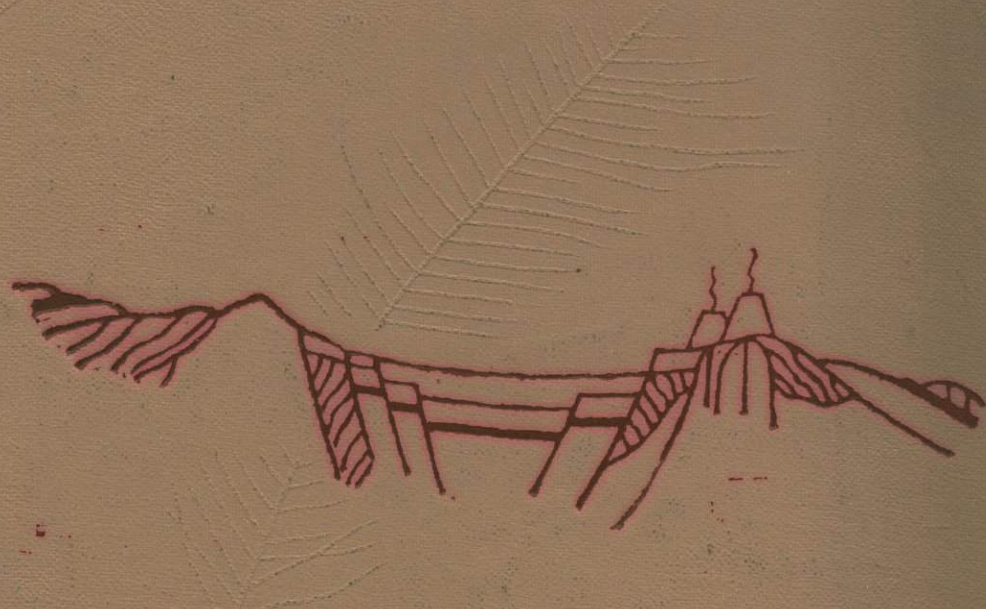


Д.С. МАСУМОВ О.М. БОРИСОВ Ф.Р. БЕНШ

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ
СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО
ТЯНЬ-ШАНЯ



АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

551.735

А. С. МАСУМОВ, О. М. БОРИСОВ, Ф. Р. БЕНШ

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

2661

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
ТАШКЕНТ—1978



УДК 551.735/736(235.216+235.214)

А. С. Масумов, О. М. Борисов, Ф. Р. Бенш. **Верхний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня.** Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1978. Табл.—нет, рис.— 18, библиограф. — 207 назв.

В монографии рассматриваются проблемы, связанные с био- и ритмостратиграфией верхнепалеозойских толщ. По среднему — верхнему карбону и перми дана сводка существующего материала, в том числе и полученного авторами в последние годы. Расчленение морских отложений среднего — верхнего карбона и нижней перми на зоны и горизонты основано на изучении отряда Fusulinida. Для многих горизонтов приводятся комплексы гониатитов, брахиопод, остракод, кораллов и других групп ископаемых. Критически пересматривается возраст флишевых толщ некоторых регионов. Расчленение континентальных образований карбона и перми основано на изучении растительных остатков. В результате развития и переопределения растительных комплексов изменена возрастная датировка ряда толщ. Впервые устанавливается близость кунгурско-уфимских флор Кармазара с одновозрастными флорами Печорского приуралья и Джунгарии. Проведена типизация орогенных структур.

Книга рассчитана на геологов-съемщиков, стратиграфов, палеонтологов и лиц, интересующихся вопросами региональной геологии.

Ответственный редактор
чл.-корр. АН УзССР А. Г. БАБАЕВ

Б $\frac{20801-837}{355(06)-78}$ 34-78 © Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1978.

ВВЕДЕНИЕ

В учении о геосинклиналях и платформах одна из важных проблем — выяснение соотношений геосинклинальных структур со структурами «жестких» массивов (краевые, срединные и т. п.) в орогенный период их развития. Установлению тектонической природы орогенных структур посвящены многочисленные работы советских и зарубежных исследователей, но проблема все же не может считаться решенной. Существует множество терминов, применяемых для обозначения образований орогенного класса (эпигеосинклинальный, парагеосинклинальный, брахиогеосинклинальный, полуплатформенный, квазиплатформенный, квазикратонный, переходный, промежуточный, предчехольный, сводово-глыбовый, геоантиклинальный, мульдовый, равнинный, автономной или отраженной активизации и т. д.), что свидетельствует о различных представлениях по этому вопросу и о полигенном происхождении орогенных образований и слагаемых ими структур.

По нашему мнению, один из благодатных регионов для решения этой проблемы — горные сооружения Срединного и Южного Тянь-Шаня — область завершенной герцинской складчатости. Ее структурный рисунок определяется довольно крупным Курамино-Ферганским (Сырдарьинский) срединным массивом, с севера окаймленным небольшими узкими Большекаратауской, Чаткальской и Нарынской геосинклиналями, с юга — более крупными Южно-Тяньшаньской и Кокшаалской, а с запада — восточной ветвью Уралид.

Верхнепалеозойский комплекс мы начинаем образованиями верхнебашкирского подъяруса среднего карбона. Это вызвано тем, что с предпозднебашкирским временем связан отчетливый историко-геологический рубеж, выраженный структурными и стратиграфическими несогласиями, наличием крупной эпохи размыва, заметным переломом в эволюции морских беспозвоночных.

С верхнепалеозойской эпохой также связано проявление более поздней во времени главной фазы складчатости и регионального метаморфизма (в предпозднемосковское время), а также образование тел гранитоидов, проявление наложенной активизации в пределах «жестких» массивов в орогенный период развития. Эта эпоха определила формирование металлогенического профиля региона.

За последнее десятилетие в результате изучения верхнепалеозойских образований в горных сооружениях Срединного и Южного Тянь-Шаня получены новые сведения по их стратиграфии, тектонике и магматизму. В результате обобщения этого материала выявлено несколько

генетических типов орогенных структур: 1 — позднегеосинклинальных грабен-синклиналиев и унаследованных прогибов; 2 — предгеосинклинально-складчатых прогибов — тыловых и фронтальных, образовавшихся вследствие резонансно-тектонической активизации; 3 — наложенных вулкано-тектонических структур и 4 — остаточных депрессий и прогибов в пределах «жестких» массивов. Новые материалы по стратиграфии верхнего палеозоя позволили уточнить границы тектонических этапов, время проявления складкообразовательных процессов и место вулканогенных и плутонических образований в общем плане геологического развития региона.

Установление типов орогенных структур и их связи с геосинклинальными процессами позволило осветить проблему орогенного этапа в ее магматическом аспекте, показать наличие собственно позднегеосинклинальных и наложенных комплексов, выяснить влияние конкретных структур на характер магматической деятельности.

Для доказательства полигенного происхождения орогенных образований поздних палеозойд рассматриваемой территории необходима детально разработанная биостратиграфическая основа.

