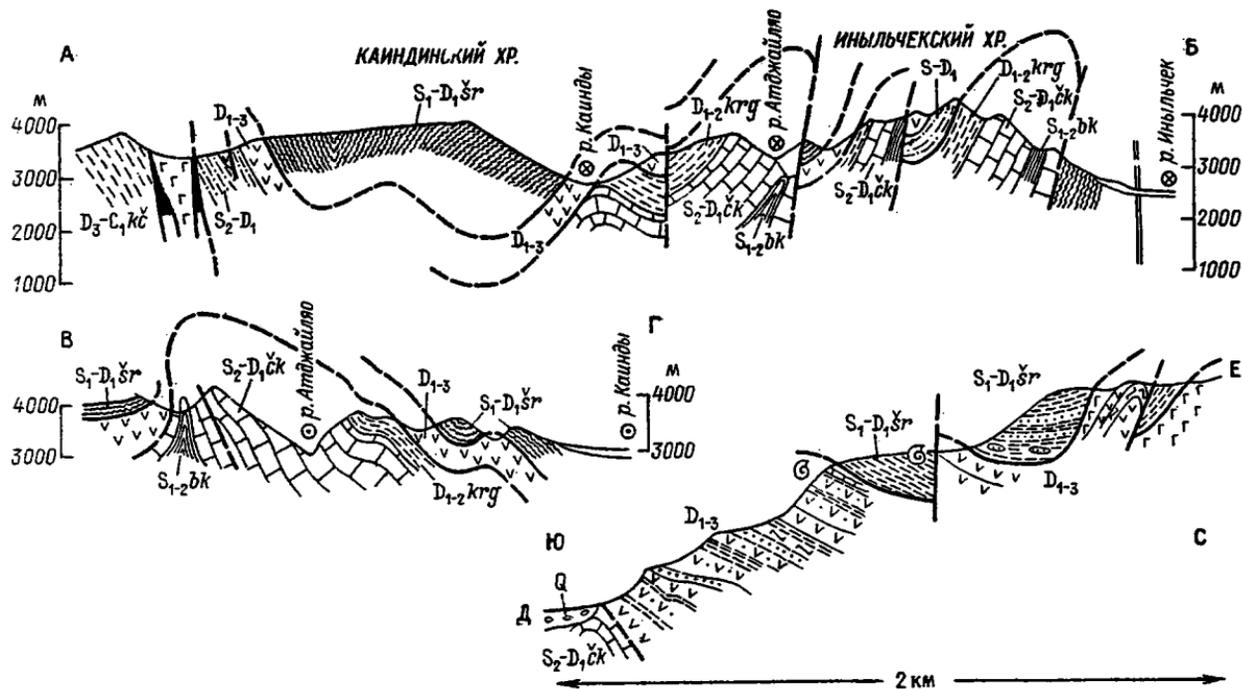


Рис.18. Геологические разрезы в средней части бассейна р.Каинды (расположение профилей см. на рис.17). Надвиг шириктинской свиты ($S_1-D_1, \check{S}r$) на каиндинские вулканиты (профиль ДЕ показан в укрупненном масштабе).

Итак, верхние покровы описываемой области (Балытинский, Ширкитинский, Инильчекский) обладают некоторыми общими чертами:

- имеют терригенный состав с появлением местами прослоев коралловых известняков;

- в них хорошо представлена нижняя (силурийско-раннедевонская) часть разреза геосинклинального комплекса, местами (верховья р. Дженгше) сохранились и более молодые, вплоть до U_{1-2} , отложения, но не исключено присутствие и более древних пород;

- отличаются несколько повышенным метаморфизмом пород;

- налегают обычно на разрезы вулканогенного типа, реже - на низележащие карбонатные массивы;

- к подошве верхних покровов местами приурочены мелкие пластовые тела серпентинитов.

Указанные черты присущи верхним покровам и другим сегментам Южного Тянь-Шаня: Майлисуйскому (Ферганский и Атойнакский хребты), Каноному (Алайский хребет) и Маджерумскому (хр. Нурагау).

Второй группой покровов являются покровы, сложенные вулканогенными толщами. К ним относятся: Джанджерский, Чакир-румский, Ташрабатский и Каяндиюкий.

Джанджерский покров обнажен на крыльях и на восточной центриклинали одноименной синформы. Он налегает на существенно известняковые толщи уланского типа разреза и перекрывается Балытинскими песчаниками. Строение покрова сложное. На южном склоне Джанджерского хребта он состоит из трех крупных тектонических пластин, несколько отличающихся по характеру разреза (рис. 19). Нижняя пластина (кайнарская) сложена вулканогенно-осадочной толщей девона, иногда присутствует маломощный известняково-кремнистый нижний карбон и конгломераты среднего карбона. Эта пластина надвинута и иту по субгоризонтальному нальвигу на нижнекаменноугольные известняки и травертины Арасанских гор. Общее падение пород - северное.

Средняя тектоническая пластина (кенсуйская) сложена сокращенным разрезом среднего палеозоя, в котором девонские вулканиты либо маломощны (правобережье Балыты-Южной, рис. 13, III), либо отсутствуют или замещаются кремнистыми сланцами (ле-

вобережье южной Кенсу, см.рис. 21, Ш). Эта пластинка в западной части Джанджерского хребта налегает на конгломераты S_2 или известняки S_1 нижней пластины, а в среднем течении р.Кенсу — непосредственно на флишеидные толщи или олистоострому, венчающую разрез уланского типа.

Верхняя пластинка Джанджерского покрова вновь представлена мощными вулканогенно-осадочными толщами. В верхней части этой пластины лежат буднировые темные туфо-песчаники и сланцы с олистоплаками, а возможно, и тонкими тектоническими пластинами силурийско-девонских известняков (рис.15,Ш). Карбоновый возраст туфо-песчаников пока не доказан.

На восточной центриклинали Джанджерской синформы (рис.20) вулканогенно-осадочный тектонический покров до последнего времени относили к среднему карбону, нормально залегающему на

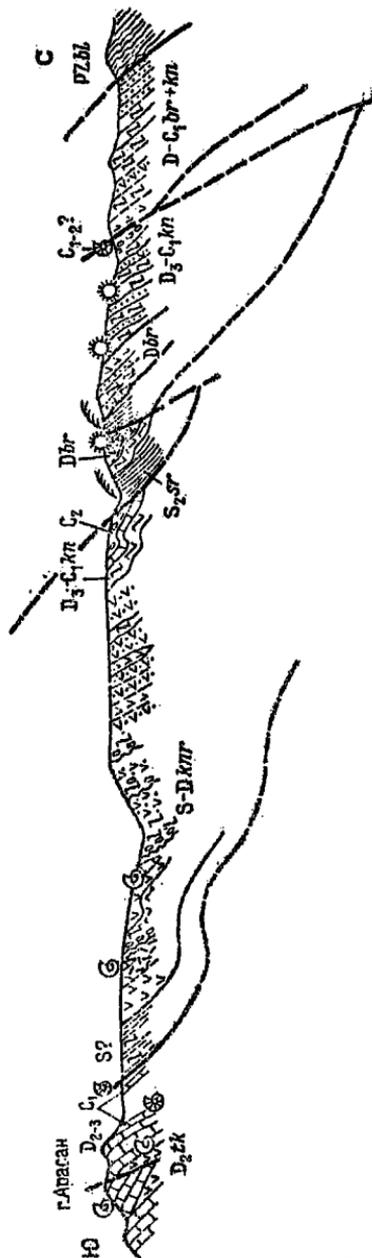


Рис.19. Геологический разрез Джанджерского хребта от гор Арасан до р.Сер.Белгити по правобережью р.Кайвар. Виден вулканогенный Джанджерский тектонический покров, наложенный на известняки уланского типа на юге в г.Арасан и перекрытый Балыктинским покровом на севере. В составе Джанджерского покрова различаются эффузивный разрез (нижня тектоническая чешуя) и туфо-кремнистый разрез PZ (2 верхних тектонических чешуи).

карбонатных толщах уланского типа разрезов. Но придется признать экзотическое положение этих образований, ибо между ними и лежащими ниже известняками нижнего карбона в долине Чонтора А.В.Яговкиным обнаружены граптолитовые сланцы сидура (см. рис.20;21, П). Подошва Джанджерского покрова имеет сложное строение, так как содержит местами тонкую пластину известняков и кремней D_3 (?), налегающую на гравелит C_2 кровли Уланских массивов. Не вполне ясно и положение среднекарбонных (?) туфо-конгломератов, обнажающихся на правом берегу Джанджера против устья Кену (автохтонны они или принадлежат нижней пластине?). В разрезе аллохтона на левобережье Джанджера значительная роль принадлежит кремнистым сланцам, лежащим как ниже вулканитов (верхнесилурийские кремни), так и выше их (девонско-нижнекаменноугольные). Местами аллохтонные толщи срезаются подстилающей поверхностью, но в целом они, как и автохтон, обнаруживают общее синклинальное строение.

В северном крыле Джанджерской синформы описываемый покров прослеживается вдоль долины р.Джанджер, но наблюдать надвиг, лежащий в его основании, можно только против устья Арчалюая, где видно погружение каменноугольных известняков под вулканогенно-осадочный девон джанджерского типа. Позднерцинский взброс срезает на правобережье Джанджера ранний надвиг.

Сравнительно небольшие выходы вулканогенно-кремнисто-сланцевых толщ джанджерского типа разреза установлены в ядре Бозойской синформы. Здесь они тектонически налегают на известняково-терригенную толщу C_{T-2} , венчающую разрез известня-

Рис.20. Геологическая схема восточного замыкания Джанджерской синформы.

1 - конгломераты неогена; 2-12 - стратиграфические единицы в разрезах различных типов: 2-4 - вулканогенного джанджерского (здесь 1-й сверху покров) (2 - кенсуйские кремни, 3 - сересуйские сланцы, 4 - кайнарские вулканиты); 5-9 - вулканогенно-карбонатного уланского (здесь 2-й сверху покров) (5 - флиш, 6 - баубашатинские известняки, 7 - текелиторские эффузивы, 8 - исфанжайляуские известняки, 9 - карачукурские сланцы); 10-12 - дептогеосинклинального кремнисто-сланцевого карачукурского (здесь - нижний покров) (10 - толубайский флиш, 11 - караджилгинские известняки, 12 - караджилгинские кремни и эффузивы). 13 - надвиги. 14 - прочие разломы. 15 - элементы залегания.

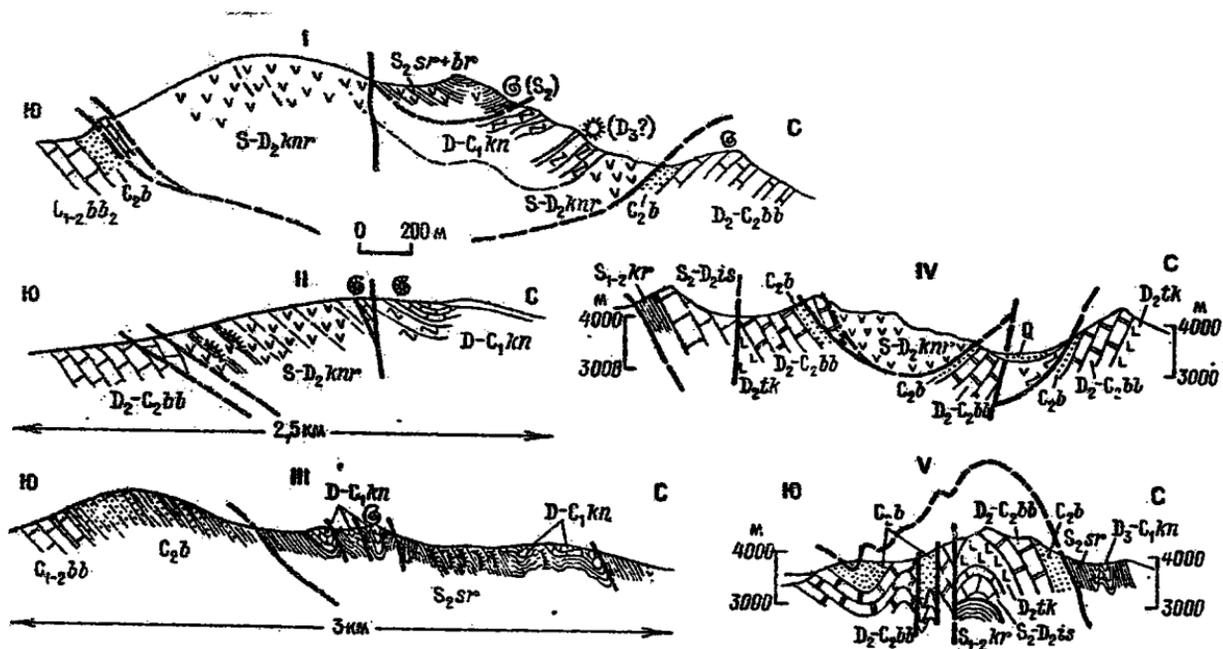


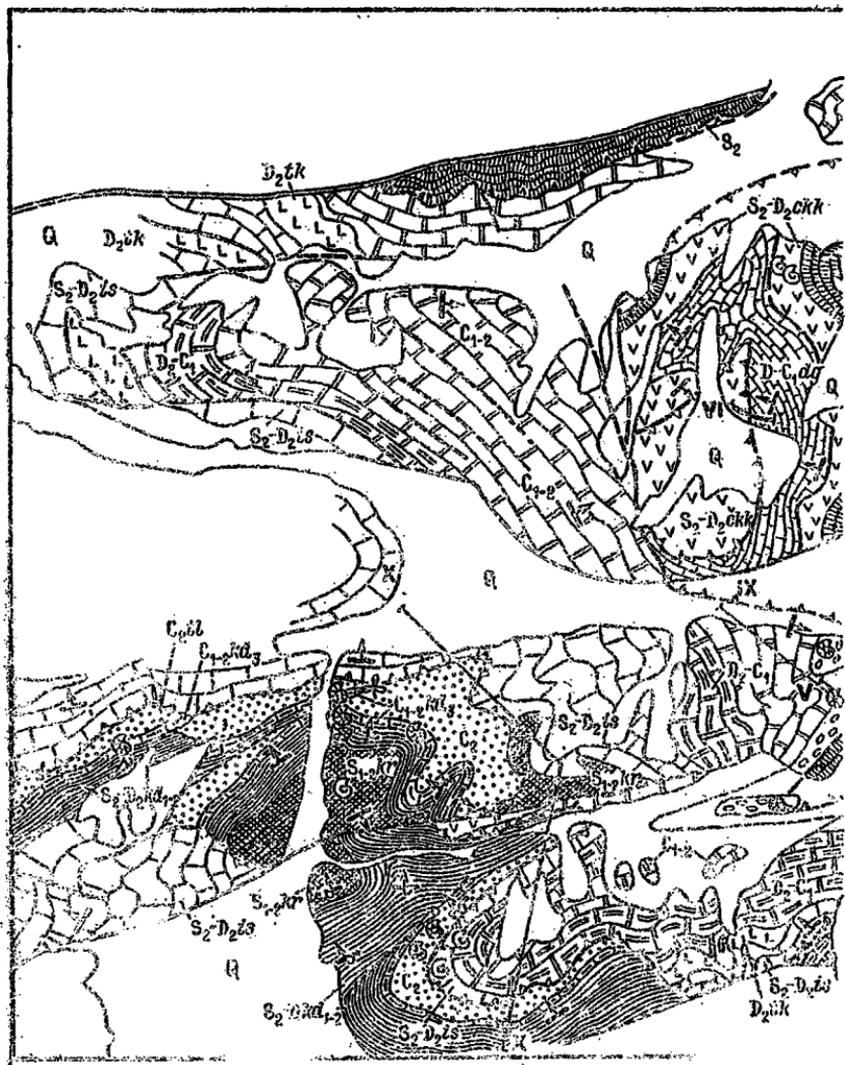
Рис. 21. Геологические разрезы междуречья Музбулака и Чонтора (Джанджарский хребт) (I, IV), левобережья Чонтора (II) и левобережья Кессу-эжной (III, V) (расположение профилей см. на рис. 20).

кового массива Кокгия, и содержат разнообразную фауну. С их выходы ограничены падающим на север надвигом (продолжение джанджерского шарьяжа), с севера — секущим посленадвиговым разломом. Экзотическое положение этого массива свидетельствует о значительном распространении Джанджерского покрова. Западное его продолжение — это девонские вулканиты с перекрывающими их известково-кремнистыми и флишевыми отложениями S_{1-2} в массиве Там-Елю. Они образуют здесь три тектонические пластины. Выше залегают еще две пластины, сложенные вулканомитовыми песчаниками, сланцам и конгломератами с галькой известняков силура. Аналоги этих пород в северных предгорьях хр. Туругарт — нижняя часть "туругартской свиты", выделяемой В.Д.Брежневым и Л.А.Некрасовой [1970б].

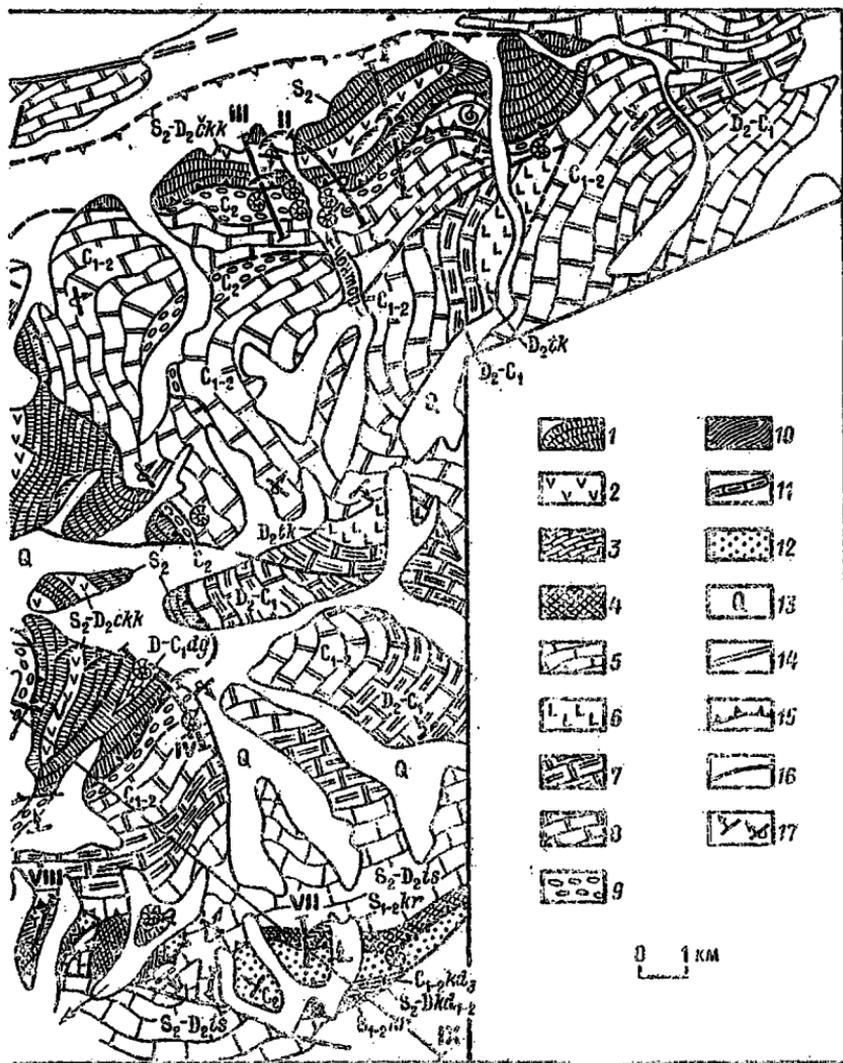
Чакиркорумский покров вулканогенно-осадочных отложений среднего палеозоя ($S_2 - C_1$), как и Джанджерский, залегает на среднекаменноугольных песчаниках и конгломератах, венчающих разрез уланских карбонатных массивов. Подобно Джанджерскому покрову, он лежит в ядре синформы (рис.22;23), но Чакиркорумская синформа сильнее пережата, так что поверхность Чакиркорумского шарьяжа часто поставлена вертикально, а то и запрокинута, в результате чего среднекаменноугольные конгломераты в перевернутом виде налегают на силур. Сколько ошибок в геологии Южного Тянь-Шаня связано с этими весьма распространенными структурными соотношениями! Но надо отдать должное нашим предшественникам, они правильно поняли синклиналиную природу Чакиркорумской структуры и отнесли вулканогенно-осадочные толщи, лежащие в осевой ее зоне, к... среднему карбону. Первые граптолиты в этом "среднем карбоне" были найдены Б.П.Распоповым. Теперь мы уже знаем, что здесь присутствует целый разрез среднего палеозоя, близкий к джанджерскому.

Поверхность Чакиркорумского шарьяжа наблюдалась в бассейне Чакиркорума и Джагалмая. Повсеместно ее природа документируется палеонтологически по налеганию граптолитовых сланцев на грубый флиш с фораминиферами S_2 (рис.23, 1-У). Картину осложняют тонкие тектонические пластины у поверхности скольжения и посленадвиговые взбросы.

Сам Чакиркорумский покров состоит из двух тектонических



Подпись к рисунку



СМ. на с. 124.

пластин, верхняя из которых, занимающая водораздел Джагалмай - Чакиркорум, сложена главным образом кремнистыми сланцами и выделяется предположительно. Разрез Чакиркорумского покрова ($S_2 - C_1$), содержащий лишь незначительные пачки тонкослоистых известняков, настолько отличается от подстилающих его, но одно-возрастных многокилометровых толщ массивных известняков уланского типа, что геологу, видевшему их, трудно представить, что они могли образоваться близко друг от друга. Между ними, кажется, нет ничего общего! Невольно возникает мысль о значительности горизонтальных перемещений, которые создали их современные соотношения.

Ташрабатский покров, выделяемый в западной части описываемой области, обоснован значительно слабее, так как намечаемая в его пределах стратиграфия получила пока крайне скудное палеонтологическое обоснование. К этому покрову мы относим вулканогенно-осадочные толщи, налегающие на известняки Чакоской гряды, карасуйские вулканиты, налегающие на Чирмашский карбонатный массив, и, с некоторыми оговорками, кремнисто-туфовую толщу Тигерекского массива. Во всех этих районах отсутствуют прямые биостратиграфические данные, доказывающие принадлежность вулканогенных толщ к самостоятельной тектонической пластине. Может быть поставлен вопрос о нормальном положении карасуйских вулканитов в кровле чирмашского разреза; уже рассматривался вариант залегания вулканогенно-осадочной серии в долине Ташрабата под чакскими известняками (в этом случае они

Рис. 22. Геологическая схема западной окраины Боркюдойского хребта (район Чакиркорумской синформы и Карачукурской антиформы).

1-12 - стратиграфические единицы разрезов различных типов: 1-3 - вулканогенного чакиркорумского (здесь 1-й сверху тектонический покров) (1 - сланцы верхнего силура, 2 - чакиркорумская вулканогенно-кремнистая толща, 3 - джагалмайские известняки); 4-9 - вулканогенно-карбонатного уланского (здесь 2-й сверху покров) (4 - карачукурские сланцы, 5 - исфанджайлуские известняки, 6 - текелиторские эффузивы, 7, 8 - баубашатинская известняковая серия: 7 - нижняя, 8 - верхняя часть; 9 - флиш); 10-12 - дептогеосинклинального, кремнисто-сланцевого карачукурского (здесь - нижний покров) (10 - нижняя и средняя части караджилгинской серии - сланцы, 11 - верхняя часть караджилгинской серии - известняки, 12 - толубайский флиш); 13 - четвертичные наносы, 14 - Атбаш-Иньльчекский разлом, 15 - налвиги, 16 - прочие разломы; 17 - элементы залегания.

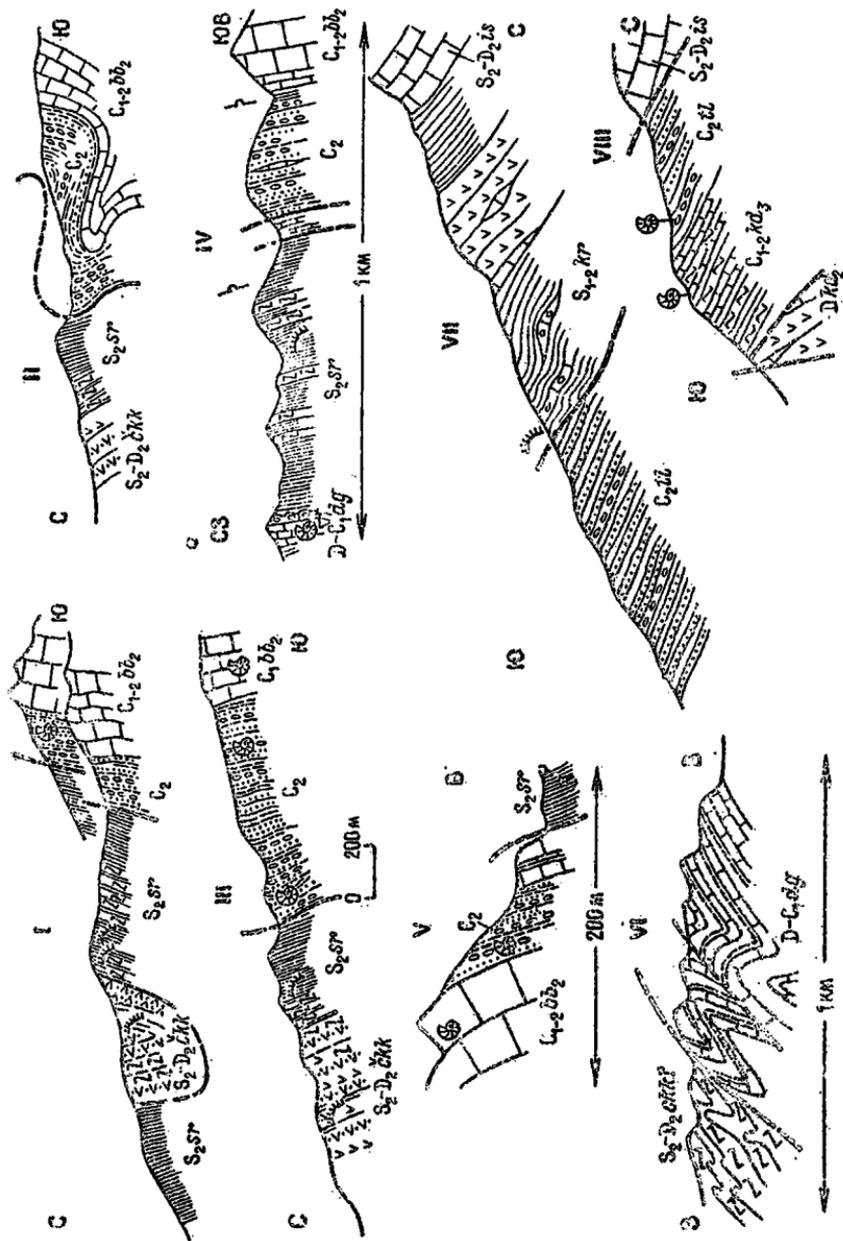
должны иметь силурийский или более древний возраст). Гипотеза о самостоятельном Ташрабатском покрове возникает только при рассмотрении всех материалов и попытке найти общее решение, определяющее позицию рассматриваемых толщ.

На востоке и северо-западе Атбашинского хребта детальными съемками установлена связь ташрабатской серии с чакскими известняками, причем контакты между ними — повсеместно тектонические, срезающие различные толщи ташрабатской серии.

В восточной части Атбашинского хребта закартировано залегание ташрабатской серии в мульде синформы, на крыльях которой выступают чешуи чакских известняков (В.И.Рубцов, А.Г.Конюхов, М.П.Христова). Такому соотношению не противоречат и выходы вулканитов на крыльях Чакской антиклинали в районе Дженишке-Ташрабат. Вместе с тем в чакташской серии найдены как силурийские, так и кунжакокие кораллы, тогда как в ташрабатской — единичные экземпляры силурийских форм. Если учесть также, что в туфках северного склона Тигерекского массива (очень похожих на ташрабатские) встречены тентакулиты девона, то трудно будет предложить другое решение, кроме признания Ташрабатского покрова, сложенного самостоятельным типом разреза и надвинутого на существенно карбонатные толщи среднего палеозоя. Сходство этих соотношений с соотношениями джанцджерского и уланского типов разреза делает данное предположение еще более вероятным.

Особенностью Ташрабатского надвига в Атбашинском хребте является его почти согласное положение по отношению к пластам нижележащих пород и более сложная дислоцированность налегающей вулканогенно-осадочной серии. На южном склоне Чирмашского массива вулканиты Карау надвинуты то на среднедевонские песчаники, то на нижнедевонские или даже силурийские известняки (рис. 25). На северном склоне Тигерека надвиг ташрабатской (?) серии почти согласный и документируется (по данным Е.В.Христовой и М.П.Христовой) пластовыми телами гипербазитов. Внутренняя структура ташрабатской серии в Тигереке, по данным тех же исследователей, включает серию тектонических пластин. Все надвиги здесь пологие и даже в пределах эрозионного вреза амплитуда главного надвига превышает 4 км.

Кайндинский покров, выделяемый в бассейне р.Сарыджаз, подобен Ташрабатскому. Он сложен вулканогенно-осадочными (сущест-



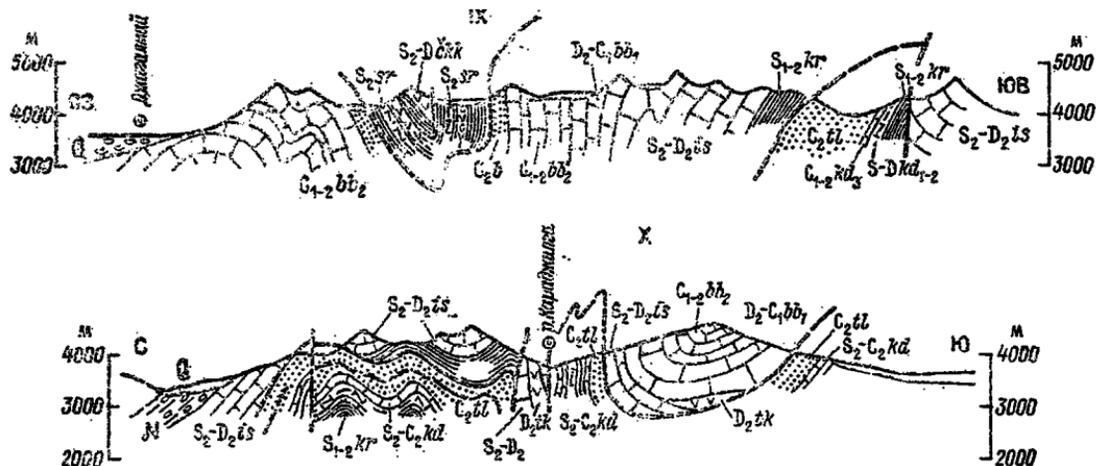


Рис. 23. Геологические разрезы в районе оттока Уланского и Борколдойского хребтов (расположение профилей см. на рис. 22).

I-У - надыг Чакригорумского покрова на Уланойда; VI - чешуи внутри Чакригорумского покрова; VII-VIII - надыг Уланского покрова на Карацукурской в потоках Котургуна. Разрез IX пересекает Чакригорумскую синформу и Котургунскую антиформу; X - Карацукурскую антиформу и Чакригорумскую синформу.

венно лавовыми) толщами каиндинского типа разрезов. Налегает на преимущественно карбонатные толщи атджайлуцкого типа разрезов. Самостоятельность типа и надвиговые его соотношения с нижележащим определяются присутствием тентакулитов D_1 ниже подошвы вулканогенных толщ и кораллов иффаринского горизонта в самих этих толщах (рис.17). На правобережье р.Каинды этот надвиг был закартирован В.А.Иорданом и В.Н.Глубоковских как согласная поверхность, полого наклоненная к юго-востоку.

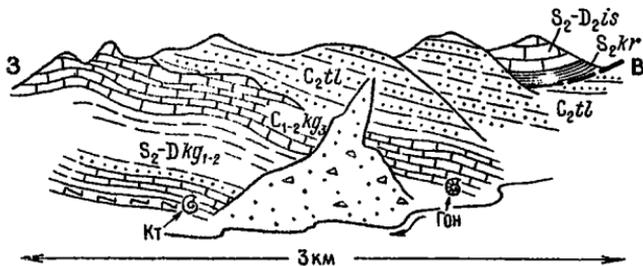


Рис.24. Надвиг Уланского покрова на Карачуккурский на правобережье р.Карачуккур (условные обозначения см. на рис.2).

Существенно вулканогенная толща, которая образует Каиндинский покров, прослеживается в западном направлении по левобережью р.Учкель. Здесь она также налегает со следами тектонического скольжения то на пачку кремней с тентакулитами, венчающих известняки атджайлуцкого типа, то непосредственно на эти известняки. Еще западнее, на южном склоне хр.Акшийрак, вулканиты и подстилающие их сланцы с известняками образуют несколько надвинутых к югу чешуй, прослоены серпентинитами и напоминают местами офиолитовый меланж.

Итак, второй (считая сверху) тектонический покров, развитый в различных районах описываемой области, имеет ряд общих черт:

- представлен вулканогенно-осадочными породами, часто содержащими радиоляриты. Вулканиты характеризуются преобладанием основных разностей;

- тектонически налегает на существенно карбонатные толщи

среднего палеозоя и перекрывается существенно терригенными толщами того же возраста;

- внутренняя структура покрова сложна, часто он составлен из нескольких тектонических пластин второго порядка;

- в северных (Атбаша, Иньльчек) выходах верхняя ($D_3 - C_1$) часть покрова отсутствует, появляясь в более южных (Джанджер).

Третий (считая сверху) тектонический покров характеризуется резким преобладанием в разрезе известняковых толщ. В центральной части района эти толщи называют уланскими, в северо-западной - чирмашскими, в северо-восточной - атджайлюскими. Принадлежность их всех к одному покрову не бесспорна.

Уланский покров имеет широкое распространение в Уланском, Джанджерском, западной части Борколдойского, Коккиинском и Туругартском хребтах. Карбонатные и вулканогенно-карбонатные массивы этого типа разреза считаются хорошо изученными, но там, где мы изучали нижнюю часть разрезов уланского типа, обычно оценивавшуюся как силурийскую, мы неизменно обнаруживали каменноугольные породы нижележащего карачукурского типа разреза. Такие соотношения были выявлены в бассейне р. Карачукур (см. рис. 22), в верховьях Котурдунсая (рис. 23, УП, УШ) и между Акбайталом и пер. Кубургенты.

В бассейне Карачукура можно видеть, что известняковые массивы среднего палеозоя, образующие высокие водораздельные хребты, налегают на песчано-сланцевые толщи, слагающие склоны и днища долин (рис. 24). И те, и другие совместно омяты в складки и нарушены крутыми разрывами, развитыми на фоне общего пологого северного падения пород.

Еще С. В. Эшштейн, обнаружив в 1934 г. фораминиферы карбона в средней части нижней терригенной толщи, оценил наблюдаемые соотношения как тектонический покров, но его идеи не были тогда восприняты, и на геологических картах места оборов карбонной фауны начали показывать в виде пятен среднекарбонных песчаников, лежащих резко несогласно на силурийских сланцах.

Теперь мы знаем, что резкого несогласия в основании песчаников C_2 нет, под ними лежат известняки нижнего карбона, ниже присутствуют сланцы с прослоями тентакулитовых известняков девона и только еще ниже - белесые сланцы и известняки верхнего силура. Получается, что разрез геосинклиналиального комплекса

($S_2 - C_2$) в этом районе вздвоен, причем нижний разрез сильно отличается от верхнего. При этом главный надвиг проходит обычно не в основании известняковых массивов (где также часто фиксируются тектонические орывы), а ниже, внутри терригенных толщ. По нему верхнесилурийские сланцы с кораллами и брахиоподами, залегающие в основании карбонатных массивов, налегают на среднекаменноугольные песчаники, венчающие разрез карачукурского типа.

Общая структура бассейна р.Карачукур имеет, таким образом, характер полуокна, на юге отрывавшегося в Алсайскую впадину, а на севере, в низовьях Карачукура, резко погружающегося к северу (см. рис.22). Надо заметить, что это погружение в значительной степени связано с альпийскими деформациями, ибо пологие галечники в прдустьевой части Карачукура падают к северу почти под тем же углом, что и известняки девона (см. рис.23, X). Очевидно, в терригеной структуре поверхность надвига была здесь почти горизонтальной.

Из верховьев р.Карачукур описываемый надвиг можно проследить на восток и на запад. Восточнее в поток Котурдун-сая в ядре антиклиналя на картах были показаны выходы сланцев верхнего силура, перекрытых известняками девона. Как и следовало ожидать, под известняками удалось обнаружить песчаники с фораминиферами среднего карбона, а ниже — сжатый разрез карачукурского типа, включавший, естественно, и сланцы и известняки силура (рис.23, VII). Котурдунская антиклиналь представляет собой, следовательно, антиклиналь. Картину осложняют последовательные разрывы и отклоняя пластины обдугов, соотвешующая надвигу.

Котурдунское окно с восточной стороны ограничено известняковым "мостом", охранявшимся от эрозии на левом возвышенности этой долины с соединяющим известняки северного припа обкладкой с южным. Восточнее этого "моста" можно видеть вторые, еще более протяженные тектонические окна, в северной части которых — фантомотовые сланцы силура, формально подотклеванные известняковый массив, почти "обтесано" налегают на брахиоподовый сланец при общем пологом залегании пород (см. рис.23, VII). В восточной части этого окна можно видеть пологий антиклиналь

перегиб поверхности надвига. Дальнейшее продолжение надвига к северо-востоку предполагается в верховьях р. Чолок-Капчигай, однако здесь Карачукурская пластина выклинивается, в зоне надвига оказываются различные по толщине чешуи вулканитов и известняков девона-нижнего карбона. Сходная картина установлена в истоках Кайнара.

К западу от пер. Кубургенти (в 8-10 км) и на левом водоразделе Акбайтала-кишного, в сланцевых толщах, протягивающихся вдоль северного борта Аксайской впадины, можно видеть те же надвиговые соотношения карачукурского и уланского типов разрезов. При северном падении пород на известняково-кремнистые толщи D-C₁ ложится пачка среднекаменноугольного флиша и на нее - известнистые сланцы верхнего силура (см. рис. 20). Милониты в зоне надвига обычно маломощны (первые метры). Еще выше на сланцы S₂ надвинуты (с притыканием известняковых пластов к подошве массива) мощные карбонатные массивы. Зона этого надвига плохо изучена. Отмечается присутствие здесь линзовидных тел основных магматических пород. Далее на запад Уланский надвиг уходит под новейшие отложения Аксайской впадины.

Вскрытая эрозионным врезом долины р. Карачукур горизонтальная амплитуда надвигания Уланского покрова достигает 8 км. Но она не ограничивается этой цифрой. Нам представляется, что в качестве фрагмента Уланского надвига можно рассматривать надвиг известняков девона и сланцев S₂ на терригенные толщи северного склона пика Данькова (рис. 13, У). В последних, по наблюдениям В. Л. Клишова, кроме граптолитовых сланцев нижнего верхнего силура присутствуют линзы и пролоны известняков юберинокского горизонта, известняки девона и нижнего карбона, перекрытые флишевыми песчаниками (S₂ (?)). Этот разрез, наблюдаемый по долине р. Джурет, очень похож на разрезы, наблюдаемые под уланскими массивами в долине Карачукура. Общее падение пластов, как и поверхностей скольжения - северное. Если данное сопоставление верно, то ширина Уланского покрова достигнет почти 50 км.