Для морских толщ верхнего палеозоя такая схема создана в результате многолетних исследований Ф. Р. Бенш, З. С. Румянцевой, В. Д. Салтовской, Н. А. Аносовой, А. Д. Дженчураевой и др. В основу расчленения морского верхнего палеозоя положено развитие отряда фузулинид, обеспечившее выделение детальных стратиграфических подразделений. Эти исследователи изучили разрезы верхнего палеозоя ряда районов Срединного и Южного Тянь-Шаня, уточнили возраст многих толщ и их стратиграфическую последовательность.

В области стратиграфии континентальных толщ много сделано Т. А. Сикстель и Л. И. Савицкой. В настоящее время А. С. Масумов значительно уточнил объем и стратиграфию пермских континентальных образований Срединного и Южного Тянь-Шаня, а также Южного Гиссара. На основе новых сборов и переопределений ископаемой флоры им показано, что осадочно-вулканогенный разрез верхнего палеозоя Каржантау-Кураминских гор завершается не отложениями нижнего триаса, а образованиями, по-видимому, казанского яруса. Основная масса вулканитов в пределах этого разреза сосредоточена в нижней перми. Кроме того, показан раннепермский возраст образований, завершающих разрез верхнего палеозоя Южного Гиссара.

В результате региональных исследований М. А. Ахмеджанова, Э. Р. Базарбаева и О. М. Борисова установлено, что часть отложений в пределах Западного Узбекистана, считавшихся каменноугольными, является средне-верхнерифейской. Другая часть на основе новых находок фауны выделена из состава силура и нижнего девона и помещена в каменноугольную систему.

Интенсивные геофизические исследования и глубокое бурение на равнинных и межгорных территориях (Кызылкумы, Приташкентский район, Ферганская долина и др.) способствовали поступлению в большом количестве нового фактического материала о составе и строении домезозойских образований. Это позволило проследить распространение верхнепалеозойских образований под чехлом мезо-кайнозоя в упомянутых районах, на основе чего выяснено их тектоническое положение.

Эти и другие новые данные существенно изменили представления о распространении отложений верхнего палеозоя, их составе и внутреннем строении, тектонической позиции, что повлекло за собой необходимость уточнения (или коренной пересмотр) сложившихся взглядов о

верхнепалеозойских образованиях в истории геологического развития Тянь-Шаня.

Отсутствие новейшей сводки по верхнепалеозойским образованиям Среднего и Южного Тянь-Шаня предопределило построение работы. После анализа вопросов, связанных с изучением верхнего палеозоя (О. М. Борисов и А. С. Масумов), описываются основные разрезы с учетом новых данных по стратиграфии (А. С. Масумов, Ф. Р. Бенш, О. М. Борисов). Ф. Р. Бенш описала морские отложения верхнего палеозоя горного обрамления Ферганы, Джамантау и Нарынтау, Южного Тянь-Шаня, Южного и Юго-Западного Гиссара; А. С. Масумов — континентальные толщи верхнего палеозоя Каржантау-Кураминских гор, горного обрамления Ферганы, Присонкуля, южного склона Молдотау, Нарынтау, Южного Гиссара и Бухаро-Каршинского региона; О. М. Борисов — верхнепалеозойские отложения Кызылкумов.

Освещая вопросы стратиграфии, авторы придерживались в основном региональных унифицированных схем каменноугольных и пермских отложений Средней Азии, изложенных в «Путеводителях экскурсий по разрезам карбона Средней Азии» (1973, 1975) и в объяснительных записках к схемам.

При описании континентальных толщ мы отступаем от этих схем, что связано с использованием нового материала по растительным остаткам и ревизией имеющихся определений. Это, естественно, привело к изменению возрастных датировок некоторых толщ.

Затем рассматриваются стадии и этапы геологического развития региона в позднем палеозое и раннем мезозое (О. М. Борисов, А. С. Масумов). Завершается работа анализом основных типов орогенных структур (О. М. Борисов).

При работе над книгой авторы старались объединить многочисленные разрозненные сведения о строении, составе и возрасте верхнепалеозойских образований ряда районов. Хотелось бы особо подчеркнуть, что многие вопросы, затронутые в книге,— возраст некоторых свит и отдельных комплексов флоры, стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных толщ в ряде пунктов Юго-Западного Чаткала и Кураминского хребта и др.— еще дискуссионны и потому не претендуют на окончательное решение. Кроме того, не для всех изученных районов полученный материал равноценен.

Необходимо обратить внимание читателя на некоторые важные вопросы, которые, к сожалению, еще далеки от завершения. Один из таких вопросов — установление возраста отложений в зависимости от характера и степени переотложенности остатков фауны или флоры. При решении его необходимо в каждом конкретном случае установить, имели ли мы дело с переотложенными ископаемыми из более древних толщ, или с так называемыми гипавтохтонными комплексами, возраст которых может совпадать с возрастом вмещающей их терригенной толщи.

В отложениях верхнего палеозоя часто встречаются терригенные образования, содержащие органические остатки лишь в карбонатных обломках, валунах и глыбах. Такая фауна считается переотложенной и возраст толщи как правило омолаживается по сравнению с возрастом включенных в нее глыб и галек. Вместе с тем, вопрос о том, всегда ли мы имеем дело с переотложенной фауной, если находим ее в гальках и глыбах известняков, или это гипавтохтонные ориктоценозы, требует специального разрешения. В Карачатыре, Северной Фергане, Байсунтау, Северном Нуратау, Тамдытау, Букантау и других пунктах

известны случаи, когда фауна, устанавливаемая в глыбах и гальках, одного возраста с обнаруженной в известняковых слоях, и не указывает на перемыв и переотложение более древних пород. Эти карбонатные образования часто имеют органогенную структуру и представляют собой небольшие биогермы, образующиеся за счет рифостроящих организмов в прибрежной зоне при расчлененном рельефе морского дна.

В основу настоящей монографии положена схема районирования герцинид, составленная М. А. Ахмеджановым, О. М. Борисовым (1968, 1977). Следует отметить, что Ф. Р. Бенш придерживается иной схемы, в которой низкие предгорья Туркестанского и Алайского хребтов (Каратау, Гузан, Карачатыр), Ферганский и Атойнакский хребты (Восточная и Северо-Восточная Фергана) отнесены к Южному Тянь-Шаню.

В процессе исследований авторы собрали многочисленные окаменелости. А. С. Масумов изучал остракоды, а Ф. Р. Бенш — фузулиниды, другие органические остатки определяли С. В. Мейен, Т. А. Сикстель, Л. И. Савицкая, Н. Г. Вербицкая, М. В. Дуранте, З. Д. Белоусова, А. С. Гусева, Т. Г. Ильина, Н. В. Кабакович, В. Е. Руженцев, М. Ф. Богословская, О. И. Сергунькова, И. А. Попова, Е. Ф. Захаров, Л. В. Кушнар и И. Т. Журавлева. Абсолютный возраст проб определял Ф. Аскарв. Всем названным специалистам мы выражаем благодарность.

Авторы признательны В. Я. Клипенштейну за помощь при сборе полевых материалов, а также Т. А. Быковской и Т. П. Радченко за работу над рукописью и графическим материалом.

Пользуясь случаем, мы приносим искреннюю благодарность И. Х. Хамрабаеву за поддержку в работе над книгой, а также С. В. Мейену, А. Г. Бабаеву, А. К. Бухарину, Э. Р. Базарбаеву, просмотревшим рукопись и сделавшим ряд ценных замечаний.

Глава I. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Горные сооружения Тянь-Шаня, располагающиеся на территории СССР, В. И. Попов (1938) делит на Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань. Горные хребты системы вытянуты с востока на северо-запад, часть из них значительно вдаётся в Туранскую низменность. Подобное деление включает элементы геологического районирования, так как учитывает основные особенности домезозойского развития и строения региона. Оно довольно значительно отличается от районирования Тянь-Шаня, основанного на морфологии рельефа, элементами которого являются хребты и котловины.

В результате бурения и геофизических работ под чехлом мезозоя и кайнозоя выявлено погребенное продолжение Тянь-Шаня, что позволило в первом приближении наметить границы основных его подразделений.

Положив в основу представления В. А. Николаева, В. И. Попова и А. В. Пейве с учетом дополнений и изменений в свете новейших данных, необходимо выделять Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань (рис. 1).

Северный Тянь-Шань выделяется в пределах, намеченных В. А. Николаевым. Его южной границей является «Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня».

Срединный Тянь-Шань на западе ограничен Восточно-Уральским разломом, а на юге — Бесапано-Южноферганским и Атбаши-Иныльчекским. В связи с тем, что в Срединном Тянь-Шане имеется по крайней мере две разнородные системы тектонических элементов, целесообразно различать Каратау-Нарынскую часть Срединного Тянь-Шаня, которая состоит из преимущественно современных горных сооружений (Большой Каратау, Майдантало-Чаткальские горы, Атойнакский хребет и системы гор бассейна р. Нарын), и Кызылкумо-Ферганскую с преобладанием прогибов и депрессий над горными сооружениями.

В состав Южного Тянь-Шаня входит горная система от Султануиздага до Кокшаала включительно. Южной его границей необходимо считать Южно-Тяньшаньский разлом (Х. М. Абдуллаев, О. М. Борисов, 1964).

К югу от Южного Тянь-Шаня располагается Каракумо-Таджикская система поднятий и депрессий, а еще южнее — горные сооружения Копетдага и Памира.

В пределах Центрального Устюрта мы предполагаем погребенное продолжение кряжа Карпинского (донбассиды), а в районе Южной Эмбы и Аральского моря — уралид.

Хотя подобное деление отражает историю развития основных тектонических элементов палеозоя, все же оно в определенной степени является и орографическим. Подобное деление общепринято, удобно и используется в этой работе наряду со структурно-формационным районированием.

Срединный и Южный Тянь-Шань и прилегающая к нему окраина Каракумо-Таджикского региона сложены супракустальным комплек-

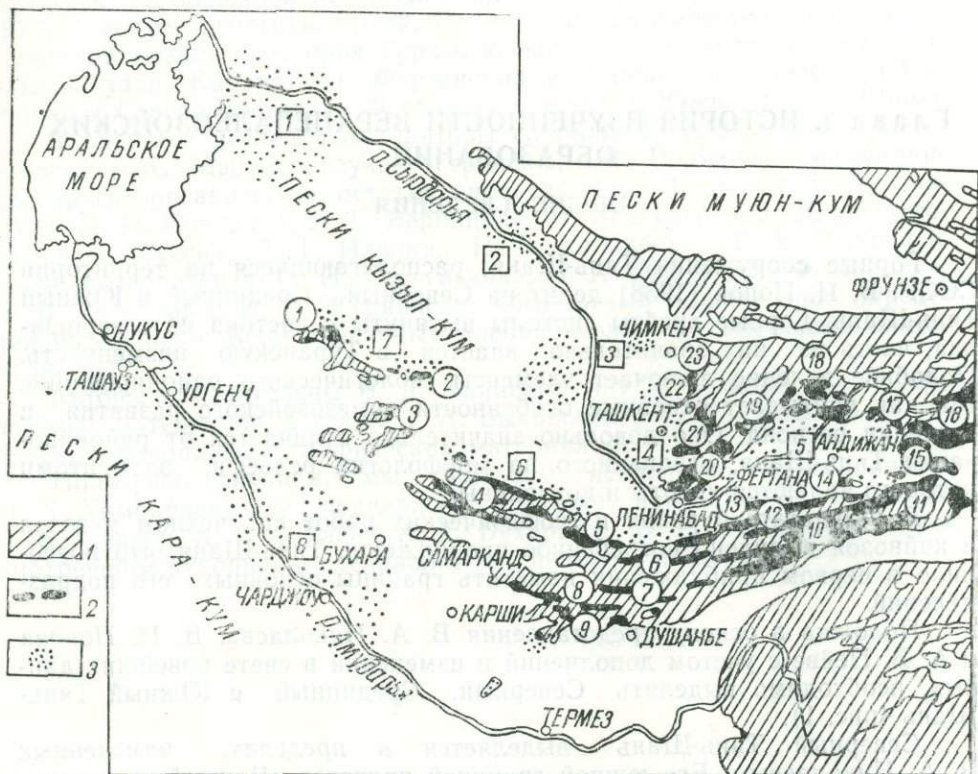


Рис. 1. Схема распространения отложений верхнего палеозоя.

1 — выходы домезозойского фундамента на поверхность; 2 — выходы отложений верхнего палеозоя (цифры в кружке): 1 — Северный Букантау, 2 — Токтаныктау, 3 — Северный Тамдытау, 4 — Северный и Южный Нуратау, 5 — горы Мальгузар, 6 — Туркестанский хребет, 7 — Зеравшанский хребет, 8 — Северный Гиссар и Каратюбе, 9 — Центральный и Юго-Западный Гиссар, 10 — Алайский хребет, 11 — Восточный Алай, 12 — Шунк-Шуранская полоса, 13 — Каратау и Гузан, 14 — Карачатыр, 15 — Восточная Фергана, 16 — Молдотау, Джамантау-Нарынтау, 17 — Суганды-Кургартский район, 18 — Северная Фергана, 19 — Кассан, 20 — Карамазар, 21 — юго-западные отроги Чаткала, 22 — Каржантау, 23 — Таласский Алатау; 3 — площади отложений верхнего палеозоя, установленные геофизикой и бурением (цифры в квадратах): 1 — Нижнесырдарьинская, 2 — Южно-Каратауская, 3 — Среднесырдарьинская, 4 — Приташкентская, 5 — Ферганская, 6 — Ханбанды-Уратобинская, 7 — Букантауская, 8 — Бухаро-Амударьинская.

сом архея — среднего протерозоя, осадочными и осадочно-вулканогенными породами верхнего протерозоя — нижнего палеозоя. Средневерхнепалеозойские осадочные и вулканогенные образования наиболее распространены и сопровождаются плутоническими массивами среднего, кислого, реже субщелочного и щелочного состава.