К юго-западу от описанного участка, на южном склоне хр. Кожия можно видеть соотношение известнякового и сокращенного разреза PZ₂, родственные соотношения, наблюдаемые на север-

ной окраине Восточно-Аксайской депрессии. Массив Коккия здесь играет роль Уланских массивов. Аксайский тип похож на карачуккурский, хотя и отличается обильным количеством кремней и присутствием вулканогенных пород. В разрезах по правобережью р. Коккия массивные известняки D_2 налегают по почти согласному Коккийскому нальвигу на чешуйчато-дислоцированную вулканогенно-осадочную толщу с частым чередованием девонских и нижнекаменноугольных пород. В отличие от Уланского нальвига, здесь отсутствует верхняя пачка флишеидных песчаников под нальвигом и нижняя часть карбонатного разреза над ним. Срезание поверхности скольжения смежных пород становится особенно заметным при прослеживании их на значительное расстояние. Коккийский известняковый массив оказывается заключенным между вулканогенно-кремнистыми толщами Бозой (Джанджерский покров) и долины Коккия - Аксай-уру (Аксайский покров) (рис. 13, III), точно так же, как известняковые массивы уланского типа лежат между джанджерскими и карачуккурскими толщами.

В северо-восточном крыле Бозойской синформы установлено присутствие граптолитовых сланцев и песчаников, принадлежность которых к аксайскому типу разрезов остается под вопросом. Вулканогенно-карбонатный массив здесь ложится на эти сланцы с явными следами скольжения. Контакт силурийских сланцев с кокшаальскими песчаниками также разрывной, со сдвиговыми смещениями, что, вероятно, и является причиной неполноты тектонических пакетов.

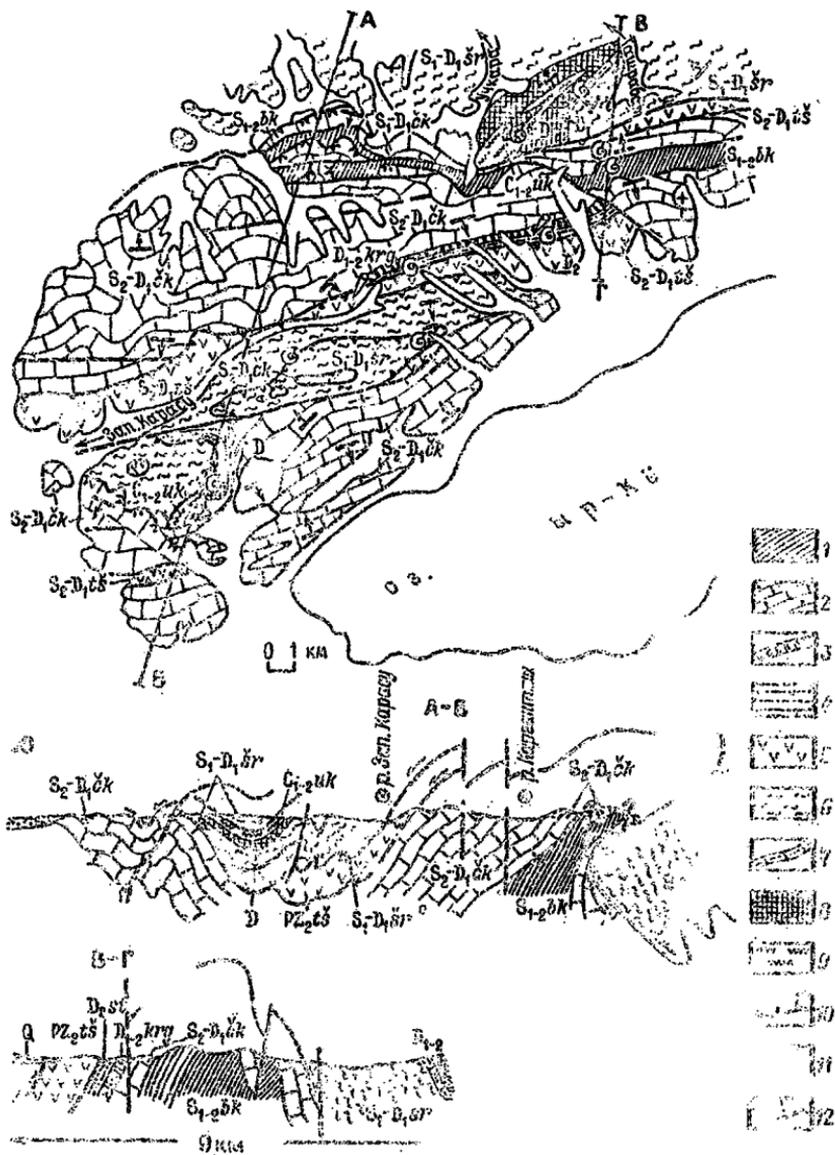
Западнее Уланский покров виден в массиве Таш-Елю, где он состоит из 3-4 тектонических пластин с общим крутым северо-западным падением. Самая нижняя пластина занимает водораздел гряды Таш-Елю и сложена известняками баубашатинской серии ($D_2 g^{1-2} - C_2 b$). Налвиг в ее основании (Отготапский) местами вторично задрокнут к северу.

К Уланскому тектоническому покрову надо отнести также вулканогенно-известняковый массив хр. Торугарт. По характеру разреза он вполне таковому соответствует, но контакты массива крутые и секущие - свидетельствуют о посленальвиговых нарушениях. К югу от массива в долине Кызысу можно предполагать средний палеозой карачуккурского типа. Развитие здесь породы

литологически весьма сходны с белесыми сланцами карацукурской свиты. Но нам не удалось обнаружить фауны моложе кунжакского горизонта.

Чирмашские карбонатные массивы в Атбашинском хребте выступают только в ядрах антиклинальных структур (рис.25). Если считать, что в Тигереке мы видим централивальное замыкание Карасуйской синформы (а это наиболее простое сопоставление); то придется признать аллохтонное положение и чирмашских массивов, ибо в Тигереке известняки S_2 -D залегают в ядре синклинали, на крыльях которой из-под них выступают раннедевонские, а возможно, еще более молодые образования. Внутреннее строение известнякового аллохтона осложнено субпластовыми поверхностями срыва. Строение терригенных и туфогенных толщ, лежащих под известняками, еще более сложное. В них тоже присутствуют тектонические пластины и чешуи. Иногда надвиги маркируются линзовидными телами серпентинитов (Айгыр-Булакский надвиг).

Мы не можем пока однозначно сопоставить терригенные и вулканогенно-осадочные толщи, лежащие под Тигерекским известняковым массивом, с определенным типом разрезов, развитым восточнее. Б.В.Христов [1978] видел в них аналоги ширяктинской, тапрабатской и чакташской толщ (сверху вниз). Такое сходство, несомненно, имеется. Но если дополнить его и структурным сопоставлением, то потребуются отнесение надвига известняков к этапу ретроарьяжей. Такова одна из возможных гипотез. Но по изогнутости в синформу надвиг в основании известняков (тигерекский) больше похож на надвиги первого этапа. В таком случае нижележащие терригенные и вулканогенно-осадочные толщи в структурном отношении было бы лучше сопоставлять с Карацукурской (аксайской) структурной единицей. Этот вариант дает возможность находить аналогии в строении Тигерека и района г.Альмалык на другом крыле Таласо-Ферганского разлома. Так, например, можно сопоставить светлую известняково-сланцевую толщу северных предгорий Тигерека (S_2) с карацукурской свитой на востоке и уюнкурской на западе, а кремнисто-туфогенную толщу девона — с туфами и кремнями аксайского типа, а также с туфами, развитыми в верховьях Отуварта или Карасу-восточной (Ферганский хребет). Песчаники низовой Айгырбулака могут быть сопоставлены с надвигскими.



В восточной части района аналогом Чирмашской можно считать Аджайялускую существенно карбонатную пластину среднего палеозоя. Так же как и Чирмашская, она лежит в основании пакета покровов, отделенного поздним разломом, и не показывает своего основания. Только в устье Уртабёля (левый приток Учкёли) видно, что он надвинут на вулканогенно-кремнистую толщу, сходственную к иштартскому типу разрезов PZ₂.

В заключение отметим общие черты третьего покрова:

- преобладание карбонатных толщ в разрезе;

- перекрытие существенно-вулканогенными толщами;

- залегание на вулканогенно-кремнистые или вулканогенно-пелитово-терригенно-кремнистые сокращенные толщи среднего палеозоя;

- значительные мощности и широкое площадное распространение покрова;

- вертикально, протяженные, вероятно, нескольких десятков километров, выкливаемы горизонтального перекрытия.

Вместе с тем третий покров распадается по формационным признакам на части: чирмашско-аджайялускую и уланскую. Сложнейшее сопоставление этих частей (объединение в один или несколько предположительно. Не исключено более высокое положение Чирмашско-Аджайялуского покрова, аналогичное Оджатинскому Кавказокавказскому покрову более молодых районов.

Восточный восточнопалеозойский покров, в нашем понимании, охватывает широкообширные территории южной алаской, карачукурской областей. Этот покров по своим мощностям и преобладанию осадочных пород в среднем палеозое,

Рис. 10. Геологическая схема и профили Северо-Западного Кавказа.

1 - известняки, 2 - известняки, 3 - известняки, 4 - известняки, 5 - известняки, 6 - известняки, 7 - известняки, 8 - известняки, 9 - известняки, 10 - известняки, 11 - известняки, 12 - известняки.

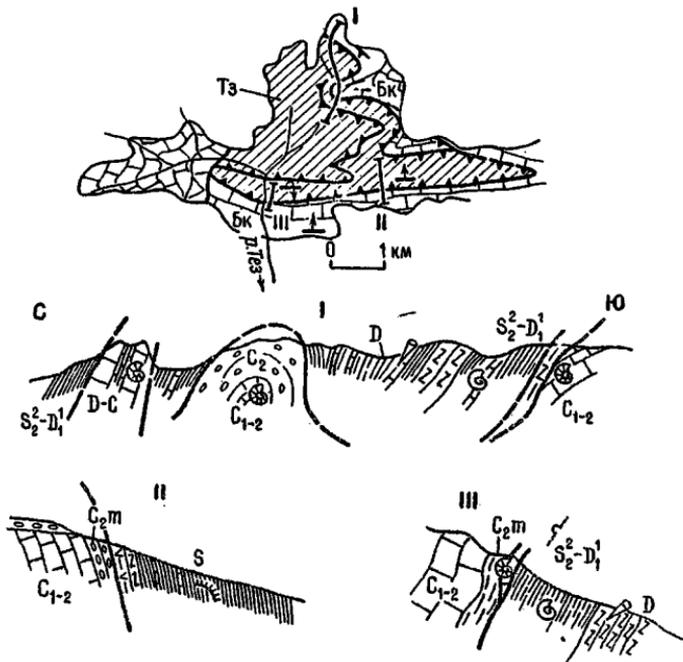


Рис.26. Надвиги Тезского покрова на Борколдойский в районе р.Тез (условные обозначения см. на рис.2). Вверху - схема геологического строения Тезской синформы, внизу - геологические разрезы.

Рис.27. Геологическая схема восточной части Борколдойского хребта (р-н Тезской, Кайчинской и Акташской гемиструктур).

1-13 - стратиграфические единицы в разрезах различных типов: 1,2 - кремнисто-сланцевого (лептогеосинклинального) тезского (здесь 1-й сверху тектонический покров) (1 - толща сланцев с известняками, 2 - толща кремней); 3-7 - вулканогенно-карбонатного борколдойского (здесь 2-й сверху покров), (3 - ашусуйские вулканиды, 4-6 - борколдойские известняки, 7 - толубайский флиш); 8-10 - вулканогенно-кремнистого акташского (3-й сверху покров) (8 - толща сланцев и вулканидов, 9 - толща кремнистых известняков, 10 - флиш); 11-13 - терригенного кокшавальского (автохтон) (11 - кайчинские песчаники, 12 - сарьбелесские и пикертыские песчаники и карасайинские кремни с известняками, 13 - кипчакский флиш). 14 - граниты, 15 - надвиги, 16 - элементы залегания.

Южная граница современного распространения Карачукурского покрова на значительном участке перекрыта новейшими отложениями. Мы можем видеть ее только на северном склоне Данковского поднятия и в долине р.Тез. Но в обоих этих случаях принадлежность аллювтонных толщ именно к карачукурскому типу разрезов устанавливается из структурных соображений, при допущении некоторых изменений разреза в пределах Карачукурского покрова.

На северном склоне Данковского поднятия карбонатно-терригенная толща, которую мы относим к карачукурскому типу разреза, образует тектоническую пластину около 0,5-0,8 км мощностью, довольно полого (под углом 30-40°) падающую к северу. Эта пластина ограничена субсогласными надвигами; перекрывается Уланским карбонатным покровом и подстилается также карбонатным разрезом, который сопоставляется с сарыбелесским. Нижний из этих надвигов (здесь его можно назвать Южным Джурекским) свидетельствует о покровном залегании карачукурских толщ. По наблюдениям В.И.Клишневича, надвиг документируется налеганием гранитолитовых сланцев силура, в том числе лландоверийских, на среднекаменноугольный флиш (долина Сарычата, правая составляющая Джурекы) или на нижележащие известняки C_{1-2} (левая составляющая Джурекы). В зоне надвига иногда присутствуют тонкие тектонические пластины пород различного возраста.

В мульде гемисинформы Тез залегает вулканогенно-осадочные толщи обращенного разреза среднего палеозоя (S_2-C_1), тектонически налегающие на борнодольские карбонатные разрезы геосинклинального комплекса (S_2-C_2). Эзотическое положение первых (Тезский надвиг) документируется налеганием гранитолитовых сланцев или сланцев с прослоями известняков на среднекаменноугольный флиш или ольестрому, венчающую Борнодольский массив (рис.26-27). В аллювтонне присутствуют две тектонические пластины, несколько разлгчавшиеся по разрезу. В нижней пластине обнаружены гранитолитовые сланцы S_2 , маломощные кремни и вулканиты D и известняки C_1-C_2b ; в верхней развиты известняково-терригенная толща S_2 и перекрывающие ее существенно кремнисто-сланцевые отложения типа пшанской серии. По составу эти разрезы могут быть сопоставлены как с карачукурским, так и с чакрикурским типом разрезов. Структурное же их положение

должно быть аналогичным положению Карачукурского покрова. Покрывавшие его толщи (ими должны бы быть уланские) здесь не обнаружены. Дислоцированность поверхностей скольжения сложная, соответствующая дислокациям окружающих пород.

Аксайский покров залегает в виде крупной, сложно построенной пластины между известняковыми массивами Кокгия и Сары-Белеса. Положение ее аналогично положению Карачукурского покрова. Покров ограничен с обеих сторон субсогласными надвигами, круто падающими к северу, часто почти вертикальными. Надвиг в подошве покрова — назовем его кельсуйским — доказывается налеганием граптолитовых сланцев силура (аксайский тип разреза) на среднекарбонный флиш или на подстилающие его известняки (С₁₋₂) сарыбелесского типа разрезов. В зоне надвига присутствуют тонкие тектонические чешуи нижнекарбонных или девонских пород.

Внутреннее строение Аксайского покрова определяется общим северным падением пород, на фоне которого обнаруживается присутствие двух тектонических пластин. Эти пластины сформировались в результате надвига, осложнившего двойную опрокинутую к югу складку, так что силурийские сланцы верхней пластины надвинуты на запрокинутые пласты промежуточного крыла складки. У перевала Чон-Сарыбелес сохранился фрагмент еще одной, нижней чешуи с более карбонатным разрезом нижнего-среднего девона. Картину осложняют мелкие складки и чешуйчатые надвиги и взбросы, особенно частые вблизи надвинутых известняков Кокгия и Таш-Али.

Западнее, в верховьях Кызылоу можно предполагать новое появление Аксайского покрова в виде узкой тектонической пластины, сложенной известняково-сланцевой толщей, напоминающей карачукурскую свиту, хотя не исключено, что это низы уланского разреза. Более отчетливо выражен субсогласный надвиг (Кызылсуйский), по которому эти сланцы надвинуты к югу на известняки нижнего-среднего карбона, слагающие приводораздельную часть хр. Торугарт. Надвиг крутой или даже запрокинутый к северу.

В восточной части описываемой области структурную позицию Карачукурского покрова занимает Ишигартский покров, или чешуя, расположенная в верховьях р. Учкель. Большая часть ее выходов

закрита аллювием, и мы можем видеть верхнюю ее часть на левобережье Учкеля в устье Уртакеля, где обнажены кремни и эффузивы D_2 , падающие к северу под надвинутые на них сланцы низов атджайлуских разрезов (S_{1-2}), и нижнюю часть — на правобережье долины Учкеля, где присутствует толща кремнистых сланцев с пачками известняков (D_{1-2}). В последнем случае фиксируется опрокинутое лжное падение пород. До запрокидывания они были надвинуты на развитые лжнее каменноугольные отложения вулканогенно-известнякового разреза, слагающего здесь Учкельский хребет.

Из общих черт, которые можно заметить у 4-го покрова, укажем:

- существенно терригенно-кремнисто-сланцевый состав с различной, но обычно незначительной ролью вулканитов;
- структурное положение между двумя известняковыми покровами;
- сравнительно небольшие мощности орднего палеозоя;
- появление местами довольно значительных по мощности песчанниковых флишеподобных толщ S_2 .

Пятый тектонический покров может быть оставлен из крупных линзообразных карбонатных массивов, изолированных друг от друга, но занимающих сходное структурное положение. В центральной части описываемой области к ним относятся Сарыбелесский и частично Данковский массивы, в восточной — Борколдойский и Учкельский. По характеру разреза эти массивы не вполне идентичны.

Сарыбелесский массив представляет собой падающую к северу тектоническую линзу, ограниченную с обеих сторон поверхностями надвигов. Верхний (Кельсуйский) надвиг рассматривался выше; нижний (Сарыбелесский) менее крут и документируется налеганием селдурийско-девонских известняков на нижнемосковские конгломераты и флиш верхней части сокращенного разреза сурдусуйского типа или на разделяющую их тонкую пластину девонских эффузивов и кремней. Сарыбелесский надвиг является верхним надвигом в целой системе подобных разрывов, получившей ранее название Тянкуйрикского разлома. Поверхность надвига примерно параллельна пластам нижележащих пород и полого срезаает волнистое залегание вышележащих известняков.

Внутренняя структура Сарыбелесской тектонической линзы включает в восточной части три чешуи, взброшенные к югу и сопряженные с Сарыбелесским надвигом. Посленадвиговые разрывы и мелкие складки осложняют общее северное падение пород.

Крутое падение Кельсуйского надвига при сравнительно пологом Сарыбелесского, а также уменьшение мощности силурийско-девонской части известнякового массива приводят к его полному выклиниванию в восточном направлении в долине Ботомойнака. Выклинивание сопровождается не только уменьшением мощности, но и фаціальным замещением рифовых известняков герцинского типа известково-кремнистыми более глубоководными осадками. Возможно, что этот участок располагался у окраины зоны карбонатного осадконакопления.

Трудно сказать — являлся ли Сарыбелесский массив самостоятельным рифом или же представлял собой окраинную часть Уланской зоны карбонатного осадконакопления. В последнем случае можно представить его в виде передового блока Уланского (Конкинского) карбонатного покрова, опущенного по кельсуйскому (вторичному?) взбросо-надвику и сохранившегося таким образом от эрозии. Лежащий под Сарыбелесом Ортосуйский пакет в этом случае может быть продолжением к югу аксайских толщ.

Первый вариант, который мы принимаем, сокращает тектонические перекрытия, но усложняет палеогеографическую обстановку. Второй вариант требует более крупных тектонических перекрытий, но упрощает зональность среднепалеозойского осадконакопления.

Крупный известняковый массив пика Данкова также является самостоятельной надвижной к северу тектонической линзой, но его геологию мы не изучали. Она изучена только в бассейне р. Чон-Турау, где еще в 1964 г. Ю.Н. Хмельным и М.Ш. Саблиным установлен покровный ее характер (Чонтурасуйский надвиг), пологое положение сместителя и значительная амплитуда горизонтального перекрытия, что доказывается экзотическими массивами верхнесилурийских пород, налегающих на верхний палеозой ковшальского типа у правого водораздела речки Чон-Турау. В средней части этой долины тектонической линза пика Данкова выклинивается и на ковшальские толщи ложится сокращенный (?) разрыв карачулуурского типа.

Продолжение Чон-Турасуйского надвига на запад следует искать западнее долины Сарычата и в труднодоступном районе истоков Джурека, где обнажаются вулканы, которые могут оказаться аналогами ортосуйского типа разреза. Внутренняя структура лиазы пика Данкова осложнена парой складок, развитых на фоне северного падения пород. Продолжением Южно-Данковой чешуи являются, по-видимому, карбонатные массивы хр. Боркоldой.