В результате герцинского тектогенеза осадки верхнего протерозоя — среднего палеозоя смяты в систему линейных и брахиформных складок, подвергнуты зеленокаменному метаморфизму, разбиты разломами на многочисленные блоки. Верхний палеозой — эпоха орогенных (горообразовательных) движений, интенсивного субсеквент-

ного вулканизма, формирования гранитоидных массивов и блоково-складчатых движений.

Основные черты геологического строения региона несомненно во многом предопределены его историей.

Открытие докембрия в пределах геосинклиналей Южного Тянь-Шаня, а также трубок щелочных базальтоидов с ксенолитами глубинных пород позволило судить о составе и строении слоев земной коры и верхней мантии, а также дало возможность проследить эти слои геофизическими методами. Эволюция земной коры в свете новых данных представляется как чередование крупных геосинклинальных периодов (Ахмеджанов, Абдуллаев, Борисов, Базарбаев и др., 1975) с платформенными на фоне направленного структурно-вещественного развития коры. Новый комплекс геосинклиналей закладывался в основном путем деструкции догеосинклинального основания, процессов рифтогенеза, частичного преобразования слоев земной коры. В формировании складок имели значение как вертикальные, так и горизонтальные усилия. Древние блоки земной коры (краевые, срединные и прочие массивы) — относительно устойчивые структуры, но преобразуются в результате наложенной активизации. При таком подходе орогенный период представляется полигенным процессом: позднегеосинклинальным (стадия естественного завершения геосинклинального процесса), тектоно-резонансным (в пределах краевых систем), наложенным (образование тектоно-вулканогенных поясов и ареалов).

В соответствии со схемой геологического районирования, разработанной М. А. Ахмеджановым и О. М. Борисовым (1968, 1977), в Средней Азии выделяются два складчатых пояса: Урало-Монгольский (каледонско-герцинский) и Средиземноморский (герцинско-альпийский), разделенные Каракумо-Таджикским выступом (краевой массив) Русской платформы.

В пределах Урало-Монгольского складчатого пояса (или структурно-фациальной области) имеются две различные по геологическому развитию структурно-фациальные зоны: каледонская (Северо-Тяньшаньская) и герцинская (Урало-Тяньшаньская).

Урало-Тяньшаньская складчатая зона расчленяется на мегантиклинориевые (Большекаратауская, Чаткальская, Нарынская, Южно-Тяньшаньская, Кокшаальская) и мегасинклинориевые (Курамино-Ферганская и Северо-Устюртская) подзоны. Северная ветвь мегантиклинориев (Большекаратауская, Чаткальская и Нарынская подзоны) с юга окаймляет каледониды Северного Тянь-Шаня. Развивавшиеся в них геосинклинали заложились в среднем — позднем девоне на месте передовых прогибов каледонид, что является их общей особенностью. По своему режиму — это типичные миеосинклинали. Полная инверсия произошла только в Чаткальской подзоне в среднем — позднем карбоне, в то время как в других имела место неполная («полуобращенные антиклинории», по В. В. Бронгулеву).

Разрез подзон начинается с несогласно залегающих на рифейском терригенно-карбонатном основании тиллитоподобных песчано-конгломератовых толщ венда, которые выше сменяются песчано-сланцевыми образованиями кембрия — ордовика (около 2000 м). В герцинском этаже широко развиты карбонатные отложения верхнего девона, нижнего карбона и в незначительных количествах присутствуют терригенные породы франского яруса верхнего девона (красноцветные песчаники) и серпуховского яруса нижнего карбона. Отличительной чертой является почти полное отсутствие верхнепалеозойских отложений. Крупные тела гранитоидов каменноугольного возраста характерны только

для Чаткальской подзоны, тогда как по окраинам других подзон отмечаются небольшие тела протрузий гипербазитов (Талас, Атойнак) среднего карбона.

В каледонском этапе преобладают простые прерывистые складки с пологими крыльями, простирающиеся в северо-восточном направлении. В герцинском этапе развиты простые линейные складки, протягивающиеся на северо-восток и перекрещивающиеся с каледонскими под углом 20—30° (Чаткал).

Южная ветвь мегантиклинорий (Кокшаальская и Южно-Тяньшаньская подзоны) — сочетание линейно вытянутых систем антикли-

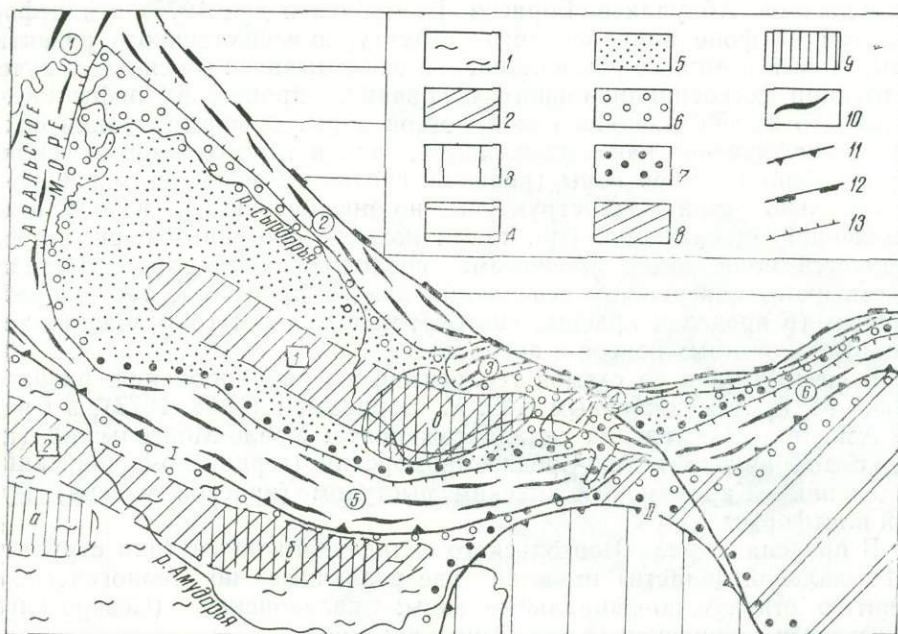


Рис. 2. Схема геологического районирования Среднего и Южного Тянь-Шаня к концу герцинского тектонического цикла (по М. А. Ахмеджанову и О. М. Борисову).

1 — Каракумо-Таджикский краевой массив, 2 — Таримский краевой массив, 3 — Памирский сегмент Средиземноморского подвижного пояса, 4 — Казахстано-Северо-Тяньшаньская зона каледонид; 5 — Курамино-Ферганский (Сырдарьинский) срединный массив, 6 — фронтальные прогибы, 7 — тыловые прогибы, 8 — наложенные вулканические дуги С1—2 (в квадрате: 1 — Кызылкум-Ферганская, 2 — Каракумо-Гиссарская); 9 — верхнепалеозойские вулканические ареалы (а — Каракумский, б — Гиссарский, в — Каржантау-Кураминский), 10 — складчато-орогенные сооружения (в кружке: 1 — южная ветвь Уралид, 2 — Большекаратаяуская подзона, 3 — Чаткальская подзона, 4 — Нарынская подзона, 5 — Южно-Тяньшаньская подзона, 6 — Кокшаальская подзона); 11 — глубинные разломы I порядка (1 — Южно-Тяньшаньский, 11 — Северо-Памирский), 12 — разломы II порядка (важнейшая структурная линия Тянь-Шаня), 13 — разломы III порядка (по границам срединного массива с геосинклиналями).