Боркоldойский покров и Боркоldойский надвиг карбонатные массивы на кокшаальские терригенные толщи известны давно. В виде сложно изгибающейся линии он прослеживается от долины р. Чолок-Капчигай к району перевалов Ашусу, Тузбэль и далее на восток до долины Пикертыка, где описывает плавную выпуклую к востоку дугу, соответствующую центриклинальному залеганию пород на воздымании Тезской синформы (см. рис. 27). На всем своем почти столетометровом протяжении Боркоldойский надвиг обнаруживает согласное положение поверхности по отношению к пластам надвинутых масс. Таковыми являются вулканогенные образования ашусуйской свиты (D_{2-3}). Очевидно, срыв при шарьировании произошел почти по одному горизонту. Но под поверхностью скольжения расположен то нижнекаменноугольные или даже девонско-нижнекаменноугольные терригенно-кремнистые толщи (на западе), то среднекаменноугольные, а местами даже верхнекаменноугольные кипчагский флиш разрезов кокшаальского типа (на востоке). Строение последних под поверхностью надвига характеризуется присутствием тонких тектонических чешуй и узких складок, расположенных косо и простирающихся надвига. Такие соотношения позволяют предполагать элементы одностороннего смещения по поверхности шарьяжа.

Поверхность Боркоldойского надвига местами пологая, вплоть до образования полуизоэтических массивов (верховья р. Ашусу), местами крутая, даже опрокиннутая. В восточном направлении надвигом оказываются все более молодые толщи кокшаальского разреза. Если в бассейне р. Узентегуш это в основном девонские отложения, то в разрезе по р. Ведель — уже среднекаменноугольные сланцы и песчаники кипчагской серии. Остатки, в том числе верхнекаменноугольные, подстилают поверхность надвига по всем ее восточной центриклинальной замкнутой в бассейне Пикертыка. По

личие экзотического массива на правобережье Майтора свидетельствует о первично пологом согласном надвиге D_3 на C_2 .

Внутренняя структура Борколдойского покрова чешуйчатая. В пластах надвинутых толщ намечается несколько тонких чешуй, а выше три крупные чешуи с субсогласным залеганием нижней части (аменских отложений на турне или даже выше. Характерно согласное изогнутие поверхности шарьяжа и тектонических чешуй, совместно участвующих в крупной Баралбасской центриллинали (см. рис. 27).

Учкельская тектоническая линза (покров) примерно соответствует по пространству Борколдойскому покрову. Вдоль осевой зоны Учкельского хребта эта линза прослеживается всего на 30 км. Она сложена существенно известняковым (с некоторым участием девонских эффузивов) типом разрезов среднего палеозоя, отличающимся от борколдойского появлением более низких горизонтов, а от айтхайлугокого -- присутствием верхней карбонатной серии (D_2gr-C_2b), что сближает его с разрезами уланского типа.

Северный контакт Учкельской линзы представляет собой запрокинутый к северу и осложненный позднетертичным разломом надвиг Ишитартовой чешуи на Учкельскую. Южный контакт -- довольно типичный субсогласный надвиг известняковых массивов Учкелья на кошаальские верхнепалеозойские толщи или же на залегающую между ними тонкую чешую, которую мы назвали Учкюшконской.

Учкельский надвиг представляет круто западающую к северу поверхность, по которой нижнедевонские тентакулитовые известняки драгачинской параллельно налегают на известняково-кремнистую чешую учкюшконского разреза, либо прямо на среднекарбонатные (с бусулинидами) песчаники кровли кошаальского разреза. В отношении мощности и состава эти три разреза резко различны. Местами между Учкельской и Учкюшконской чешуями намечается еще одна тектоническая линза, в которой известняки нижнего карбона залегают на нижнедевонских. Внутренняя структура Учкельского покрова представляется в виде надвига круто на север моноклиального навета до 4,5 км мощностью. Местами она осложнена параллельными складчатостями.

В заключение описание тектонических линз, объединенных в одной тектонической покров, отметим:

- всем им свойственны существенно-карбонатные формационные типы разрезов, хотя и отличающиеся по некоторым особенностям;

- для всех характерны субсогласные надвиги в основании чешуй и более крутые и менее согласные (возможно более поздние) разрывы в кровле чешуй;

- часто намечается внутреннее деление тектонических линз на серии чешуй (надвиги 2-го порядка), повторяющие однотипный, но не всегда одинаковый, карбонатный разрез.

Шестой тектонический покров также не представляет собой единого тела. Это серия относительно тонких тектонических линз, залегающих между перекрывающимися карбонатными разрезами типа Сары-Белес-Борколдой-Учкель и терригенными кокшаальскими толщами, лежащими в их основании. Такие тектонические линзы еще не везде выявлены и, собирая их в единый тектонический горизонт, мы надеемся, что их фрагментарность будет сокращаться. К шестому покрову мы относим Ортосуйскую, Чолок-Капчигайскую, Акташскую и Учкешонскую тектонические пластины или чешуи.

Ортосуйская тектоническая пластина прослежена вдоль южного подножия гребня Сары-Белес. Свообразный кремнисто-карбонатно-вулканогенный разрез, резко отличающийся как от сарыбелесского, так и от кокшаальского, и тектоническое обособление заставляют выделять ее в виде самостоятельной единицы. По Ортосуйскому надвику кремнисто-сланцевые или эффузивные породы девона, лежащие в основании пластины, налегают почти согласно на песчано-сланцевые флишидные отложения кокшаальских толщ. В прошлом Ортосуйский надвиг принимался за стратиграфический контакт, а девонские эффузивы Ортосу - за верхний палеозой. Действительно, местами в кровле Ортосуйской пластины трудно отличить настоящие тектонические чешуи от олистостромы. Общее падение пород и поверхности надвига северное, углы падения средние. В чешуях, слагающих пластину, наблюдаются колебания мощности вулканитов. Общая мощность пластины не превышает 2 км.

Чолок-Капчигайские (подборколдойские) тектонические чешуи, отличающиеся сокращенным разрезом, состоящим из вулканитов девона и налегающих на них известняков нижнего карбона (местами присутствует флюи O_2), занимают положение, аналогич-

ное Ортоусуйским. Их присутствие зафиксировано в Чолок-Капчиге и в долине Эмегена. Как обычно, эти чешуи надвинуты на среднекаменноугольный флиш кокшаальского типа разрезом.

Акташская тектоническая пластина (северо-восточная часть хр. Борколдой) обнажается на западном погружении антиформной складки. Ее разрез близок к ортоусуйскому типу. Вулканиды и известняки Акташской гряды надвинуты на кокшаальские толщи, слагающие ядро антиформы. В южном крыле сохранились лишь аллохтонные известняки S_T . Контакт с перекрывающим Борколдойским покровом смещен здесь поздним взбросо-сдвигом, а в северном крыле не обнажается.

Учкюшконская тектоническая пластина намечена в приводораздельной части Учкельского хребта. С севера на нее надвинуты нижнедевонские известняки подошвы Учкельской пластины; сама она налегает субсогласно на верхний палеозой кокшаальских толщ. Общее падение — крутое северное.

В строении Учкюшконской пластины участвуют карбонатно-кремнистые отложения девона и нижнего карбона, отличающиеся малыми мощностями, а также среднекаменноугольный флиш. Они собраны в 2-4 чешуи с фрагментами сжатых складок.

Несмотря на территориальную разобщенность тектонических пластин, рассматриваемых в качестве шестого покрова, следует отметить сходство слагающих их разрезов, включающих маломощные вулканогенные отложения D_{2-3} , карбонатные S_T и среднекаменноугольный флиш S_2 . Только местами вулканогенный девон замещается кремнисто-сланцевым. Налеганием известняков нижнего карбона на эффузивы девона эти разрезы отличаются от всех остальных разрезов описываемой области. Повсеместное их залегание над кокшаальскими терригенными отложениями PZ_3 и под карбонатными толщами PZ_2 еще более оправдывает объединение этих пока разобщенных тектонических линз в единое структурное подразделение.

Седьмой (Кокшаальский) тектонический покров занимает большие площади в южной части описываемой области. Терригенные фации девона, почти полное отсутствие вулканогенных отложений, относительное однообразие разрезов и положение вблизи Таримской платформы позволяют считать, что в этом покрове

участвуют миогеосинклинальные отложения герцинид Южного Тянь-Шаня. Южная граница покрова располагается в основном южнее описываемого района и только в восточной части Кокшаала переходит на его северный склон. В верховьях Кайче и Джангарта мы убеждаемся в надвиговой природе этой границы и в покровном характере залегания южной части кокшаальских толщ. Здесь самые низкие (силурийско-девонские) терригенные отложения кокшаальского типа налегают на самые верхние (пермские) породы с швагеринами карбонатного джангартского типа разреза, причем поверхность Джангартского надвига совместно с окружающими пластами испытывает различные деформации вплоть до обратного южного падения, что свидетельствует о самом раннем времени ее образования в ряду герцинских нарушений. Здесь можно также убедиться и в добатолитовом возрасте шарьяжа, так как гранитоидные тела отчетливо прорывают поверхность скольжения. Такие взаимоотношения, между прочим, изменяют представления о времени внедрения джангартских батолитов. Их следует датировать Р, а не D, как это делалось ранее [Додонова, 1966].

Внутренняя структура кокшаальских толщ чешуйчатая, с отчетливо выраженным южным движением поверхностных масс. В разрезе по Тыобелю можно насчитать до 10 тектонических чешуй с налеганием девонских песчаников на среднекаменноугольный флиш при общем северном падении пород, усложненном лишь мелкими складками, часто изоклиналильными и также опрокинутыми или наклоненными к югу. Мощности отдельных чешуй составляют обычно 0,5-1,5 км. Поверхности разделяющих их надвигов 2-го порядка обычно падают к северу почти под тем же углом, что и пласты, но зафиксированы случаи и более пологого и более крутого положения плоскостей скольжения. В Сарыжазском районе складки испытывают нередко вторичное запрокидывание к северу (р.Сарыбель).

Надо сказать, что складчатая и тонкочешуйчатая структура в терригенных толщах может быть расшифрована только на участках, где в разрезе присутствуют маркирующие горизонты. Подобная чешуйчатость была установлена на восточном замкании Акташской синформы (см. рис. 27). Здесь чешуи, имеющие мощность в 0,5-1 км и документируемые надвигами девонских песчаников или

известняков S_1 на среднекарбонный флиш, сами изогнуты в крупную синклинальную складку, что свидетельствует о их более раннем заложении.

Наиболее сложные и мелкие деформации можно видеть в однородном тонкоритмичном флише айрыторкой свиты (D_1-D_3fr) в верховьях р.Кайче, где они сопровождаются смещениями по трещинам осевого кливажа.

Восьмой структурной единицей в комплексе тектонических покровов восточной части Южного Тянь-Шаня является массив, сложенный джангартским терригенно-известняковым типом разрезов среднего-верхнего палеозоя. Но мы не имели возможности изучить его подошву ни в Кокшаале, ни в Восточном Алае, где аналогом Джангартского покрова являются савоярдинские известняки. В обоих случаях под ними надо ждать залегания верхнепалеозойских толщ.

Внутренняя структура Джангартского покрова также почти не изучена. В его верхней части наблюдаются мелкие тектонические чешуи и складки с участием в них конгломерато-флишевых отложений нижней перми (суукторская свита). Возвращения всей тектонической пластины, образованной мощными известняками $D?-P_1^1$, зафиксированы по Сууктору и на левобережье Сарыджаза, но крутое положение разрывных поверхностей делает неопределенным их возраст.

Итак, первый этап герцинских дислокаций привел в Южном Тянь-Шане к формированию ансамбля тектонических покровов. Каждый из этих покровов сложен своим формационным типом разреза геосинклинального комплекса. Считая, что явления "перебрасывания" частей одного покрова через другой широкого распространения не получали, можно представить себе, что результатом первого этапа деформаций явилась грандиозная полого падающая к северу моноклиналь, в которой можно видеть определенную "стратиграфию" покровов (рис.28).

Если за основу взять покровы средней части описываемого района, то в этой последовательности можно видеть 8 структурных единиц-покровов (сверху вниз) (см.рис.28): 1 - Балктынский, 2 - Джанджерский, 3 - Уланский, 4 - Карачуккурский, 5 - Сарыбелесский, 6 - Ортосуйский, 7 - Кокшаальский, 8 - Джангартский. Последний в пределах изученной площади играет

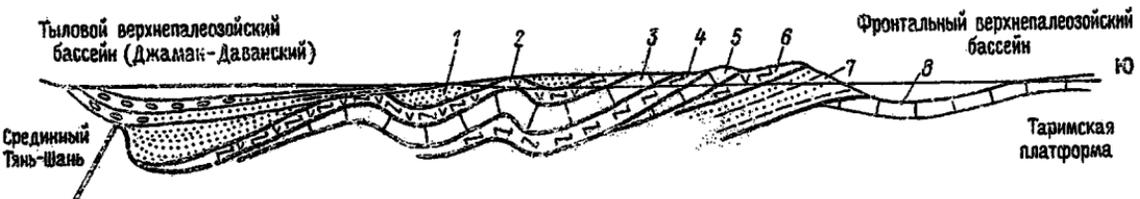


Рис. 28. Реставрация структуры, созданной в конце 1-го этапа деформаций (в перми). Цифры обозначают порядковые номера покровов (см. схему на с. 10-11).

роль автотона, хотя, вероятно, и он выдвигут к югу (параавтотон), так как даже на платформе, в Кельдинских кряжах, видно еще некое движение поверхностных масс. На рис. 28 дана упрощенная реставрация структуры, созданной в конце первого этапа деформаций (в перми). Наряду с моноклиналием покровов эооз показано, что в то время как в Джангаре еще завершался первый этап деформаций (шарнирование), в зонеосинкиналиальной зоне уже возникли крупные складки, осложняющиеся намет покровов и созданные оинформы и аинформы, которые следуют уже рассматривать как структуры второго этапа деформаций. Во времени, следовательно, если рассматривать полное очечие складчатой области, этапы деформаций сильно перекрывают друг друга, но для отдельных зон проявляются последовательно одни за другими.

Напомним, что это не единственно возможный вариант реконструкции. Следует иметь в виду также вариант единого Улан-око-Сариедеевского карбонатного покрова с последующим выхождением палеозойского Кальсулюкского нагниту (см. рис. 12). Он упрощает палеостратиграф, сохраняет коллечество покровов, но увеличивает амплитуду горизонтальных перекрестий. В оолик этик вариантах зона "корней" покровов (фронтальных частей подлингов?) лежит на оевере и обрывается Алдаши-Импльчонкии разломом.

Как показало тектоническое обследование во Фрунзе в декабре 1978 г., на юге еще о ооуждения и третий вариант реконструкции, в котором "корни" отклонительно

небольших надвигов лежат в осевых зонах всех антивергентных синформ. В последнем варианте, в свою очередь, могут быть рассмотрены две модели: модель выжимания покровов из вулканогенных прогибов и модель инверсирующих поднятий и оползания покровов на их склонах [Болгарь, 1981; Довжиков, 1981].

Здесь нет места для обсуждения достоинств и недостатков всех вариантов. Заметим лишь, что они приведены в порядке, как нам кажется, убывания степени вероятности.

Изложенные выше материалы, какой бы вариант надвигов мы не исповедовали, ясно показывают, что эти структуры распространены повсеместно, что все они имеют однотипный характер, что именно с них начинался процесс герцинского тектогенеза и что моноклинали покровов и чешуй явилась той исходной структурой, на фоне которой шло образование всего многообразия деформаций пород Южного Тянь-Шаня.

Второй этап герцинских деформаций: продольные складки покровов и чешуй

Исходная моноклинали покровов претерпела разнообразные складчатые и разрывные деформации, которые привели к наблюдаемой ныне сложности и запутанности структурных форм (см. рис.13). В этом разделе мы рассмотрим только сравнительно крупные складки, ориентированные продольно по отношению к простиранию исходной моноклинали покровов. В каждой из этих складок в пределах эрозионного вреза участвуют две или более (до четырех) тектонических пластин, сложенных различными типами разрезов геосинклинального комплекса. Первичное расположение этих структур было нарушено горизонтальными изгибами и разрывами различных направлений, затусовавшими их первичную связь. Так, почти прямолинейный Атбаш-Иныльчешский разлом между Караюлом и Теректинским хребтом отсекает северные из рассматриваемых изогнутых в плане структур, так что непосредственное сопоставление западного (Атбашинского) участка их распространения с восточным (Сарыдазским) становится невозможным. Усложняют картину также и другие после складчатые разломы.

Учитывая эти обстоятельства, а также кулисообразные сме-

нения осевых зон рассматриваемых структур, следует начать их описание отдельно для элементарных складок, лишь с оговорками пытаюсь собрать их в более протяженные структурные зоны.

В Атбашинском хребте наши собственные наблюдения весьма ограничены. С использованием материалов А.Г.Конихова, Е.В.Христова, В.П.Морозова, В.Н.Рубцова, М.П.Христовой и др. в этом хребте с севера на юг можно наметить следующие крупные складчатые формы (см.рис.12): 1. Атбашинская антиформа. 2. Восточно-Атбашинская синформа. 3. Чакская антиформа. 4. Шириктинская синформа. 5. Чирмашская антиформа. 6. Карасуйская синформа. 7. Чатыркульская антиформа.

В строении всех этих складок участвует тектонический пакет, состоящий из трех покровов. Самое низкое структурное положение занимают карбонатные разрезы (Чирмашский, Чаковский); выше располагается вулканогенный Ташрабатский покров; еще выше, часто срезая Ташрабатский, - Шириктинский существенно терригенный покров.

Наиболее трудно оценить структурное положение атбашинской свиты. Одни геологи сопоставляют ее с шириктинской серией, другие считают глубоким докембрием. Структурное ее положение тоже неясно. Обычно оно оценивалось как выступ фундамента, представляющий основание чакского разреза, но полученные в последние годы материалы позволили Е.В.Христову [1981] обосновать другой вариант строения северных предгорий Атбашинского хребта. В этом варианте Атбашинский метаморфический комплекс расчленяется на две серии: среднепалеозойскую и докембрийскую, причем на междуречье Баш-Кельтубек - Сарыбулак устанавливается тектоническое налегание метаморфид докембрия на филлиты и известняки палеозоя. Возникает представление о принадлежности докембрийской части атбашинской серии к самостоятельному, самому верхнему тектоническому покрову, а палеозойской его части - к корневой зоне Чирмашского, Ташрабатского и Шириктинского покровов. Эти представления требуют проверки и доработки, но они более соответствуют общему плану строения Южного Тянь-Шаня.

Атбашинская антиклиналь занимает северную часть плоских выходов Атбашинского метаморфического комплекса. Она пред-

ставляет узкую, опрокинутую к северу складку, северное крыло которой осложнено крупными позднегерцинскими разломами. В ядре складки в виде тектонического ома [Христов, 1981] выступают углистые и филлитовидные сланцы с прослоями черных известняков и подстилающие их светлые известняки с криноидеями (PZ). Контакт этих пород с перекрывающими кристаллическими сланцами и гнейсами (pE) отмечен пластовыми телами серпентинитов и зонами глаукофан-сланцевого метаморфизма. В северном крыле за верхнепалеозойским грабеном установлено присутствие пород Ташрабатского и, еще далее, Шириктинского покровов.

Восточно-Атбашинская синформа выявлена детальными съемками (В.И.Рубцов и др.) в последние годы. При этом в осевой части хребта на участке от верховьев Мустава и почти до Укурме установлено присутствие вытянутого вдоль хребта массива вулканогенно-осадочных пород ташрабатского типа. Этот массив залегает в мульде крупной и сложной синклинали, на крыльях которой обнажаются чакташские известняки и сланцы ($S_2^2 - D_1$), падающие под массив, положение которого оценивается как экзотическое. Южное крыло синформы осложнено серией поздних взбросов и надвигов, нарушающих обычные соотношения покровов.

Проследить Восточно-Атбашинскую синформу в западном направлении трудно, ибо ташрабатские эффузивы с поднятием шарнира структуры замыкаются и далее тянутся сланцево-известняковые отложения, включавшиеся то в чакташский разрез, то в атбашинскую свиту. Они сильно слаты, метаморфизованы, нарушены продольными и поперечными разрывами. Создается впечатление, что осевая линия синформы, кулисообразно смещенная, уйдет севернее чакташских известняков, где южное крыло этой складки опрокинута к северу и осложнена продольными разрывами. Выявить указанные складки в метаморфических толщах трудно.