порийев (обычно веерообразных) и узких грабенообразных синклинориев, осложненных разломами, взбросами и крупными надвигами, амплитудой 1—3, реже 10—15 км. Отложения каледонского этапа представлены терригенно-карбонатным флишем общей мощностью до 6 км, который накапливался во внутриконтинентальных прогибах. В герцинском цикле эти участки приобретают черты миогеосинклиналей: здесь сосредоточиваются терригенно-карбонатные и флишевые отложения девона — среднего карбона. Формирование складчатых структур, внедрение крупных массивов гранитоидов (основная фаза складчатости) падает на предпозднемосковское время и поздний карбон. В среднекарбонно-раннетриасовый период возникают горные сооружения, по окраинам которых образуются передовые и тыловые прогибы, выполненные молассами (рис. 2).

Между этими двумя ветвями мегантиклинорных структур (миогеосинклинали) располагается крупный Курамино-Ферганский мегасинклинорий (срединный массив). Особенности внутреннего строения и состава слагающих его толщ обусловлены жесткостью допалеозойского фундамента, который в результате активного воздействия окружающих его геосинклиналей подвергся процессам наложенной активизации. Отдельные крупные его блоки — Кассанский, Ферганский, Кураминский, Букантауский и другие — имеют специфические черты развития.

В каледонский цикл (вскрыты только отложения силура и нижнего девона) здесь накапливались молассоидные отложения и наземные андезито-кварцево-порфировые формации. Отложения герцинского этажа не являются типично геосинклинальными. Они напоминают образования передовых или наложенных прогибов. Верхнепалеозойские отложения имеют широкое площадное развитие и в основном представлены осадочными и осадочно-вулканогенными молассами. Наземное формирование и преобладающий средний и кислый состав осадочно-вулканогенных толщ Чаткало-Кураминских гор во многом сходны с порфировыми формациями наложенных постгеосинклинальных впадин других районов мира. Карбонатные отложения среднего — верхнего девона напоминают подобные образования Русской платформы. С другой стороны, тела основного состава Северного Тамдытау, Писталитау, Карачатыра и гранитоидные массивы имеют признаки геосинклинального происхождения.

Основной складчатой формой являются системы кулисообразно расположенных крупных брахискладок (длина 30—60 км при ширине 3—10 км), возникших в раннекаменноугольное время. В позднем палеозое преобладала германотипная тектоника с характерной для нее сложной мозаикой блоков.

Таким образом, верхнепалеозойские толщи в Срединном и Южном Тянь-Шане различаются по условиям образования. Они формируются в разнохарактерные по составу ряды геологических формаций и выполняют различные по генезису и формам тектонические элементы. Вышеописанные геосинклинальные и наложенно-тектонические структуры определили зональность верхнепалеозойских отложений и характер магматизма.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

В дореволюционный период о вероятном наличии отложений верхнего палеозоя в горных системах Тянь-Шаня упоминается в работах П. П. Семенова-Тянь-Шанского, Н. А. Северцева, Д. Л. Иванова, А. П. Федченко, Н. П. Барбот-де-Марни и др.

Историю изучения верхнепалеозойских образований (стратиграфия, магматизм, тектоника) Срединного и Южного Тянь-Шаня можно разделить на четыре этапа.

Первый (1874—1930 гг.) охватывает период от маршрутных исследований, начатых в Туркестане Г. Д. Романовским и И. В. Мушкетовым, до первых съемочных работ мелкого масштаба.

Начало детальному палеонтологическому и стратиграфическому изучению верхнепалеозойских отложений положил Г. Д. Романовский («Материалы для геологии Туркестанского края», 1878—1884, 1890).

Большой вклад в изучение геологии, тектоники и рельефообразования внес И. В. Мушкетов (1886—1906, 1889—1891). Он впервые дал геологическое и орографическое описание Туркестана и предложил научную концепцию его геологического строения, выделив широко из-

вестные геолого-орографические дуги. В конце 80-х годов Г. Д. Романовский и И. В. Мушкетов составили геологическую карту Туркестана, явившуюся основой для дальнейших работ.

В конце XIX и в первой четверти XX века наличие верхнепалеозойских образований было подтверждено новыми находками морских фаун, сделанными в Фергане К. И. Богдановичем, В. Н. Вебером, Д. В. Наливкиным, И. А. Рейнвальдом.

Эти данные, а также сведения, собранные С. С. Неустроевым, Д. И. Мушкетовым и др., нашли свое отражение на геологической карте Туркестана, изданной в 1925 г. под редакцией В. Н. Вебера.

В этот же период Д. В. Наливкин в зоне высоких предгорий Алая по р. Аксу (левый приток р. Сох) выделил «газские слои», отнесенные им к среднему карбону. В пределах Северного Нуратау В. А. Николаев отмечает присутствие средне-верхнекаменноугольных отложений в горах Койташ, Меришкор, по саю Даристан.

В 1927 г. А. П. Марковский в долине р. Зидды нашел фауну нижнего карбона и вышележащие отложения были условно отнесены к верхнему палеозою. Здесь же в 1935 г. В. Р. Мартышев установил известняки с фауной среднего карбона.

Первое обобщение по составу и возрасту верхнепалеозойских образований Средней Азии и некоторым чертам их палеогеографии сделал Д. В. Наливкин (1926, 1930), который отметил непрерывность разреза, большую его мощность, пестроту состава, преобладание мелководных и прибрежноморских фаций.

Выделение Д. В. Наливкиным трех зон, названных Северными, Центральными и Южными дугами Тянь-Шаня, в той или иной форме отразилось на всех последующих схемах тектонического районирования этого региона.

Однако впервые широкое развитие верхнего палеозоя в Южном Тянь-Шане и Северной Фергане было установлено в 1928—1930 гг. в результате исследований, проведенных сотрудниками Памиро-Таджикской экспедиции АН СССР. Органические остатки определяли Г. Н. Фредерикс, Г. А. Дуткевич, Б. К. Лихарев, Д. М. Раузер-Чернусова и др.

III Всесоюзный съезд геологов, состоявшийся в 1928 г. в Ташкенте, подвел итог части этих исследований и наметил пути дальнейшего развития геологических работ. Вопросы тектоники освещали в своих выступлениях Д. И. Мушкетов, Д. В. Наливкин, В. А. Николаев и др. Так, В. А. Николаев для Средней Азии выделил следующие циклы (периоды) тектогенеза и магматизма: а) докембрийский, б) первый палеозойский (каледонский), в) второй палеозойский (варисский), г) мезо-кайнозойский (альпийский), проявившиеся с разной степенью интенсивности и полноты и в разных формах в геологической истории различных зон. Подобная «крупная» цикличность получила признание геологов Средней Азии.