Чакташская антиформа — сравнительно небольшая, узкая складка, форма которой толкуется неоднозначно. Складка сильно слата, осложнена рядом дополнительных, также изоклиналиных складок, известняки мраморизованы. Об антиформной природе этой складки мы судим по последовательности залегания формационных типов разрезов на ее крыльях. Если в осевой зоне выступают карбонатные толщи (чакташская серия), а на крыльях — ташрабат-

ские туфы и кремни или даже терригенные породы шириктинской свиты, то складка должна быть антиформной, так как в ряде смежных районов установлен именно такой порядок залегания формационных типов разрезов. Ташрабатский покров участвует в строении только западной части складки, выклиниваясь на восток. Шарниры складок ядра Чапской антиформы полого погружаются к востоку и восточнее долины р.Орта-Кельтубек ее уже проследить трудно; похоже, там сохраняется только северное ее крыло, уходящее на южное крыло Восточно-Атбашинской синформы.

Шириктинская синформа в осевой зоне сложена Шириктинским покровом, налегающим местами на Ташрабатский, но чаще — прямо на нижележащий Чапско-Чирмашский.

Синклинальная форма осевой зоны складки сравнительно хорошо видна в западной ее части, теряясь в сериях чешуйчатых структур на востоке. На междуручьи Дженешке-Ташрабат в осевой зоне синформы сохранились наиболее молодые части верхнего покрова, включающего нижне- и, вероятно, среднекарбонные пелагические отложения (см.рис.25). В поперечном сечении Шириктинского покрова здесь наблюдается серия опрокинутых к юго-востоку складок, среди которых ясно выделяются три синклинали. В восточном направлении шарниры этих складок 2-го порядка воздымаются, маркирующие вносские горизонты исчезают, появляются чешуйчатые структуры.

В восточной части Атбашинского хребта Шириктинская синформа пережимается, с севера на нее по позднему надвигу наезжает южное крыло Восточно-Атбашинской синформы.

Чирмашская антиформа сложена в ядерной части карбонатными толщами одноименного типа разрезов, на северном крыле — Шириктинским покровом и на южном крыле — Ташрабатским и Шириктинскими покровами. Строение структуры в западной ее части — весьма сложное, что связано с последующим ретрошарнированием в обратном (северном) направлении всего Чирмашского массива на шириктинские толщи. Особенно при этом пострадало северное крыло складки, где были не только надвиговые, но и левые сдвиговые поздние нарушения (торцовое притягивание складок в Шириктинском покрове к известнякам Чирмаша). Несколько яснее антиклинальная форма структуры видна в сечении через пер.Ташрабат, где в ее

ядре выступают сланцы белль-карасуйской свиты оидура. Но и здесь поздний взбросо-сдвиг усложняет картину северного крыла. К востоку от верховьев Шириты обнажено только северное крутое крыло Чирмашской антиформы и сравнительно пологая часть ее свода. Дополнительные складки и интрузии создают порой довольно запутанную картину.

В самых восточных выходах ядра Чирмашской антиформы (долины Кошкараташ-Дюлобогшты) ее пологий свод осложнен широкой, погружающейся к востоку синклиналию. Поскольку в чешуях здесь участвуют породы высокого среднего карбона, надо думать, что сама антиформа создавалась еще позже. Такие чешуи могли бы быть и на северном крыле антиформы.

Карасуйская антиформа (см. рис. 25) расположена между известняковыми массивами Чирмаша на севере и Причатыркуля на юге. Ее осевая линия прослеживается вдоль левобережья р. Карасу. В качестве западного продолжения можно рассматривать синформу Тигерека, несколько смещенную к югу по Акбейтскому сдвигу.

В строении синформы участвуют 3 покрова: Чирмашский карбонатный (нижний), Ташрабатский вулканогенный, Ширитинский карбонатно-терригенный (верхний). Из них средний фаунистически не охарактеризован и в южном крыле синформы из-за последующих дислокаций развит локально. Северное крыло складки круто падает к югу, в мульде залегания пологие, южное крыло осложнено взбросами с обратной, северной ориентировкой движения масс. Наиболее низкое положение шарнир Карасуйской синформы занимает на левобережье р. Карасу в среднем ее течении.

На западном (тигерекском) замыкании Карасуйской синформы Чирмашский карбонатный покров образует крупную синклиналию складку, плавно воздымающуюся к западу, где из-под него появляется нижележащий покров (Айгырбулакский), похожий как на Ташрабатский, так и на Карачуккурский. Если это аналог Ташрабатского покрова, то залегание чирмашских известняков выше него можно объяснить только ретрошарьяжем. Если же это видоизмененный аналог Карачуккурского (Аксайского) покрова, то последовательность покровов будет обычной. Внутреннее строение Чирмашского покрова в Тигереке сложное. В районе центриклинального замыкания известняковых массивов он состоит из трех-

четыре лежащих друг на друге тектонических пластин. В подотлажных известняки терригенных толщах на северном крыле складки отмечается повышенный метаморфизм пород. Пологое залегание вулканогенно-осадочных пород в северо-западной части Тигерекского массива позволяет предполагать здесь присутствие свода антиформы, которая может быть западным продолжением Чирмашской. Северное известняковое крыло этой воздымавшейся к западу антиформы скрыто под новейшими отложениями Арпиноской впадины.

К югу от Карасуйской синформы можно наметить Чатыркульскую антиформу, но ее крылья на берегах Чатыр-Кёля несопоставимы, осевая зона закрыта, и здесь должен проходить крупный разлом, ибо обычная последовательность в залегании покровов нарушена.

Охарактеризованная выше группа складок Атбашинского хребта отделена от центральной части описываемого района Урминским левым свитом и скрыта под Аксайской впадиной Чатыркульским разломом. В современном положении чакташские известняки левобережья Урме находятся на протирании уланских известняковых массивов, но ранее атбашинские окладки, по-видимому, уходили севернее Улана.

В центральной части региона с севера на юг выделяются только две крупные продольные складки покровов: Уланская антиформа и Джанджерская (Джанджерско-Чакыркорумская) синформа. Южнее, на южном крыле последней, присутствуют лишь сравнительно небольшие Анбайтальско-Котуркуновская антиформа и Котурская синформа.

Уланская антиформа с северо-запада обрывается Атбаши-Иньльчешским секущим разломом, с юга к востоку граничит с Джанджерско-Чакыркорумской синформой. В строении антиформы участвует в основном вулканогенно-нарибатовый разрез. На юге и востоке он местами перекрыт джанджерским кремнисто-вулканогенным разрезом геосинклинального комплекса.

По существу, Уланская антиформа лишена северного крыла, которое скорее всего исчезло в результате смещений по Атбаши-Иньльчешскому разлому. В западной части Уланского хребта на фоне южного и юго-западного падения наблюдается двукратное повторение собственно уланского разреза, а между двумя пластина-

ми по долинам Аялитор-Дунгуроме заклинена экзотическая чешуя сланцев, известняков и вулканитов S_2-D (джанджерских?). Надвиг верхней пластины в верховьях Дунгуроме пологий и срезает пласты в лежащем крыле. Он похож на ретрошарьяжи Чирмаша и Тигерека.

Восточнее, в долинах Текелитора и Кокджара описаны две крупные антиклинали [Осмонбетов, 1980]. Они срезаны наискось Атбашинским разломом. В восточной половине антиформы появляются простирания структур северо-восточные, близкие к меридиональным, отмечаются западные направления движения масс, что можно связывать с более поздними разворотами Чакиркорумской синформы. На левобережье Чакиркорума Уланская антиформа полностью срезается Атбаш-Иныльчекским разломом.

Джанджероко-Чакиркорумская зона состоит из двух синформ, ядра которых очерчиваются экзотическими массами, налегающими на карбонатные разрезы уланского типа. Осевые линии этих синформ расположены кулисообразно. Чакиркорумская заложена не точно на восточном продолжении широтной Джанджерской, а несколько южнее. Ее осевая зона очерчивает в плане резкий S-образный изгиб и наискось срезается Атбаш-Иныльчекским разломом. Западное продолжение зоны можно искать в Мусторовой синформе на северном склоне Тургутарта.

Джанджерская синформа представляет собой крупную синклинальную складку трех лежащих друг на друге покровов: Уланского (вулканогенно-карбонатного), Джанджерского (кремнисто-вулканогенного) и Балыктиновского (существенно терригенного). На западе синформа обрезана диагональным Уйрумским разломом; на востоке верхний покров центральною линией замыкается и в верховьях Джанджера остается только нижний карбонатный покров.

Естественного южного ограничения синформы мы не знаем, южнее развита огромная моноклиналь покровов, деформированная позитивными и дивергентными нарушениями последующих этапов. Можно сказать, что в этом крыле мы имеем не три, а все известные покровы разломов.

В поперечном сечении Джанджерская синформа асимметрична; южное ее крыло сравнительно широкое, нормальными, часто довольно пологими северными падениями; северное крыло узкое,

крутое, запрокинутое к югу и осложненное серией вертикальных разломов. Средний Джанцджерский покров в южном крыле состоит из трех тектонических пластов, которые в северном крыле не расшифрованы. Довольно крупные складки осложняют строение южного крыла. Пара таких складок видна на междуречьях Кенсу-Алсайтал (южный). Подобная же пара намечается и в среднем течении Балыкты (южной) - Арасана. Эти складки должны быть отнесены ко второму этапу деформаций, ибо в них участвуют поверхности шарьяжей. Нарушения последующих этапов различного типа имеют широкое распространение. Чтобы проследить продолжение синформы на запад, надо иметь в виду левые смещения по Урминскому сдвигу и резкие деформации, которые увели южное крыло синформы в Коккия, Таш-Елю, и далее в хр.Торугарт.

На северном склоне хр.Торугарт обнажается не только часть южного крыла, но и осевая часть этой структуры - Мустырская синформа. Здесь можно видеть синклиналию складку, в осевой зоне которой лежат голубоватые песчаники и сланцы, похожие на балыктынскую свиту, под ними - темные флишеподобные песчаники, похожие на верхнюю часть Джанцджерского покрова, ниже - туфо-песчаники, туфы и кремни типа средней части этого покрова, а на южном крыле - довольно типичный разрез уланского типа, падающий на север. Бряд ли повторение всего этого комплекса случайно. К западу от Муртыра осевая зона синформы наискось срезается скрытым под новейшими отложениями Чатыркульским разломом и в бассейне р.Кызылсу и западнее окрывается лишь ее южное крыло.

Пытаясь проследить восточное продолжение Джанцджерской синформы и ее связь с Чатыркульской, мы попадаем в высокогорную часть Джанцджерского хребта, где в южном крыле синформы намечается возобновление разреза по взбросу и сложный антиклинальный перегиб (Карачукурская антиклиналь) и только южнее на правобережье истоков Карачукура виден синклиналиный перегиб, который можно связать с Чатыркульской синформой. Тектоническое полуокно долины Карачукур является, таким образом, результатом наложения Карачукурской антиклинали (2-й этап деформаций) на моноклиналию покровов первого этапа. Сложность картины придают не только последующие разрывы, но и несоот-

ветствие складов в известняковом покрове и подсекающей его поверхности шарьирования.

Чакиркорумская синформа (см. рис. 22) по многим признакам подобна Джанджержерской. Это тоже крупная синклиналиальная складка покровов с принципиально той же последовательностью их чередования. Ее отличает только отсутствие верхнего Балыктинского покрова и появление под Уланским более низкого Карачукурского покрова в пределах ее юго-западной центриклинали. И то, и другое можно объяснить более глубокой эрозией. Так же как и в Джанджержерской синформе, намечается лучшая сохранность надвигов в восточном (первично южном) крыле и разрушенность западного (первично северного) крыла крутыми поздними разломами. В осевой зоне синформы залегают кремнисто-вулканогенные толщи Джанджержерского покрова, состоящего здесь из 2-х пластин. Экзотический массив верхней пластины сохранился только на водоразделе Джагалмай-Чакиркорум.

Чакиркорумская синформа сильно сжата, крылья ее круты, поверхности согласных надвигов тоже часто стоят почти вертикально или даже запрокинуты. Вероятно, это связано с последними дислокациями, которые были весьма энергичны и привели к резкому S-образному изогнутию в плане осевой поверхности синформы (горизонтальная флексура) и возникновению небольших секущих надвигов ее восточного крыла в западном направлении.

Юго-западное замыкание кремнисто-вулканогенного покрова закрыто ледниками, северо-восточное более доступно, здесь фиксируется воздымание шарнина к северо-востоку с вероятным срезанием продолжения структуры Иньльчекским разломом близ Поселка Карасай.

К югу от юго-западного продолжения Чакиркорумской синформы, проходящего по широте перевала Кубургенты, имеется еще пара менее крупных складок покровов: Котурдунская антиформа и Котуронная синформа. В основном они скрыты под новейшими отложениями Восточно-Аксайской впадины.

Котурдунская антиформа представляет субширотную антиклиналиальную складку Уланского покрова, в ядре которой из-под него выступают породы карачукурского типа разрезов. Меридиональные долины прорезали эту складку, так что нижний разрез выступает.

в трех тектонических окнах, а на водоразделах долин сохраняются известняки Уланского покрова. Складка наклонена к югу, более крутое южное крыло осложнено крутым взбросом. В восточной части восточного окна заметно отклонение простирания от структуры к северо-востоку, примерно параллельное изгибу Чакиркорумской синформы. Дальнейшее продолжение выходов карачуккурских пород под Уланским покровом следовало бы поискать в самых верховьях центральной составляющей Джагалмая.

Западное продолжение Котурдунской антиформы можно видеть в выходах толщ карачуккурского типа вдоль северной окраины Аксайской впадины между Акбайталом и пер.Кубургенты. На левом водоразделе Акбайтала в них зафиксирована антиклинальная складка, вписывающаяся в ядро погружающейся к западу Акбайтальской антиклинали в известняках Уланского покрова.

Котурская синформа обрамляет с юга Котурдунскую антиформу. В ее строении участвует Уланский покров и Карачуккурский "автохтон". Вероятно, в сильно побитой разломами мульде, протягивающейся севернее устья Котур, могут присутствовать остатки более высокого покрова. Синформа двойная — две пологие мульды, разделенные небольшой антиклиналью, выступающей в Котурском ущелье. В мульдах — главным образом известняки Уланского покрова, в антиклинали — карачуккурские известняки сланцы.

К югу от Акбайтальской антиформы расположена синклинали, аналогичная по расположению Котурской.

И Котурскую и Котурдунскую складки можно рассматривать в качестве продольных складок 2-го порядка, осложняющих южное крыло крупной Джаньджерско-Чакиркорумской зоны синформы.

На большой площади выходов Кокшаальских и Боркюлджийских толщ мы не знаем значительных складчатых продольных структур второго этапа деформации. Но в северо-восточной части района в бассейне р.Сарыджаз, вновь встречаются структуры подобного типа, среди них наиболее заметной складкой является сложная Каминдинская синформа и предположительно может быть та же, что и прилегающая к Иньльчекскому разлому Теректинская антиформа.

Каминдинская синформа (см. рис.17) протягивается в восточной синклинали в широтном направлении по левобережью Учкелли

расширяясь и усложняясь вместе с погружением шарниров складок, проходит на восток по долине р.Каинды, скрываясь под вечными снегами массива Хан-Тенгри. На западе осевая зона синформы срезана Иньльчекским разломом в истоках Ажкель-сая.

Каиндинская синформа в бассейне одноименной реки оложена тремя покровами: верхний (Иньльчекский) известняково-территенный, средний (Каиндинский) вулканогенный и нижний (Атджайляуский) — существенно карбонатный.

Положение Иньльчекского покрова в сравнительно пологой мульде синформы и синклинальная в общем его внутренняя структура была показана В.А.Иорланом и В.Е.Глубоковских в 1967 г. в среднем течении р.Каинды. Южное крыло синформы здесь оборвано крутым разрывом (Уччатским), нарушающим обычную последовательность залегания покровов. Северное крыло построено сложно, так как разбито серией чешуйчатых посленадвиговых взбросов с северным движением масс. В ту же сторону наклонены и складки, осложняющие это крыло в Иньльчекском хребте. На правом берегу Сарыджаза Каиндинская синформа сужается, шарнир ее плавно воздымается к западу, опрокидывание осложняющих складочек направлено к югу. Верхний покров здесь (левобережье Учкеля) отсутствует.

Теректинская антиклиналь (антиформа?) намечается предположительно в одноименной долине, вдоль Иньльчекского разлома. Стратиграфия выступающих здесь песчано-сланцевых толщ и мраморов опирается лишь на единичные находки верхнесилурийских кораллов в южном крыле складки. Мы оставляем эти толщи с породами Атджайляуского покрова (в основном нижней его части). Наклоненная к югу изоклинальная складка в этих толщах намечена в основном по обрывам периклиналей в районе Шатлу-сая, где антиформа погружается и срезается Иньльчекским разломом и где сближаются горизонты мраморов, отсутствующие на крыльях этой структуры.

Заканчивая обзор крупных продольных складок второго этапа деформаций, напомним, что выделенке этого этапа опирается на факт смятия в складки уже сформировавшейся покровной структуры первого этапа и последующего изогнутия самих продольных складок в горизонтальные флексуры третьего этапа.

На втором этапе деформаций, следовательно, северная часть великой моноклинали покровов была смята в крупные складки, интенсивность которых ослабевает в южном направлении. Некоторые из указанных складок были заложены еще в процессе шарьирования. Об этом говорит срезание Ширяктинским покровом Ташрабатского на северном крыле Чирмашской антиформы, что можно трактовать как появление ее уже в конце среднего карбона. Но главные черты описанных складок образовались, очевидно, после прохождения фронта шарьирования.

Пытаясь представить общую картину расположения продольных складок, мы должны обратить внимание на срезание их Атабаши-Иныльчекским разломом, в результате чего они полностью исчезают в верховьях р. Карасай, а затем вновь появляются в Теректинском хребте — так, как будто разлом срезал дугообразный выступ этих складок к северу.

Третий этап герцинических деформаций: диагональные складки

К данной группе структур мы относим складки северо-западного простирания, иногда изгибающие осевые зоны продольных складок второго этапа, но чаще только осложняющие строение их крыльев и изгибающие продольные чешуи, развитые на фоне моноклинально падающих покровов. Интенсивность этих нарушений ослабевает с юга на север, и они почти не затрагивают структур, расположенных к северу от Чатыр-Кель-Улрма-Уччатского разлома, но зато создают резкие S-образные перегибы осевой зоны Чатыркорумской синформы и особенно простираний покровов ее южного крыла, включая всю южную часть моноклинали покровов. Тот факт, что эти дислокации изгибают почти вертикальную осевую поверхность Чакыркорумской синформы и конформно изгибают в плане оба ее крыла, свидетельствует о горизонтальных движениях и структурах типа горизонтальных флексур. Одновременно из этого следует более позднее возникновение диагональных складок по отношению к продольным складкам, что и позволяет выделять 3-й этап деформаций.

Однако нельзя сказать, что диагональные изгибы простираний созданы только горизонтальными смещениями. В большинстве

случаев мы затрудняемся оценить долю последних, особенно в случаях складок со сравнительно полого погружающимися шарнирами. Следует думать, что здесь имели место как вертикальные, так и горизонтальные движения. Формирование горизонтальных флексур могло сопровождаться и сдвиговыми смещениями, и полными рывками, и деформациями пологих пакетов, но их трудно отличить от подобных деформаций других этапов.

Горизонтальные флексуры Кокшаальского региона имеют в плане однотипный "левый" рисунок двойных изгибов простираний, напоминающих латинскую букву "S" (см. рис. 12). Именно такой рисунок имеет и наиболее крупная Восточно-Ферганская горизонтальная флексура или сигмоида, установленная еще Д.И. Мушкетовым. Противоположные, Z-образные (правые) дислокации практически отсутствуют. Поскольку эти дислокации наложены обычно на моноклинально падающие толщи, то в каждой такой флексуре можно различать две гемискладки, а если в перегибы вовлечен не один покров, а пакет покровов, то лучше называть эти перегибы гемисинформами и гемiantiформами. Почти все они имеют шарниры, погружающиеся к западу-северо-западу. Естественно, в случае полного пересечения горизонтальной складкой складки второго этапа на крыльях последней возникнут гемискладки противоположного знака с противоположным погружением шарниров.

В пределах рассматриваемого региона намечаются следующие гемискладки: 1. Бозойская синформа. 2. Джаманичкинская антиформа. 3. Данковская синформа. 4. Турсуйская антиформа. 5. Эмегеновая синформа, переходящая в Джагалмайскую антиформу. 6. Бедельская антиформа, переходящая в Тураторскую синформу. 7. Тезская синформа. 8. Кайчинская антиформа. 9. Акташская синформа. 10. Бордуйская антиформа.

Бозойская гемисинформа — крупная и сложная, погружающаяся к западу-северо-западу синклиналичная структура, расположенная в районе слияния Коккия, Аксай и Мурджа. Восточное центриклинальное замыкание ее уходит по долине р. Кокшаал, западное погружение скрыто новейшими отложениями Западно-Аксайской впадины.

В строении южного крыла синформы участвуют шесть типов разрезов, каждый из которых составляет отдельную тектоническую

пластину: джанджерский, уланский, аксайский, сарыбелесский, ортосуйский, кокшаальский. В северо-восточном крыле установлены только три типа: джанджерский (лежит в мульде синклинали), уланский и кокшаальский. Не исключено, что силурийские сланцы бассейна Когарта принадлежат аксайскому типу. Вдоль этой сланцевой полосы предполагаются сдвиговые смещения (Когартский разлом). Ограниченность территории, доступной для наблюдения, не позволяет выяснить, прослеживаются ли складки и чешуи, развитые на ее крыльях, в пределы центриклинали. Закрыта также и область западного погружения складки, где все же видно, что она не продолжается в пределы Атбашинского хребта, и необходимо предположить смещения по Урминскому разлому, чтобы объяснить возникновение резкого несоответствия в структурном рисунке Бозойского района и восточной части хр. Атбаша.

Джаманичкинская гемиянтиформа обнажена лишь на отдельных участках (левобережье Мудрюма, горы Коджеге и Арасан). Северо-западные простирания ее юго-западного крыла (моноклинали Когарт-Коджеге) не продолжают прямо в Арасанские горки, где видны уже северные нормальные падения карбонатного разреза под вулканогенный. Нужно думать, что Джаманичкинская периклинали нарушена вдоль южного подножия Арасанских гор крупным субширотным разломом с поднятым или сдвинутым к западу южным крылом, ибо плавного разворота всей моноклинали здесь не построить. Присутствие карбонатных фаций силура на правобережье Бельбулака может быть привлечено для реставрации искомой периклинали (падения южные опрокинутые), но и здесь северо-восточный сдвиг сильно осложняет картину. Продолжением северного крыла Джаманичкинской гемиянтиформы на уровне Уланского покрова являются карбонатные массивы Акбайталу-южного. Чередование покровов (Джанджерский, Уланский, Карачуккурский, Кокшаальский) здесь очень похоже на таковое в южном крыле Бозойской синформы. Изогнутые простирания в вулканогенно-кремнистых толщах западной части Джанджерского хребта также указывает на периклиналиное их залегание западнее Арасана и вероятную связь с подобными же толщами, лежащими в мульде Бозойской гемисинформы.

Таким образом, начиная с хр. Коккин, через Когарт-Коджеге-Арасан к Акбайталу можно проследить S-образное изогнутое се-

ри покровов, в общем сохраняющих свои основные черты и последовательность. Есть признаки существенного уменьшения мощности карбонатных разрезов на северном погружении описываемой антиформы. Строение ее ядра [Довжинов, 1977], сложенного кокшаальским типом разреза, также асимметрично, юго-западное крыло короткое, обрезанное разрывом, восточное — широкое, осложненное множеством опрокинутых к западу складок и чешуй. В северном направлении эти субмеридиональные складки должны бы уткнуться в субширотные простирания северной окраины Аксайской впадины. Опять оказывается необходимым крупный Аксайский разрыв под впадиной. Именно разрывы этого типа, появляющиеся на третьем этапе деформаций, но развивающиеся главным образом на четвертом и позднее, наши предшественники обычно принимали за границы тектонических зон. Мы убеждены в их осяющем характере по отношению не только к фациальной зональности, но и к структурам первых двух или даже трех этапов герцинских деформаций.

Итак, Бозойская гемисинформа и Джаманчикинская гемиянтиформа образуют вместе горизонтальную S-образную флексуру, деформирующую южное крыло Мустырко-Джанджерской зоны синформ.

Данковская гемисинформа изучена плохо как по причине высокогорья, так и из-за внедрений гранитоидов и частичной закрытости неоген-четвертичными отложениями и льдами. Факт ее существования доказывается присутствием массива карбонатных покровов, вдающегося в юго-юго-восточном направлении в виде широкого языка в зону развития структурно более низких кокшаальских толщ. Погружения последних под массив, которые можно наблюдать на его периферии, и дугообразное изогнутие выпуклых к югу структур в пределах самого массива убеждают в его гемисинклинальной природе.

Данковская гемисинформа сложена тремя тектоническими покровами: Уланским, Карачукурским и Сарыбелесским. Все они образуют сравнительно пологую, погружающуюся к северо-северо-западу синклиналь (гемисинформу), лежащую на терригенных кокшаальских толщах. С севера эта складка обрезана Котурским взбросом (продолжение Аксайского) и далее на север почти не прослеживается.

Турасуйская гемиянтиформа рисуется дугообразным изгибом простираний пород кокшаальского типа разрезов на междуречьи

Чонтурасу-Экитат. В низовьях Чолок-Капчигая эти породы падают почти на север, в низовьях Турасу - на северо-запад, а в верховьях правых ее притоков - на запад или даже юго-запад. Получается дуга, выпуклая на северо-запад. Примерно такую же дугу очерчивают и надвиги покровов, перекрывающих кокшаальские толщи. В Турасуйской дуге, по-видимому, участвуют Карачукурогий и Уланский покровы, а на юге - тектоническая линза, аналогичная Сарыбелесской.

Эмегенская гемисинформа намечается в виде обращенной выпуклостью к востоку дуги покровов, продольных складок и чешуй. Осевая линия этого перегиба проходит от среднего течения р. Чон-Терек на запад-северо-запад в низовья р. Эмеген и далее через гребень хр. Борколдой в район слияния составляющих Джагалмай, где она достигает осевой зоны продольной Чакиркорумской синформы. Здесь видно, что эта синформа изогнута на данном участке в виде резкой выпуклой к востоку дуги, так что на западном продолжении Эмегенской гемисинформы, на левобережье низовий Джагалмай будет находиться уже гемиянтиформная Джагалмайская складка, погружающаяся к востоку и осложняющая западное крыло Чакиркорумской продольной складки. Все эти соотношения неумолимо указывают на значительную роль горизонтальных движений при образовании Эмегенско-Джагалмайского перегиба простираний. В крутосалягающих толщах они выражаются плавными изгибами простираний, а при пологом залегании (Восточный Улан) находят разрядку в пологих срывах и сбитах.

В строении Эмегенской гемисинформы участвует пакет покровов, включающий Чакиркорумский, Уланский, Борколдойский покровы и множество складок и чешуй, развитых в кокшаальских толщах. Изгиб простираний резки на западе (Джагалмай) и становятся более плавными на востоке (Кичи-Терек).

Бедельская гемиянтиформа в восточной своей части имеет восток-северо-восточное простирание, прослеживаясь из долины Беделя к верховьям р. Эмеген. На этом участке чешуи и складки в кокшаальских толщах очерчивают в плане дугу, выпуклую к западу, преобладают периклинальные падения пород, развитые на фоне нормальных, но иногда и опрокинутых пластов. В верховьях р. Эмеген осевая линия этой структуры облекается с осью Эме-

генской гемисинформы и входит в пакет покровов восточного крыла Чакиркорумской продольной синформы. Ось этого перегиба можно провести из верховьев р. Эмеген к северо-западу до верховьев р. Чакиркорум. Следы этого перегиба заметны на правом берегу Каракола, но далее теряются в пологих структурах его левобережья.

Естественно, к западу от Туратора (здесь проходит ось Чакиркорумской продольной синформы) описываемый перегиб приобретает уже характер гемисинформы (Тураторской).

В строении Бедельской гемиянтиформы участвуют Чакиркорумский, Уланский и Борколдойский покровы, смятые в продольную синформу, а также серия продольных складок и чешуй, развитых в кокшаальских толщах.

Бедельская гемиянтиформа вместе с Эмегенокой гемисинформой образуют, следовательно, S-образную горизонтальную флексуру. Горизонтальные движения, направленные по простиранию Южного Тянь-Шаня на третьем этапе герцинских дислокаций, в этой флексуре проявляются особенно отчетливо.

Тезская гемисинформа (см. рис. 27); осевую зону этой гемискладки можно проследить из верховьев р. Тез к востоку-юго-востоку через долины Баралбаа и Пикертыка вдоль Майтора и далее до верховьев Кайче. На всем протяжении этой зоны наблюдается изогнутость всех структур, кроме альпийских. В плане они образуют дуги, выпуклые к восток-юго-востоку. Центриклинальные падения пластов очерчивают здесь резко погружающуюся к запад-северо-западу синклиналь, в которую смят целый пакет покровов вместе с осложняющими его продольными чешуями и складками. В этот пакет входят следующие покровы: Тез (двойной покров), Борколдой (с серией тектонических пластин), Кокшаал (со сложными складками и чешуями). В основании пакета лежат карбонатно-терригенные толщи PZ₂₋₃ джангартского типа разреза.

В долине р. Тез муфта гемисинформы осложнена узким антиклинальным перегибом, который фиксируется и в Тезском покрове, и в подстилающих его толщах Борколдойского массива. Тезский вулканогенно-кремнистый покров здесь лежит в ядре сжатой, местами даже опрокинутой к северу двойной синклинали. В Борколдойском покрове ее центриклиналь более широкая и плавная. В долине Кайче перегиб простирания поверхности надвига кокшааль-

ских толщ на джангартские также плавный, надвиг поставлен круто, местами запрокинут к северо-западу.

Кайчинская гемиянтиформа сильно закрыта неоген-четвертичными отложениями низовий Баралбаса и Пикертыка. Осевую ее зону можно провести из верховьев Актама к устью Пикертыка и далее на восток-юго-восток в район устья Айрытора. На левобережье Баралбаса эта зона имеет характер узкой погружающейся к западу антиклинали, в которую изогнута серия тектонических чешуй - пластин, сложенных породами кокшаальского типа разрезов. На них налегает тектоническая пластина акташского сокращенного разреза и еще выше (в южном крыле) - карбонатные толщи Боркoldойских массивов. Периклиналь осложнена субширотными крутыми разрывами.

Восточнее, в верховьях р.Сарыбель, осевая зона Кайчинской гемиянтиформы выражена плавным изогнутием складок и чешуй кокшаальских толщ, образующих дугу, выпуклую к западу. В долине р.Кайче тот же перегиб простираний выглядит еще более плавным, причем на повороте наблюдалось запрокидывание пластов и складок раннего этапа деформаций к северо-западу.

Акташская гемисинформа, занимающая междуречье Акташ-Чолок-Капчигай, западнее перекрыта неоген-четвертичными отложениями, а восточнее прослеживается до долины Кайче, за которой терлется в сложных дислокациях окраины гранитоидного массива. Ниже устья Сауктора наблюдается небольшая горизонтальная флексура, захватывающая и Кокшаальский покров, и подстилающие его карбонатные толщи джангартского типа. Подобная же двойная складка, погружающаяся на запад, известна и на правобережье Сарыджаза к юго-западу от урочища Кумар.

В строении Акташской синформы участвует акташский покров и подстилающие его толщи Кокшаальского покрова, строение которых можно представить в виде трех-четырёх тектонических пластин-чешуй, повторяющих центриклинальные очертания погружающейся к западу гемисинформы. Такой же изгиб испытывают и продольные мелкие складки второго этапа, осложняющие строение кокшаальских толщ.

Бордуйская гемиянтиформа нацело закрыта новейшими отложениями Карасайской впадины. О ее существовании мы догадываемся,

видя нормальные южные падения пород у южного обрамления впадины (правобережье Акташа) и нормальные северо-западные падения у северного ее обрамления. В строении северного крыла участвуют Ишигартский, Учкельский, Учкешконский покровы. В осевой зоне развиты кошаальские толщи, из-под которых на востоке появляются джангартские известняки. Осевая зона этой антиформы протягивается вдоль правого борта долины р.Алшийрак, и с нею связано отклонение Джангартского надвига к северу в долине Сарыджаза (урочище Кумар). Гранитоидные интрузии здесь тяготеют именно к этой зоне.

Еще одна горизонтальная флексурa может быть намечена по пологому изогнутию продольных складок северного крыла Каиндинской синформы в долине Сарыджаза и низовьях Иньльчека. Возможно, эти деформации связаны с внедрением гранитоидов на междуречье Каинды-Иньльчек.

В общем две сопряженных S-образных горизонтальных флексур (Тез-Кайчинская и Акташ-Бордуйская) создают сложную, но закономерно построенную систему погружающихся к западу складок. Эти складки являются в основном горизонтальными складками великой моноклинали покровов, осложненной продольными складками и чешуями. На этом (третьем) этапе деформаций к субмеридиональному сжатию первых двух этапов присоединились движения субширотные. Моноклинали покровов вместе с продольными складками и чешуями были гофрированы в новом, северо-западном направлении с характерным S-образным рисунком дислокаций, как если бы Срединный Тянь-Шань смещался к западу, а Тарим к востоку. Вероятно, уже в процессе этих деформаций начали возникать позднетерциарские сдвиги, которые мы рассмотрим в качестве нарушенный следующего, четвертого этапа деформаций.

Для оценки геологического возраста третьего этапа деформаций следует помнить, что в них вовлечены раннепермские породы Джангарта и даже поверхность более позднего Джангартского надвига. Нам представляется, что гранитоидные интрузии не были деформированы диагональными гемискладками. В Бозойской гемисинформе, например, можно видеть, что граниты секут уже сложившуюся складку. Но вместе с тем намечается некоторая приуроченность гранитоидных массивов к участкам развития диагональных складок. Так, кусты гранитоидных массивов тяготеют к

трем пунктам: Бозойской гемисинформе, Данковской гемисинформе и Кайчинско-Бордуйскому участку гемискладок. Вероятно, гранитоидные массивы появляются сразу же после, а иногда даже в конце третьего этапа деформаций.

Четвертый этап герцинских деформаций: продольные секущие разломы

Группа позднегерцинских секущих разрывов включает довольно разнообразие по размерам, ориентировке и характеру смещений дизъюнктивные нарушения. Поскольку в возрастном отношении эти разломы близки времени формирования гранитоидных и щелочных плутонов, а также времени гидротермального рудообразования, следовало бы обратить на них особое внимание. Но для этого необходима постановка специальных тематических исследований.

К числу наиболее крупных разрывов данной группы относятся: 1. Атбаш-Ильчекский разлом 1-го порядка. 2. Терексуйские разрывы, его сопровождающие. 3. Чакташский разрыв. 4. Северо-Чирмашский надвиг. 5. Южно-Атбашинский разлом. 6. Учкель-Каиндинский разлом. 7. Джанджерский разрыв. 8. Южно-Джанджерский разлом. 9. Чатыркуль-Аксайский предполагаемый разлом. 10. Мустьрский разрыв.

Общие черты разрывов данной группы:

- прямолинейные или слабо изогнутые очертания в плане (разрывы не участвуют в изгибах горизонтальных флексур третьего этапа);

- примерное соответствие общему простиранию структур Южного Тянь-Шаня;

- крутое или выполаживающееся лишь близ поверхности положение плоскостей скольжения;

- пересечение и смещение поверхностей надвигов первого этапа или нарушение обычной последовательности чередования тектонических покровов;

- присутствие (иногда) даек гранитоидов или признаков гидротермальной минерализации;

- отсутствие (иногда) смещений мезокайнозойских отложений, соответствующих им поверхностей древней денудации или альпийских структур.

Надо заметить, что труднее всего отличить позднегерцинские разрывы от новейших дислокаций, ибо последние имеют тенденцию местами очень близко совпадать с позднегерцинскими. Возможно, что некоторым альпийским нарушениям мы приписываем ошибочно позднегерцинское наложение.

Атбаш-Иньльчекский разлом [Зубов, 1956] — одна из крупнейших структурных линий Тянь-Шаня, отделяющая в восточном сегменте Срединный Тянь-Шань от Южного. Обычно ему приписывается древнее заложение, но мы не можем назвать реального признака его существования до конца третьего этапа герцинских дислокаций. Разлом под острым углом срезает герцинские структуры как Срединного, так и Южного Тянь-Шаня. С юго-запада к нему подходят различные покровы, сложенные различными типами разрезов геосинклинального комплекса, причем не наблюдается изменений в характере разреза с приближением к линии разлома, хотя за ней развиты резко отличные герцинские формации. Особенно это заметно в отношении отложений верхнего силура — нижнего девона, которые отсутствуют в морских фациях в Срединном Тянь-Шане. Как это ни странно, многие геологи видят в этом как раз обратное — доказательство существования "консидиментационного" разлома в среднем палеозое. Но как представить себе береговую линию, к которой длительное время вплотную подходят различные, в том числе сравнительно глубоководные фациальные зоны, не испытывая никаких изменений, указывающих на ее близость? Не правильнее ли будет признать вторичность наблюдаемых ныне соотношений, тем более, что уже в самой покровной структуре Южного Тянь-Шаня мы видим значительные сближения фациальных зон, а Атбаш-Иньльчекский разлом сечет пакеты покровов, уже омятые в складки? Так, близ устья Улана он срезает структуры атбашинской свиты, восточнее срезает складки в Уланском покрове, а в низовьях Чапыркорума к линии разлома подходит осевая зона одноименной синформы. В бассейне Карасая близко к разлому подходит сравнительно низкий, 4-й покров (Борколдойский). В среднем течении Учкеля от рассматриваемого разлома отходит Каиндинская синформа.

В Арпинской впадине разлом осложнен альпийским взбросом с опущенным южным крылом, а в Атбашинской впадине с опущенным

северным крылом; на Иньльчече вдоль него на протяжении почти 80 км тянется узкое крутопадающее тело гранитов с особенно отчетливым разрывным южным контактом (альпийский? взброс с поднятым северным крылом).

Молодые движения по-разному затронули зону Атбаши-Иньльчечского разлома. Они создали впадины, простиравшиеся несколько косо по отношению к этому разлому: на западе более близкие к широтному направлению, чем линия разлома, на востоке (среднее течение Учкеля) известна впадина, отходящая от разлома в северо-восточном направлении. Ясно, что единство этой линии придадут не альпийские, а более древние движения. Их последовательность и характер расширять трудно. Нам представляется, что срезание структур в обоих крыльях, исчезновение и вновь появление около зоны разлома фацциальных зон можно совместить с его прямолинейностью и крутизной только при допущении, что на первом этапе герцинского скатия Южный Тянь-Шань был подвинут под Срединный, а на третьем-четвертом этапе возник рассматриваемый разлом; сначала как сдвиг, а затем как крутой взброс Южного Тянь-Шаня на Срединный (местами наоборот) с элементами возможных здесь же сдвиговых смещений. Позднепалеозойская и мезозойская денудация уничтожили надвинутые средне-тянь-шаньские массивы, обнажив в поднятом крыле глубоко срезанные структуры метаморфизованных толщ Южного Тянь-Шаня. Атбаши-Иньльчечский разлом, по-видимому, несет некогда существовавшую здесь зону субдукции.

В качестве западного продолжения Атбаши-Иньльчечского разлома в Северо-Восточной Фергане можно рассматривать Атойнакский разлом, также местами обновленный альпийскими движениями.

Зона дробления и милонитизации, сопутствующая Атбаши-Иньльчечскому разлому, иногда составляет всего 10-20 м. (Теректы), но местами достигает 200 м (Чапыркорум). Местами (северные предгорья хр. Атбаши) она сопровождается возникновением параллельных разрывов, о которых мы узнаем по узким блокам верхнепалеозойских отложений, залатых в грабеноподобных структурах (Терексуйские разрывы). Складки моласовых накоплений, залатые в этих грабенах, опрокинуты к северу. Плоскости разрывов круто падают к югу.