Второй этап (1931—1945 гг.) совпадает с периодом планомерных геологических съемок мелкого масштаба. Были закартированы почти все крупные выходы верхнепалеозойских отложений и разработаны первые местные биостратиграфические схемы. Начато петрографическое изучение магматических образований, выявлены основные типы тектонических структур орогенного этапа и созданы сводки по региональной геологии.

Впервые на наличие верхнепалеозойских отложений в Магиан-Фарабском регионе и бассейнах рек Кашкадарья и Джиландыдарья указал в 1931 г. С. И. Клунников. Впоследствии верхнепалеозойские отло-

жения этих районов изучали А. П. Марковский, В. Р. Мартышев, А. В. Пейве, Д. Д. Смирнов, а в конце сороковых годов — М. М. Посохова и М. Н. Соловьева.

В 1934 г. В. Н. Вебер в высоких предгорьях Алая установил средне-верхнекаменноугольные отложения, а в низких описал разрез Карачатыра. В этом же году появились работы А. П. Марковского по геологии южных склонов Алайского хребта, в которых характеризовались разрезы верхнего палеозоя. Последние в 1936 г. были расчленены А. В. Григорьевым на средний и верхний карбон, а конгломератовая толща отнесена к отложениям верхнего карбона — перми. Он же в последующие годы фаунистически охарактеризовал средне-каменноугольные отложения бассейна р. Исфайрам. На северных склонах Зарафшанского хребта отложения карбона впервые в 1934 г. выделил А. П. Марковский.

В Букантау и Тахтатау верхнепалеозойские отложения установили В. А. Захаревич и С. А. Кушнар в 1938—1939 гг.

В тридцатых годах геологические исследования в Северной Фергане проводили В. Н. Огнев, Н. В. Иванов, С. А. Кушнар, А. С. Аделунг, А. А. Лаверов и Н. М. Сеницын. Результаты этих исследований позже были обобщены В. Н. Огневом (1937) и Н. М. Сеницыным (1937).

Первые схемы расчленения вулканогенных образований Кураминского хребта даны С. Ф. Машковцевым (1935) и Б. Н. Наследовым (1935). К этому же времени относятся работы И. В. Дюгаева, Д. Л. Иванова, А. С. Аделунга, давших схемы стратиграфии верхнего палеозоя отдельных районов Каржантау-Кураминского региона.

Материалы по геологии, полученные в предвоенные годы и годы Великой Отечественной войны, послужили основой для создания стратиграфических схем верхнего палеозоя (Б. К. Лихарев, Г. А. Дуткевич, О. И. Сергунькова и др.) и его палеогеографического районирования (Н. Г. Кассин, Н. П. Васильковский, Н. М. Сеницын, В. Н. Огнев, М. М. Тетяев и др.).

В этот период составлены различные схемы тектонического районирования Средней Азии (А. Д. Архангельский, Э. Арган, К. Лейкс, Ф. Махачек, Н. С. Шатский, А. В. Пейве, М. М. Тетяев, О. С. Вялов и др.). Возникла идея о наличии жестких масс внутри складчатых сооружений (Д. И. Мушкетов). В большинстве работ указывается на наличие структурных и палеогеографических связей Урала и Тянь-Шаня, а в работах А. Е. Ферсмана, Б. Н. Наследова, В. И. Попова намечалось наличие геохимико-металлогенической связи.

Основные результаты предшествовавших исследований отражены в трехтомном труде «Геология Узбекской ССР» (1937—1938 гг.) и сводной геологической карте юго-восточной части Средней Азии (1941) под редакцией А. П. Марковского.

Наиболее важным для этого времени явилось выдающееся исследование В. И. Попова (1938) «История поднятий и депрессий Западного Тянь-Шаня». В этой книге, не утратившей своей актуальности до настоящего времени, приведена схема геологического районирования, подчеркнута значительная роль глубинных разломов и магматизма в геологической истории, обосновывается идея непрерывности тектонических движений.

В третий этап (1946—1960 гг.) широко развернулись планомерные геолого-съемочные работы среднего масштаба, начатые коллективами геологов Узбекского, Таджикского, Киргизского геологических управлений, Ленинградского университета (ЛГУ), Всесоюзного Аэрогеологи-

ческого треста (ВАГТ), Всесоюзного геологического института (ВСЕГЕИ).

Этими работами были заложены основы стратиграфии верхнепалеозойских отложений Средней Азии. Так, в пределах Алайского хребта и его предгорий верхнепалеозойские образования изучали О. И. Богуш, Ф. Р. Бенш, Г. И. Биличева, В. И. Волгин, Л. В. Вонгаз, Ю. Я. Кузнецов, Г. А. Каледя, М. М. Кухтиков, Л. В. Кушнар, Н. А. Лисицына, А. Д. Миклухо-Маклай, К. Е. Михайлов, Г. С. Поршняков и др.

В 1954 г. в Карачатыре О. И. Богуш (1960) выявила отложения башкирского яруса и почти всех горизонтов московского (араванские слои отнесены к самым верхам среднего карбона). Эти отложения описаны более детально Ф. Р. Бенш (1958), выделившей в разрезе московского яруса по фораминиферам аналоги верейского и каширского горизонтов и перекрывающие их с несогласием осадки подольского и мячковского горизонтов.

В 1956 г. А. Д. Миклухо-Маклай (1963) установил учбулакский, дастарский и карачатырский горизонты региональной схемы, а в 1958 г. Ф. Р. Бенш — джилгинсайский.

В 1948—1952 гг. Г. С. Чирьзов и Х. В. Рыскина в Юго-Западном и Южном Гиссаре описали осадочно-вулканогенную толщу нижнего карбона, а по находке микрофауны — терригенную толщу (алячпанская свита) верхнего карбона.

В Шинг-Магианском районе верхнепалеозойские образования изучал В. Р. Мартышев. В результате исследований С. К. Овчинникова, А. Т. Тарасенко, М. М. Лебедь, Х. Х. Урманова, М. М. Посоховой и др. в Южном и Юго-Западном Гиссаре в 1954 г. выделены все три отдела карбона, причем в разрезе среднего карбона — каратагская и сагдорская свиты, а в разрезе верхнего — гиссарская.

Верхнепалеозойские отложения в Северном Тамдытау установили в 1954—1956 гг. М. Л. Рывкин, А. С. Стародубцева и др.

В Сангрунтау среднекаменноугольные отложения в 1959 г. выделены из состава более древних образований З. С. Румянцевой.

В 1953—1959 гг. биостратиграфическим расчленением верхнего палеозоя Западного Узбекистана занималась М. Н. Соловьева.

В Северной Фергане верхнепалеозойские образования изучали Н. А. Аносова, Ф. Р. Бенш, Н. П. Васильковский, А. Д. Миклухо-Маклай, К. Т. Мустафин, Л. И. Турбин, С. В. Эпштейн и многие другие.