Чакташский разрыв проводят по южному контакту полосы выходов метаморфических толщ атбашинской свиты. В южном крыле разрыва присутствуют породы то чирмашского типа разрывов, то ташрабатского (западнее Дженишке). Этим он отличается от надвигов первого этапа деформаций, вероятно, осложняя таковые. На западе Чакташский разрыв отчетливо смещается левым Акбейтским сдвигом, что свидетельствует о более позднем проявлении движений по диагональным сдвигам.

Северо-Чирмашский разрыв представляет сложную субширотную структуру, формировавшуюся не в один этап. Плоскость этого разрыва, занимающая пологое положение западнее истоков Дженишке, в южном направлении быстро приобретает крутое южное падение. Здесь получается картина, соответствующая козырьковому надвигу или ретрошарьяжу, поскольку движение совершилось в северном направлении. Образование ретрошарьяжа сопровождалось дополнительным срывом известняков со своего основания, возникновением чешуй и подрезанных складок (верховья Карганташа).

Прослеживая Северо-Чирмашский разлом к востоку от верховьев Дженишке, можно наблюдать козырьковый взброс, по которому Чирмашские массивы взоросены на вулканогенно-терригенные толщи шириктинского типа. При этом в верховьях Ташрабата разлом проходит по простиранию чирмашских известняков (южное крыло), но резко срезает структуры, развитые в его северном крыле. Изгиб этих структур в зоне влияния разлома позволяет думать о сдвиговых левосторонних смещениях по Северо-Чирмашскому разлому и оценивать суммарный характер движений как сдвигонадвиг (смещение южного крыла к востоку и северу). Южно-Атбашинский разлом прослеживается по южным предгорьям восточной части Атбашинского хребта, отделяя в пределах чирмашских структур область пологих складок от крутой моноклинали, расположенной в его северном крыле. С этим разломом связаны дайкоподобные тела щелочных и основных пород.

В восточной части региона к разломам описываемой группы надо отнести Учкель-Каиндинский. Разлом устанавливается по нарушению обычного порядка чередования покровов (к кокшаальским толщам примыкает то Чиньчекский, то Аtdжайлюский покров), по срезанию пластов и структур в обоих его крыльях, несоответ-

вид структурного плана на крыльях, по появлению в зоне разлома мелких тел базитов и гипербазитов. На значительном участке разлом проходит под русловыми отложениями р. Учкель. В долине Кайнды и в урочище Уччат вдоль его поверхности или даже совпадая с ней проходит альпийский козырьковый надвиг с налвинутым левым крылом. Общее положение плоскости разрыва крутое.

Джанджерский (Северо-Джанджерский) разрыв закартирован как разрыв, нарушающий обычные надвиговые соотношения джанджерского и уланского типов разрезов геосинклинального комплекса, при которых силурийские или девонские толщи первого ложатся на средний карбон второго. Такие соотношения сохранились только в низовьях этой реки и выше устья Кенсу. В значительной же части среднего течения Джанджера на его правом борту к породам нижней части уланского разреза (гли даже к лежащим еще ниже аллотороним песчаникам) по крутому разрыву примыкают разные горизонты джанджерских разрезов. Разрыв представляет собой крутой заброс с поднятым северным крылом.

К этой же группе относится Дунгуроминский разлом, проходящий несколько севернее Джанджерского. В его поднятом левом крыле повторяется весь уланский разрез, начиная с аллоторонских песчаников, а в опущенном северном сохранилась чешуя аллоторонных пород S_2 -D джанджерского типа. Менее ясен возраст пологого срыва известняков Улана с их основания, в котором аллоторонские и парачукурские (S_2) отложения залегают круче, чем их тектоническая кровля.

По левобережью долины р. Джанджер от Кенсу до Балыкты намечается сложная система Окно-Джанджерских разломов, с которыми связано появление базит-гипербазитовых тел. Это очень сложно построенная зона. Серпентиниты, играющие в ее строении существенную роль, в структурном отношении занимают разные позиции. Мы видели тела серпентинитов, перекрытые габброидами и кремнистыми сланцами и выступавшие в ядрах антиклиналей; имеются серпентиниты, залегающие в основании Балыктынского покрова и участвовавшие в строении милолитов, и, наконец, серпентиниты, проникающие по крутопадающим разрывам 4-го этапа в виде осевых линзовидных или неправильной формы тел.

Чатыркуль-Аксайская зона разломов намечается предположительно от долины р. Суёк к пер. Тузбель, далее на северо-восток

над Аксайской впадиной к северному подножию г. Коджеге и опять на восток под Восточно-Аксайской впадиной до левобережья ущелья Котур и, вероятно, далее уходит под впадину Бозджалпак. Эта зона является зоной альпийских взбросов и надвигов, направленных на впадину. Но увязать рисунок герцинских структур на бортах впадин с учетом только альпийских смещений трудно. Особенно это касается долины Суека, района Арасан-Коджеге и района Котура. Структурный рисунок карты получил бы большую стройность, если допустить правые смещения по намеченной линии. Западным продолжением разлома мог бы явиться в таком случае Алашский сдвиг, известный в районе Баубашаты в Ферганском хребте.

Муотырский разлом фиксируется в хр. Торутарт на северном контакте карбонатных массивов, относимых к уланскому типу разрывов. Здесь они оборваны крутым разломом северо-западного простирания, секущим наискось складки и моноклинали известняковых массивов. В зоне разлома отчетливо выражены милониты, достигающие нескольких десятков метров по мощности. Южное крыло разрыва относительно приподнято.

Группа позднегерцинских почти продольных разломов сложна и включает много менее крупных нарушений разного типа. Несомненно, все они требуют более детального изучения. Довольно условно выглядит даже отнесение всей этой группы к четвертому этапу герцинских деформаций, ибо вполне логично думать, что продольные сдвиговые нарушения должны были сопровождать горизонтальные складки третьего этапа, а в ряде случаев обнаруживается подновление позднегерцинских разрывов новейшими. Разнообразие этой группы связано, очевидно, с заложением некоторых разрывов на 3-м этапе и с последующим наложением на общее субмеридиональное остатке местных напряжений, вызванных внедрением гранитоидных массивов.

Пятый этап герцинских деформаций: диагональные разломы (сдвиги)

Диагональные разрывы, омецающие субпродольные позднегерцинские разрывы, по ориентировке подразделяются на две группы: северо-восточные и северо-западные. Большинство из них имеют

незначительные амплитуды и протяженность. Наиболее крупными из северо-восточных разрывов являются: 1. Акбейтский. 2. Уйрумский. 3. Мудримский. Северо-западное направление представлено Таласо-Ферганским разломом, а также Южно-Дженишкинским и Когартским разрывами. Все эти разломы прямолинейны, местами секут и смещают тела гранитоидов и субпродольные разрывы четвертого этапа деформации, т.е. являются либо самыми поздними из герцинских нарушений, либо еще более молодыми линейментами. Таласо-Ферганский разлом не пересекается ни одним другим разрывом, хотя на космических снимках можно найти один линеймент, его пересекающий. Есть признаки, что движения по Таласо-Ферганскому разлому продолжаются и в четвертичное время. Вместе с тем, Акбейтский одвиг утыкается в Таласо-Ферганский, а Уйрумский разлом, по-видимому, не нарушает альпийскую Аксайскую антиклиналь. Получается, что северо-восточные разломы либо предшествуют, либо одновозрастны Таласо-Ферганскому разлому.

Акбейтский левый одвиг, выявленный в 1964 г. В.И.Карповичем и В.А.Колесниковым, отчетливо смещает на 6 км южный контакт атбашинских метаморфических толщ, обрывает на западе Чакташскую и Ширитинскую структуры, возможно, смещает и Атбашинский разлом (этот участок закрыт). Юго-восточный конец сдвига в бассейне Суек не изучен.

Уйрумский разлом того же северо-восточного простирания проходит почти согласно структурам Атбашинского хребта и срывает, изгибая их к югу, структуры хр. Джанджерского. Не исключена его принадлежность к четвертому этапу деформаций и связь с Южно-Джанджерской зоной разломов. В.И.Кнауф оценивает его как левый одвиг. Балыктинский покров в северо-западном крыле следует тогда искать под новейшими отложениями Аксайской впадины. Намечается небольшой изгиб Атбашинского разлома на северо-восточном продолжении Уйрумского. На юго-восточном его продолжении нарушений Аксайской новейшей антиклинали не установлено.

Мудримский (Текелиско-Мудримский) разлом [Довжиков, 1977] и серия параллельных ему мелких разломов рассекают в северо-восточном направлении все структуры южной части описываемого

района. По Мудримскому разлому фиксируются правые смещения всех контактов, достигающие 1,5–2 км. Плоскость скольжения вертикальна. В пределах Бозойской гемисинформы разлом распадается в северо-восточном направлении на ряд разрывов и затухает. А.Е.Довжиков считает этот разрыв очень молодым, смешанным даже склоны хр.Сары-Белес. Контакты с новейшими отложениями не наблюдались.

Таласо-Ферганский разлом получил широкую известность [Огнев, 1939; Буртман, 1964; Довжиков, 1977; Додонова, 1962 и др.]. Защищались две точки зрения на его природу: 1) разлом представляет правый сдвиг на 180–200 км; 2) разлом – длительно развивавшийся линеймент без значительных сдвиговых смещений.

В подтверждение первой точки зрения приводились материалы о смещении границ тектонических зон, верхнепалеозойских прогибов, интрузивных массивов и даже новейших впадин. В обоснование второй точки зрения Довжиков с соавт. [Брежнев и др. 1960 б; Довжиков, 1977] предполагали существование Яссинско-Атбашинского позднесилурийского прогиба, пересеченного, но не смещенного Таласо-Ферганским разломом.

Защищая сдвиговую природу Таласо-Ферганского разлома, мы хотим привести некоторые материалы по сопоставлению стратиграфических и структурных единиц, развитых в Ферганском и Атбашки-Кокшаалском крыльях разлома.

Современные представления о силуре Яссинской и Атбашинской зон заставляют сомневаться в существовании Яссинско-Атбашинского прогиба. Напомним, что в кипчальминской свите, которую помещали ранее в основании верхнесилурийского разреза Яссинской зоны, были обнаружены [Биске и др., 1982] гонтакиты и кораллы D₁₋₂. Эта свита представляет самостоятельный тип разреза среднего палеозоя. Неправомочно также и помещение муштавасской свиты в основание силурийского разреза Атбашинского креста. Детальное картирование этого района показало, что колонка силурийских отложений, на основании которой был установлен глубокий силурийский прогиб, собрана из различных типов разрезов (чирмашского, ширитинского, тамрабатского). Таких разрезов нет в Яссинской зоне.

Сопоставление разрезов и структур Южного Тянь-Шаня, расчлененных Таласо-Ферганским сдвигом, еще не может быть совершенно однозначным, но основные его черты, нам кажется, вырисовываются уже достаточно отчетливо. Опорными единицами в этом сопоставлении могут служить:

1. Терригенные фации девона с остатками флоры и о тентакулитами, присутствующие в кокшаальском и ясоиноком типах разрезов. Сходство этих типов дополняется присутствием известково-кремнистых фаций нижнего-среднего карбона и мощными флишевыми толщами верхнего палеозоя, которые представлены в обоих сравниваемых районах.

2. Карбонатные фации верхнего силура-девона с непостоянным горизонтом эффузивов или кремней в девоне. Такие разрезы характеризуют баубашатинский и уланско-чирмашский тип разрезов среднего палеозоя.

3. Вулканогенные или кремнисто-вулканогенные фации силура-девона, развитые в каракурмоком и джанджержерско-ташрабатском типах разрезов среднего палеозоя.

Эти три пары разрезов настолько характерны, что позволяют иногда вести сравнение на уровне свит, что и сделано в главе "Стратиграфия".

Остальные типы разрезов хуже изучены и менее типичны, но и в них можно видеть определенные черты сходства на разных крыльях разлома. Так, сересуйский окрашенный тип будет подобен кеносуйскому, южно-урумбашский - аксайскому, известняковый кипчальминско-савоярдинский найдет аналогию в джангартском типе и даже майлисуйский разрез можно сопоставить с балыктинским или ширяктинским.

Сопоставление формационных типов усиливается одной и той же последовательностью их чередования в разрезе. И в том, и в другом крыле разлома типы разрезов слагают тектонические покровы, образующие пакет с одной и той же последовательностью чередования. В обоих крыльях исходной структурой была моноклиналь покровов, в которой самое нижнее положение занимал Савоярдинско-Джангартский покров, а самое верхнее - Майлисуйско-Балыктинский.

Сопоставление крыльев разлома можно провести и на уровне продольных складок второго этапа деформаций. Так Охнинско-

Талдынско-Сирентюбинская продольная синформа аналогична Мустьрско-Джанджерско-Чакыркумской зоне синформ. Есть черты сходства и в менее крупных складках. Так, например, много общего можно найти между Карасуйско-Алямпасинской синформой и синформой Тигерек. В обоих крыльях разлома можно найти также пару зон выходов серпентинитов: Атойнакскую и Куровесскую на юго-западном крыле и Атбашинскую и Северо-Тигерекскую на северо-восточном.

Все элементы структуры и формационной зональности указывают на существование правого сдвига по Таласо-Ферганскому разлому. Однако сдвиг был непростой и сопровождался надвигами и изогнутием структур. Об этом говорит тот факт, что амплитуда сдвига, измеренная по одному элементу, не совпадает с амплитудой, оцененной по другому элементу. Так, смещение Атбашинского разлома по отношению к Атойнакскому составляет примерно 170 км, а смещения синформы Тигерек по отношению к синформе Алямпаси — около 125 км; Туругартского разлома по отношению к Алайскому или серпентинитовой Куровесской зоны по отношению к Северо-Тигерекской — около 110-115 км. А если представить себе продолжение Сирентюбинской синформы в бассейн Кутарта и сопоставить ее с продолжением к западу Мустьрской синформы, то смещение не будет, по-видимому, превышать 100 км. Смещение же северного края Сулутерекского массива по отношению к краю Таримской платформы, возможно, составляет всего 75 км.

Хотя эти цифры ввиду экстраполяции и острых углов сопряжения структурных элементов носят приближенный характер, по ним все же можно заметить убывание к югу сдвиговых смещений, что объясняется более сильным субмеридиональным сжатием восточного крыла разлома, особенно значительным в пределах Аршинской впадины и Атбашинского хребта. В этой зоне следует искать более резко выраженные позднегерцинико- и мезокайнозойские структуры сжатия, чем мы привыкли думать.

Южно-Дженишкинский разлом северо-западного простирания сечет и смещает по типу правого сдвига Чирманский известняковый массив. Разлом хорошо виден на левобережье р. Дженишке-кж-ная, где смещение южного контакта массива превышает 2 км. Се-

верный контакт массива также имеет правое смещение около 3 км в верховьях левой составляющей р.Дженшике-северная.

Когартский разлом, хотя и имеет также северо-западное простирание, в своей основе, по-видимому, принадлежит к другому типу разломов — развернутому при образовании Бозойской горизонтальной флексуры надвигу, лишь осложненному небольшим новейшим разломом, заметным и на космических снимках.

Приведенное выше описание герцинических тектонических структур выполнено по отдельным этапам деформаций, что, нам кажется, позволяет лучше понять их главные особенности. В общем виде история этих деформаций сводится к следующим событиям:

1. Возникновение моноклинально наклоненного пакета покровов.

2. Смятие этого пакета продольными крупными складками.

3. Образование горизонтальных флексур и гемискладок, изгибающих продольные складки.

4. Пересечение (?) горизонтальных флексур почти продольными разломами.

5. Нарушение субпродольных разрывов диагональными сдвигами.

Разрывы двух последних этапов в той или иной степени обновлялись в мезокайнозой, хотя в новейших дислокациях видны и новые разломы, резко секущие герцинические структуры, особенно на участках, где последние занимают развернутое положение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новые материалы детальных съемок и тематических работ, проведенных в последнее десятилетие, и анализ ранее накопленных данных по геологии восточного сегмента советского Южного Тянь-Шаня позволяют предложить обновленную схему тектоники этого региона (см. рис. 12). По этой схеме герцинский геосинклинальный комплекс Южного Тянь-Шаня закладывался в обстановке растяжения земной коры с образованием эвгеосинклинального рифта, разделявшего массив Среднего Тянь-Шаня и Таримскую платформу. В результате здесь накопились резко зональные толщи среднего палеозоя, позволяющие выделять с севера на юг ряд формационных типов:

1. Терригенные отложения окраин и подножий срединного массива (шириктинский, иньльченокский, балыктинский типы).

2. Существенно вулканогенные эвгеосинклинальные образования зон активного рифтогенеза (ташрабатский, кайндинский, джанджерокский типы).

3. Сокращенные существенно кремнисто-сланцевые (лептогеосинклинальные) разрезы зон глубоких некомпенсированных прогибов (кенсуйский, карачукурский, аксайский и другие типы).

4. Чередующиеся (в современной структуре) с сокращенными разрезами существенно карбонатные и вулканогенно-карбонатные толщи погружающихся отmelей — компенсированных прогибов (чирмашский, уланский, борколдойский, сарыбелесский типы).

5. Существенно терригенные (многогеосинклинальные) отложения окраины и подножия континентального оклона Таримского массива (кокшаальские типы).

6. Карбонатные толщи шельфовой окраины Таримской платформы (джангартский тип разреза).

В этой схеме недостаточно обоснованной остается первичность чередования карбонатных и кремнисто-сланцевых разрезов (фиксируется только чередование их в современной структуре), а также выделение кайндинского и ташрабатского типов разрезов, которые слабо охарактеризованы фаунистически.

Представляется возможным сопоставление формационных типов геосинклинального комплекса Атбаш-Кокшаальского района с соответствующими латеральными рядами Атойнакско-Ферганского хребта, Алая и Южной Ферганы. Сопоставление намечается как по отдельным типам, так и по характерным комплексам типов. В ряде случаев удается провести сопоставление типов на уровне свит. Намечается возможность разработки общей системы местных стратиграфических единиц для палеозойских толщ всего Южного Тянь-Шаня.

В башкирском веке начинается оближение Среднего Тянь-Шаня с Таримской платформой, приводящее к последовательному шарьированию с севера на юг ряда крупных тектонических покровов, сопровождаемых образованием тонких тектонических пластин и чешуй. Шарьирование является первым резко выраженным этапом герцинских дислокаций. Оно начинается вблизи края среднего массива (верхние покровы) и постепенно захватывает более южные районы, только в ранней перми достигая карбонатных отложений Таримского шельфа. Последовательность этого процесса нарушается только в западлении самого верхнего, терригенного покрова (Ширяктинского, Балыктинского) по отношению к вулканогенному (Ташрабатскому, Джанджеровскому), так как процесс шарьирования начинается с надвигания вулканогенных толщ, соответствующих осевой зоне эвгеосинклинального рифта.

Шарьирование сопровождалось образованием островных гряд, разделяющих глубокий передовой прогиб, в котором шло накопление флишевых толщ, и сравнительно мелководный тыловой молассовый прогиб. Передовой прогиб вместе с фронтом шарьирования смещался в южном направлении, достигая максимального развития в многоэосинклинальной зоне Кокшаала. Тыловой прогиб располагался вдоль границы Среднего и Южного Тянь-Шаня, захватывая краевые части и той, и другой области.

Полого падающий к северу пакет покровов, в наиболее полном виде включающий до семи крупных тектонических пластин (Балыктинская, Джанджеровская, Уланская, Карачукурская, Боркюлдуйская, Кокшаальская, Джангартская) -- вот та первичная структура (Великая моноклиналь покровов Южного Тянь-Шаня), на фоне которой шло образование всех последующих тектонических форм. Чаще

всего в каждом покрове присутствует один формационный тип разреза геосинклиального комплекса, но местами в пределах одной пластины заметны значительные изменения характера разреза. Хотя полного унаследования первичной зональности осадконакопления в покровных структурах не наблюдается, тенденция к такому совпадению имеется.

Последовательность чередования формационных типов разрезов в пакете покровов оказывается выдержанной на значительных площадях, что позволяет видеть в ней определенную "стратиграфию покровов", получившую в Альпах отражение в концепции "цилиндризма". Пользуясь такой намечающейся, хотя и не строго выдержанной "стратиграфией", можно провести параллелизацию покровов не только в пределах восточного сегмента Южного Тянь-Шаня, но сравнить их и с покровами Атойнакско-Ферганского и Алайского районов. Наиболее вероятный вариант таких сопоставлений дан в главе "Тектоника".

Великая моноклираль покровов Южного Тянь-Шаня в полном виде никогда не существовала, ибо в то время, как ее фронтальная часть еще находилась в стадии формирования, тыловая часть уже испытывала последующие, осложняющие ее деформации. Такими деформациями (второго этапа) явились крупные продольные складки покровов — синформы и антиформы первого порядка, сопровождаемые и более мелкими нарушениями. В каждой такой складке участвовало не менее двух-трех покровов. Общая мощность пакета превышала 10 км. К числу наиболее крупных из этих складок относятся: Восточно-Атбашинская синформа, Чаюская антиформа, Ширинтинская синформа, Чирмашовая антиформа, Карасуйская синформа, Уланская антиформа, Джанцзверовая синформа, Чакирворумская синформа, Мустырская синформа, Котурдунская антиформа, Котурская синформа, Теректинская антиформа, Каинлинская синформа и ряд менее значительных структур. Первично эти складки должны были иметь признаки впадного движения поверхностных масс, хотя последующие движения существенно изменили их формы. Складчатые дислокации покровов придали им внешний вид антивергентных синклинорий и синвергентных антиклинорий, что, вероятно, не соответствует истинной природе этих складок. Наиболее точно их существо соответствует терминам синклиналиод и антиклиналиод, к сожалению, редко употребляемым в нашей литературе.

Последующие деформации (третий этап) выразились в горизонтальных S -образных флексурах, создающих диагональные северо-западные парные гемискладки, в процессе формирования которых имели место и вертикальные движения. Наличие горизонтальных изогнутостей на этом этапе хорошо выражено в S -образном изгибе осевой зоны Чакыркорумской синформы. В число этих флексур входят: Бозойско-Джиманичкинская, Данковско-Турасуйская, Эмегенско-Бедельская, Тезско-Кайчинская и Акташско-Бордуйская флексуры. В каждой из них может быть выделена пара складок — гемисинформа и гемиянтиформа. Характерно, что в случае пересечения ими осевой зоны синформы второго этапа (Чакыркорумской) знак складки меняется на обратный, что и является показателем решающей роли горизонтальных движений на данном этапе.

К четвертому этапу деформаций отнесены продольные секущие разрывы, местами срезающие горизонтальные флексуры и несущие следы северного движения масс. Можно предполагать существование сдвиговой составляющей у этих разрывов и их заложение в связи со складками третьего этапа (во времени этапы могут перекрываться). При пересечении этими разрывами надвигов верхних покровов по ним проникают протрузии серпентинитов. Местами они оказывают влияние на распределение гранитоидных тел и щелочных интрузий. Начало образования гранитоидов приходится еще на третий этап деформаций. Главнейшими из разрывов четвертого этапа являются Атбаши-Иныльчекский, Терексуйский, Чакташский, Северо-Чирмашский, Учкель-Каиндинский, Джанджерский, Южно-Джанджерский, Мустырский и Чатыркуль-Аксаковский. Последний намечается предположительно. Подрнегерцинские разрывы четвертого этапа довольно разнообразны, по некоторым из них подвижки возобновлялись неоднократно.

Герцинский тектогенез завершается диагональными сдвигами и взросо-сдвигами северо-западных и северо-восточных простираний (пятый этап). Наиболее крупными из них являются: Таласо-Ферганский, Акбеитский, Уирминский, Мудрумский, Когартский. В работе приведены новые данные в пользу сдвиговых, затухающих к югу правых смещений по Таласо-Ферганскому разлому. Закладываясь в конце палеозоя (?), разрывы пятого этапа (как и четвертого) оказывают заметное влияние на план новейшей тектоники региона.

Сближение массива Срединного Тянь-Шаня с Таримской платформой является ведущим фактором, определившим характер главных герцинических дислокаций. Только начиная с третьего этапа отчетливыми становятся субширотные перемещения, рисунок которых можно объяснить движением Таримской плиты к востоку относительно Тянь-Шаня. Субмеридиональное сжатие остается определяющим фактором также и в эпоху новейшего орогенеза.

Герцинская геосинклиналь Южного Тянь-Шаня развивалась по плану, свойственному многим складчатым областям средиземного типа.

С точки зрения размещения полезных ископаемых известные интерес могут представлять структуры всех этапов деформации, но значение их различно. На первом этапе образовались покровные структуры, причем каждый покров слагается определенным формационным типом разреза геосинклинального комплекса.

Как известно, рудные формации обнаруживают связь с формационными типами разрезов. Так, в Алае достаточно ясно выявлено тяготение пластового сурьмяно-ртутного оруденения к карбонатному алайскому типу разрезов. В рассматриваемом районе ближе всего алайскому типу соответствует борколдойский. Известняковый уланский тип примерно соответствует актурскому (катранскому) с рудопоявлениями ртути. Можно ожидать, что и в рассматриваемом районе встретятся аналогичные взаимоотношения. Известно также, что карбонатные массивы в ядрах антиформ (структуры 2-го и 3-го этапа) более перспективны, чем в мульдах синформных структур. С этой точки зрения антиформы Чакская, Уланская, Бедельская, Кайчинская (две последних - в пределах борколдойского типа) имеют благоприятную позицию. Структурно благоприятна и Чирмашокая антиформа, но наличие интрузивных массивов и повышенный метаморфизм пород накладывает свой отпечаток на перспективы поисков, оставляя надежды на находки сравнительно высокотемпературных образований.

Покровное строение Южного Тянь-Шаня, нам представляется, следует учитывать при обсуждении любой гипотезы формирования позднегерцинических месторождений полезных ископаемых, магматических тел, процессов метаморфизма. Довольно ясная связь определенных металлов с определенными осадочными формациями может

толковаться как признак местного источника рудного вещества.

Вместе с тем широкое распространение получили представления о связи телетермальных месторождений с тектоническими разрывами. Наибольший интерес с этой точки зрения должны вызывать разрывы 4-го и 5-го этапа деформации (позднегерцинские). Там, где эти разрывы секут верхние покровы, возможно образование ртутных месторождений листовенитового типа; там, где они секут средние (карбонатные) покровы — появление джаспероидной, кальцит-киноварной минерализации или других гидротермальных проявлений.

Обрабает на себя внимание тот факт, что продольные позднегерцинские разрывы, нарушающие обычную последовательность в залегании покровов и аналогичные Арпалыкскому, Шивалинскому или Каракшинскому разломам Алая, в описываемом районе, как правило, перекрыты континентальными молассами новейших впадин (Аксайская, Карасуйская, Атбашинская). Так, например, строение бортов Аксайских впадин нельзя увязать без допущения существования под ними позднегерцинского разлома со значительными, в том числе сдвиговыми смещениями. Наиболее близко к поверхности этот разлом подходит близ Арасанских гор, но на всем протяжении закрыт новейшими отложениями. Изучение подобных зон со временем встанет на повестку дня.

Важнейшим фактором распределения высокотемпературной минерализации являются плутоны гранитов и щелочных пород. В их расположении не наблюдается явных связей ни о зональности геосинклинальных погружений, ни со структурами первого этапа деформаций. Скорее, можно заметить отрицательную связь с эвгеосинклинальной зоной Южного Тянь-Шаня, хотя в большинстве складчатых областей эта связь считается положительной. Среди структур второго этапа поздние гранитоиды отдают некоторое предпочтение антиформам, вследствие чего редко достигают в Южном Тянь-Шане верхних покровов, залегавших обычно в мульдах синформ. Исключением в этом отношении являются лишь район Ак-Джилги (Алай) и междуречье Иньльчек-Камнды. Известная рудоносность обоих этих районов позволяет думать о перспективности участков внедрения гранитоидов в вулканогенные толщи

эвгеосинклинального комплекса. Намечается некоторая связь между расположением гранитоидов и нарушениями 3-го и 4-го этапа герцинских дислокаций. Виздрения гранитоидных plutонов в существенно терригенные или терригенно-вулканогенные типы разрезов являются благоприятными в отношении оловянного оруденения [Дорошенко и др., 1977].

Авторам достаточно ясны слабые стороны представляемой работы. Изученность рассматриваемого сектора резко неравномерна, и тектоническая схема (см. рис. 12) на ряде участков (Торугарт, восточная часть Улана, высокогорный узел между Чакиркорумом и Узенгегушем, район пика Данкова и др.) требует доработки, носит характер геологического прогноза. Вероятно, она может послужить стимулом дальнейших целенаправленных исследований и элементом создания единой схемы стратиграфии и тектоники палеозоя Южного Тянь-Шаня.

Бакиров А. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе, 1978.

Бакиров А. и др. Новые данные по стратиграфии палеозоя восточной части хребтов Уланского и Нарын-Тоо. - Матер. по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе, 1961, вып.1.

Бельговский Г.Д., Эктова Л.А. Терригенные отложения позднего девона западной части хребта Кок-Шаал (Тянь-Шань). - Матер. ВСЕГЕИ, информ. сб. Л., 1961, № 45.

Бельговский Г.Д., Эктова Л.А. О границе бакирского и московского ярусов в Тянь-Шане. - Докл. АН СССР, 1966, т.169, № 6.

Бельговский Г.Д. и др. Каменноугольные и пермские отложения Тянь-Шаня. - Труды ВСЕГЕИ. Л., 1977, т.251.

Белькова Л.Н. и др. Докембрий Среднего Тянь-Шаня. М., 1970.

Биске Ю.С. О палеогеографической и структурной позиции некоторых известняковых разрезов Южного Тянь-Шаня. - В кн.: Вопросы стратиграфии. Л., 1979, вып.2.

Биске Ю.С. К палеозойской истории северной окраины Таримского континента. - Вопросы региональной геологии. Л., 1983, вып.3.

Биске Ю.С., Поршняков Г.С. Стратиграфия среднего палеозоя Северо-Восточной Ферганы. - Вопросы стратиграфии. Л., 1974, вып.1.

Биске Ю.С., Цветков А.А. Среднепалеозойский магматизм Северо-Восточной Ферганы. - Вестн. Ленингр. ун-та, 1975, № 16.

Биске Ю.С. и др. Типы разрезов палеозоя Атбashi-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. - Вопросы стратиграфии. Л., 1979, вып.2.

Биске Ю.С. и др. Геологическая обстановка развития марьянцев в Южном Тянь-Шане. - В кн.: Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе, 1981.

Биске Ю.С. и др. Термины Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1982.

Битсарь Е.Д. Эволюция консолидационных процессов в процессе формирования палеозойской складчатой структуры Южной Ферганы (междуречье Шакимарпан-Кургузата). В кн.: Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе, 1981.

Бражнев В.Д. Новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений северного склона хребта Майдан-таг (система Кок-Шаала). - Матер. ВСЕГЕИ, информ. сб. Л., 1961, № 57.

Бражнев В.Д. Раннегеосинклинальные формации и стадии развития Джанниджурской зоны герциниды Южного Тянь-Шаня. - Труды ВСЕГЕИ, Л., 1976, т.224.

Брежнев В.Д., Некрасова Л.А. О верхнепалеозойских отложениях северного склона хр. Торугарт (Южный Тянь-Шань). - В кн.: Вопросы геологии Средней Азии, 1970.

Брежнев В.Д. и др. Палеозойские отложения западной части системы хребтов Кок-Шаала. - Матер. ВСЕГЕИ, информ. сб. Л., 1960а, № 32.

Брежнев В.Д. и др. Силурийские отложения Ферганского и Атбашинского хребтов. - Труды управления геологии при СМ КиргССР, 1960б, сб.1.

Брежнев В.Д. и др. Палеозойские отложения системы хребтов Кок-Шаала. - Труды ВСЕГЕИ, нов. сер. Л., 1970, т.168.

Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М., 1964.

Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М., 1976.

Волкова А.А., Ловжиков А.Е. Тянь-Шаньская геосинклинальная область. Яссы-Атбашинская, Джанджирская и Аксайская зоны. - В кн.: Стратиграфия СССР, Т.5. Силурийская система, М., 1965.

Волкова А.А., Чернова И.А. К стратиграфии верхнесилурийских и девонских отложений северных отрогов Кок-Шаальского хребта. - Изв. АН КиргССР, Сер. естеств. и техн. наук, 1961, т.3, вып.4.

Геология СССР, Т.ХУ. Киргизская ССР. М., 1972.

Гординов В.Б. и др. Новый тип разреза среднего палеозоя Южной Ферганы. - В кн.: Вопросы стратиграфии, Л., 1979, вып.2.

Ловжиков А.Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. М., 1977.

Ловжиков А.Е. Стадии развития геосинклинальной формационный ряд и условия формирования складчатой структуры Южного Тянь-Шаня. - В кн.: Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе, 1981.

Ловжиков А.Е. и др. Тянь-Шаньская складчатая система. В кн.: Геологическое строение СССР, Т.Ц. М., 1968.

Додонова Т.А. К истории формирования Таласо-Ферганского разлома. - В кн.: Труды Управления геологии и охраны недр КиргССР, 1961, сб. 2.

Додонова Т.А. Возраст интрузивных пород Кокшаалтау (Южный Тянь-Шань). - Докл. АН СССР, 1966, т.170, № 1.

Дорошенко Я.И. и др. Закономерности распределения олова и ртути в герцинидах Кокшаала. - Сов. геология, 1977, № 3.

Зубов Е.И. О важнейших разломах Тянь-Шаня. Докл. АН СССР, 1956, т.III, № 3.

Зубов С.Е. О покровном строении Джанджирского хребта (КиргССР). - Матер. IV науч. конф. аспирантов и молодых ученых МГУ. Сер. Геология, М., 1977, т.1.

Ким А.И., Ларин Н.М. О границе между силуrom и девонem в Южном Тянь-Шане. - В кн.: Биостратиграфия пограничных отложений силура и девона. М., 1968.

Кнафф В.И. Тектоника палеозойд восточной части Советского Тянь-Шаня: Автореф. докт. дис. Ташкент, 1973.

Колесник С.В., Эпштейн С.В. Геологическое описание хр. Ак-Ширяк и части северного склона Кок-Шаала. - Труды Ледник. экспед. 3-го Межд. полярн. года. Л., 1936, вып.2.

Комарова И.З. Девонские отложения Атбашинского хребта. - Матер. ВСНГПИ, инф. об. Л., 1961, № 46.

Куряков С.А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М., 1968.

Малыгина А.А., Сапельников В.И. Силурийские, раннедевонские и эфрельские *Pentamerida* Южного Тянь-Шаня. М., 1973.

Осман В.Н. Таласо-Ферганский разлом. - Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939, № 4.

Омонбетов К.О. Геологическое строение и закономерности размещения ртутного оруднения Уланского хребта. Фрунзе, 1980.

Потыкаев Г.С. Терцииды Алай и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1978.

Поярков В.В. Стратиграфия и фораминиферы девона Тянь-Шаня. Фрунзе, 1969.

Пуркин М.М. Новые данные по стратиграфии каменноугольных отложений Кок-Шаала. Матер. по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе, т.1, 1962.

Пуркин М.М. и др. Стратиграфия и новые виды фораминифер фрунзской отложений хр. Боржомдой (Тянь-Шань). - Изв. АН УзССР. Сер. естеств. и техн. наук, 1961, т.11, вып.4.

Савицкий В.М. Северо-западная часть Теримского бассейна. Геологический очерк. М., 1957.

Савицкий В.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., 1930.

Савицкий В.М., Савицкая В.М. Тянь-Шань. Главнейшие элементы тектоники. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958, № 4.

Тасаманов Ю.А. Терциидные структуры Северо-Восточной Ферганы: автореф. канд. дис. Л., 1981.

Фарахманов В.А. Основные черты тектоники Алай-Кампирского района Южного Тянь-Шаня (КНР). - Геол. об. Львовск. геол. об-ва, 1968, № 5-6.

Христов Е.В. Некомпенсированного протуби Кок-Шаала. В сб.: Тектоника допалеозой и палеоз, толд Тянь-Шаня. Фрунзе, 1970.

Христов Е.В. О структурном положении атбашинского метаморфического комплекса. - Докл. АН СССР, 1981, т.257, № 6.

Христов Е.В., Колесников С.В. О воззате атбашинской свиты и ее положении в региональной структуре Тянь-Шаня. Геол. об. Львовск. геол. об-ва, 1966, № 10.

Христов Е.В., Христова М.И. Структурное положение в особенности строения офиолитов восточной части Кайно-Тяньшаньского пояса. - Геотектоника, 1978, № 5.

188

Эктова Л.А., Бельговский Г.Л. Основные черты палеозойской структуры восточной части Южного Тянь-Шаня. - Геотектоника, 1980, № 6.

Игровкин А.В. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации палеозоя Восточного Алая. - В кн.: Вопросы стратиграфии. Л., 1973, вып. I.

Оглавление

Введение	3
Глава I. СТРАТИГРАФИЯ	7
Стратиграфические комплексы эвгеосинклиальной зоны	12
1. Карбонатные и вулканогенно-карбонатные разрезы геосинклиального комплекса	13
2. Вулканогенные и кремнисто-вулканогенные разрезы геосинклиального комплекса	42
3. Вулканогенно-терригенные разрезы геосинклиального комплекса	55
4. Кремнисто-сланцевые (лептогеосинклиальные) разрезы	61
Стратиграфические комплексы миегеосинклиальной зоны	70
1. Терригенные разрезы геосинклиального комплекса	70
2. Карбонатные разрезы геосинклиального комплекса	85
Глава II. ТЕКТУНИКА	86
Общая тектоническая позиция восточного сегмента Советского Тянь-Шаня	88
Формационная зональность геосинклиального комплекса	99
Последовательность герцинского структурообразования	105
Первый этап герцинских деформаций: надвиги и шарьяжи (тектонические чешуи и покровы)	107
Второй этап герцинских деформаций: продольные складки покровов и чешуй	140
Третий этап герцинских деформаций: диагональные складки	160
Четвертый этап герцинских деформаций: продольные секущие разломы	163
Пятый этап герцинских деформаций: диагональные разломы (сдвиги)	173
Заключение	179
Указатель литературы	186

Крип Сергейвич Биокэ
Сергей Евгеньевич Зубцов
Георгий Сергеевич Пориняков

УТЕРМИНЫ АТЪАМИ-КОКШААЛЬСКОГО РАЙОНА
КЕНОГО ТЯНЬ-ШАНИ

Редактор М.С.Юдович
Художественный редактор А.Р.Голубев
Обложка художника Ю.Н.Басильева
Технический редактор В.Н.Весежова
Корректоры С.К.Школьникова, М.А.Малюткина

Подписано в печать 04.07.85. М-32246
Формат бум. 60x84 1/16. Бумага тип № 2. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 11,16. Усл. гр.-отт. 11,83. Уч.-изд. л. 10,62.
Тираж 316 экз. Заказ 768 Цена 1 р.60 к.
Издательство ЦДУ имени А.А.Жданова. 199164, Ленинград,
Университетская наб., 7/9.

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА В 1985 г.

ВЫПУСТИТ В СВЕТ КНИГУ

К с е н о ф о н т о в О.К., Д а в ы д о в Е.В. Петрология и металлогения габбро-диорит-гранитовой серии Зауралья.

15 л. 3 р. 30 к.

В монографии на основе детального геологического картирования гранитоидных массивов Зауралья (Михайловского, Джетыгаринско-Милютинского, Барамбаевского, Тогузакского и др.) впервые создана петрогенетическая модель формирования важных в металлогеническом отношении габбро-диорит-гранитовых серий. Представления о морфологии, строении, глубине залегания габброидных и гранитоидных массивов и их металлогенической специализации могут быть использованы для поиска рудных месторождений на сходных в геологическом отношении территориях Советского Союза, а также при прогнозно-металлогенических исследованиях, что имеет важное теоретическое и народнохозяйственное значение.

Книга предназначена для геологов - съемщиков, петрологов и металлогенистов.

Заказ направляйте по адресу: 191186, Ленинград, Невский проспект, д. 28, Магазины № 1, "Дом книги" Отдел "Книга почтой"