В Восточной Фергане первые сведения о вероятном наличии верхнепалеозойских отложений принадлежат Е. И. Зубцову (40-е годы). Позже они подтверждены В. И. Тихоновым (1948). В 1945 г. Г. Л. Бельговский в районе оз. Кулун описал среднекаменноугольные породы, а Ю. А. Кузнецов и Б. Н. Леонов в ущелье Капчигай — среднекаменноугольные. Среднекаменноугольные образования также были обнаружены в хребтах Суганды и Каракыр (А. Е. Довжиков), горах Сюреньтюбе (В. Н. Огнев, Л. Н. Белькова, В. А. Растворова) и Чаканташ (Ю. А. Кузнецов, Е. И. Юдина).

Морские нижнепермские отложения в Северной Фергане (Босбутау) установлены в 1945 г. Н. П. Васильковским по брахиоподам (определения Б. К. Лихарева); в Северной и Южной Фергане к пермской системе А. Д. Миклухо-Маклай (1949, 1956, 1958) отнес отложения сошвагеринами, выделив их в карачатырский горизонт, а позже — ярус с тем же названием.

Разработку схемы стратиграфии верхнепалеозойских осадочно-вулканогенных образований Каржантау-Кураминских гор начал в

1940 г. Н. П. Васильковский. На основе огромного личного фактического материала и с учетом данных К. Вифановского, Н. И. Толстихина, И. М. Евфименко, А. С. Аделунга, З. П. Артемовой, Б. Н. Вендланда, Е. Д. Карповой, Е. А. Кочнева, А. С. Макарова, А. П. Недзвецкого, А. А. Петренко, П. Н. Подкопаева, А. К. Преображенского, А. И. Тугаринова и многих других, Н. П. Васильковский (1952) впервые создал схему стратиграфии и магматизма верхнего палеозоя, в которой отразил последовательность осадконакопления, вулканических процессов и формирования интрузивов.

К концу 50-х годов был накоплен колоссальный фактический материал по стратиграфии и палеонтологии верхнего палеозоя Средней Азии, требовавший обобщения («Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии», 1959, 1962).

В описываемый период широко развернулись петрологические исследования гранитоидных массивов условно верхнепалеозойского возраста. Еще в 1940 г. Ф. Ш. Раджабов выдвинул идею об астурийском возрасте гранитоидов Қарамазара. Появились работы И. М. Исамухамедова по петрологии Нуратинского батолита и сводка И. Х. Хамрабаева (1958) со схемой магматизма Западного Узбекистана. Возрастное расчленение верхнепалеозойских образований дали Р. Б. Баратов (Гиссар) и Ф. Ш. Раджабов (Қаржантау-Қураминские горы).

Еще В. А. Николаев (1944), анализируя закономерности эволюции структурно-фациальных зон подвижных поясов, показал, что в каждом цикле тектогенеза и проявлений магматизма можно выделить ранние, средние и поздние этапы, в отдельных случаях — заключительные или завершающие. Эти представления нашли подтверждение и получили дальнейшее развитие в работах Е. Д. Карповой, Ф. Ш. Раджабова, Т. М. Мацокиной, В. А. Арапова и др. Но наиболее полно они отражены в монографии Х. М. Абдуллаева (1960).

Тектонические исследования проводили Н. М. Сеницын, В. А. Николаев, В. И. Попов, М. М. Кухтиков, Л. Б. Вонгаз, Е. М. Головин, В. И. Кнауф, В. Г. Королев, Д. П. Резвой, А. С. Аделунг, А. В. Пейве и др. Однако во всех вариантах схем геологического районирования в общих чертах доминирует первоначальная основа, данная Д. В. Наливкиным, а позже — В. И. Поповым. В результате этих работ четко обозначился орогенный (горообразовательный) этап в развитии герцид Южного Тянь-Шаня и Қаржантау-Қураминских гор. В. А. Николаев (1958) отмечал, что в позднем этапе (C_3 — P_1) здесь возникла депрессия, а в заключительном — «остаточные красные мульды» (кызылнуринский комплекс). А. В. Пейве и В. М. Сеницын (1950) соответственно выделяли вторичную и остаточную геосинклинальные системы.

Четвертый этап (с 1961 г.) совпадает с началом проведения средне- и крупномасштабных съемок отдельных площадей, разворотом геофизических работ и бурения. Это, в свою очередь, потребовало расширения стратиграфо-палеонтологических исследований с упором на монографическое изучение различных групп организмов.

В Зеравшано-Гиссарской горной области существенные изменения в стратиграфию среднекарбонových отложений внесены В. И. Лаврусевичем, А. И. Лаврусевичем, Д. Р. Мучаидзе, Д. А. Старшининым, М. М. Кухтиковым, И. Н. Черенковым, П. Д. Виноградовым, А. А. Қашинным, З. З. Муфтиевым, М. Н. Соловьевой, но, в особенности, работами В. Д. Салтовской (1974).

В Южном и Юго-Западном Гиссаре верхнепалеозойские образования изучали Е. Н. Горецкая, Н. Г. Рысин, В. А. Аникина, Н. М. Михно, М. Маденов, А. С. Питинова, С. Я. Лapidус, Ю. С. Храмов, И. А. Кензин, А. В. Покровский, Д. А. Рубанов, И. А. Поникленко, В. В. Моторин, Т. А. Сикстель, Л. И. Савицкая, Б. П. Пятаев, Л. И. Гей, В. Н. Ефименко, Ю. А. Сорокин, Д. А. Старшинин и др.

Ф. Р. Бенш (1969), на основании изучения фораминифер в юго-западных отрогах и южных склонах Гиссарского хребта, установила последовательность осадочных и вулканогенных пород и разработала местную схему стратиграфии.

В Западном Узбекистане (Букантау, Аристантау, Кульджуктау, Нуратау, Зирабулак-Зиаэтдинские горы, Каратюбе) среднекаменноугольные толщи изучали Я. Б. Айсанов, Э. Р. Базарбаев, А. К. Бухарин, В. М. Железнов, Ю. А. Лихачев, Р. А. Мусин, М. Л. Рывкин, В. Д. Чехович и др., но наиболее полно и детально эти отложения освещены М. Н. Соловьевой (1963), которая обосновала двучленное деление башкирского яруса и выделила аналоги верейского, каширского и подольского горизонтов.

Большое значение имели исследования З. С. Румянцевой (1974), которая создала дробную биостратиграфическую схему среднекаменноугольных отложений.

В Туркестанском хребте и горах Мальгузар верхнепалеозойские образования описывали М. М. Кухтиков, Р. А. Мусин, И. Н. Черенков, Д. А. Старшинин, Т. А. Сикстель, Н. Д. Зленко, М. М. Посохова, Т. А. Борисова, И. Н. Элизов, З. С. Румянцева и др.

История изучения верхнепалеозойских отложений Ферганской долины и ее горного обрамления связана с именами Н. А. Аносовой, Г. Л. Бельговского, О. И. Богуш, В. И. Волгина, А. В. Дженчураевой, Л. В. Кушнар, Б. К. Лихарева, А. Д. Миклухо-Маклая, Б. В. Пояркова, М. Н. Соловьевой, Т. А. Сикстель, Л. А. Эктовой и многих других.

В результате детальных исследований Ф. Р. Бенш (1968, 1972, 1973, 1975) установила в Западном Карачатыре 10 фузулинидовых зон, обосновала возможность выделения касимовского, гжельского, ассельского и сакмарского ярусов.

Структурно-литологическая характеристика отложений дана Д. П. Резвым, Г. С. Поршняковым и др.

В Западном Карачатыре В. И. Попов и А. Д. Гончар выделили фациальные пояса и зоны.

Осадочно-вулканогенные и магматические образования Каржантау-Кураминских гор изучал большой коллектив геологов. Необходимо отметить имена В. А. Арапова, З. П. Артемовой, Б. О. Андерсона, А. П. Агафонова, В. Ф. Базиля, С. М. Бабаходжаева, В. Н. Байкова, Т. Н. Далимова, Е. Г. Краснова, В. П. Коржаева, А. Б. Каждана, И. П. Кушнар, Н. П. Лаверова, Ю. А. Лихачева, М. Л. Лурье, В. Н. Левена, В. Т. Юдина, Ю. С. Шихина, И. М. Богомольного и многих других.

В результате палеонтолого-стратиграфических исследований этого периода появились сводки и обобщения Ф. Р. Бенш (1962, 1972), З. С. Румянцевой (1974), М. Н. Соловьевой (1963), В. Д. Салтовской (1974), Т. А. Сикстель (1962, 1966, 1975 а, в) и др. Выходят в свет путеводители экскурсий по разрезам карбона Средней Азии (1973, 1975), а также «Геология СССР», тома XXIII, XXV и т. д. Под руководством Ф. Р. Бенш, А. Я. Галицкой, З. С. Румянцевой и О. И. Сергуньковой в 1969—1971 гг. разработана унифицированная схема стратиграфии каменноугольных отложений Средней Азии, несколько изме-

ненная в 1974 г. в соответствии с решениями Каменноугольной комиссии МСК СССР. В 1976 г. Ф. Р. Бенш, Б. М. Гушиным, Э. Я. Левеном и Т. А. Сикстель представлена региональная схема пермских отложений Средней Азии, принятая МСК СССР как унифицированная (для нижней части) и рабочая (для верхней).

В двух томах «Петрографии Узбекистана» (1964), монографиях Р. Б. Баратова, С. М. Бабаходжаева, И. Х. Хамрабаева и др. приведены схемы последовательности формирования магматических образований, датировка которых значительно уточнилась в связи с полученными данными по абсолютному возрасту. Установлено, что основная масса гранитоидов и их субщелочных аналогов сформирована в интервале поздний карбон — ранняя пермь.

Проведенные геофизические работы и данные бурения позволили установить в Северных Кызылкумах, Бухаро-Газлийской области, При-ташкентском районе, Андижанской группе складок верхнепалеозойские осадочные и магматические образования (Н. Я. Кунин, В. С. Князев, Р. Г. Гарецкий, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, И. А. Фузайлов, К. К. Пятков и др.).

Результаты тектонических исследований опубликованы Г. С. Поршняковым (1973), К. Л. Волочкович и др. (1973), Н. Я. Куниным (1968), К. К. Пятковым и др. (1967), И. А. Фузайловым (1977) и др. Во всех этих работах признается орогенный (горообразовательный) этап эволюции герцинид в позднем палеозое, наличие сводово-глыбовых поднятий, наложенных вулкано-тектонических структур, краевых прогибов и депрессий. Выделены типы прогибов по характеру заполнения их осадками.

В. С. Буртман (1976) показывает большую роль шарьяжей в формировании позднегерцинских прогибов, а также то, что осложняющие их складки представляют собой большие синформные и антиформные структуры.

Регионально-геологические и тектонические исследования верхнепалеозойских образований начаты О. М. Борисовым и др. в 1962 г. Результаты опубликованы в ряде работ (Ахмеджанов, Борисов, Фузайлов, 1967; Ахмеджанов и Борисов, 1968, 1977; Арипов и др., 1971; Ахмеджанов, 1969; Борисов, 1970). В них устанавливаются Курамино-Ферганский срединный и Каракумо-Таджикский краевой массивы — относительно стабильные и «жесткие» тектонические элементы, в развитии которых большую роль играли процессы наложенной активизации.

Региональные стратиграфические и палеонтологические исследования отложений верхнего палеозоя Срединного и Южного Тянь-Шаня проводит в последние годы А. С. Масумов. Некоторые результаты этих исследований опубликованы (Масумов, 1974 а, б; Клипенштейн, Масумов, 1975, 1976; Хамрабаев, Далимов, Масумов, 1974). В них основной упор делается на ревизию возраста осадочных и осадочно-вулканогенных толщ на основе переопределения палеофлоры, корреляцию континентальных и морских отложений, установление обоснованных границ стратиграфических подразделений и т. д.

СПЕЦИАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

Каменноугольные и пермские отложения в пределах рассматриваемой территории изучены с различной степенью детальности. Первые известны почти во всех горных сооружениях Средней Азии и исследованы так же хорошо, как нижние толщи пермского разреза.



же толщи перми, несмотря на довольно широкое распространение, изучены весьма слабо. Объясняется это главным образом спецификой условий их образования. Известно, что осадконакопление в средне-, позднекаменноугольное время и в начале раннепермской эпохи происходило в условиях морских обстановок на фоне усиливавшейся трансгрессии моря. Это привело к расселению прогрессирующей в это время фауны на огромных пространствах Европы. Отсюда и богатейшие комплексы фораминифер, эволюция которых положена в основу расчленения отложений этого времени. Позже эта территория испытывает возрастающий подъем, связанный с инверсией герцинских геосинклинальных систем. К концу ранней перми устанавливается геократический режим, максимум которого приходится на позднюю пермь и триас. Именно поэтому в составе пермских отложений Тянь-Шаня отсутствуют протяженные на значительные расстояния толщи морского генезиса на фоне доминирующего объема континентальных образований. Общая скудность, а иногда и полное отсутствие морской фауны привели к большим трудностям в стратиграфии. Иными словами, в тех районах Тянь-Шаня, где в карбоне и ранней перми господствовала морская обстановка, степень стратиграфической и палеонтологической изученности сравнительно высокая. Здесь каменноугольные и пермские отложения охарактеризованы разнообразной морской фауной беспозвоночных, в составе которой преобладают фораминиферы и брахиоподы. Значение первых для биостратиграфии верхнего палеозоя особенно велико. Другие группы беспозвоночных — кораллы, гастроподы, аммониты, пелециподы, остракоды и др. встречаются в разрезах не на всех стратиграфических уровнях.

Там в Тянь-Шане, где господствовал геократический режим, стратиграфическая и палеонтологическая изученность верхнепалеозойских отложений низкая. В континентальных образованиях или толщах смешанного генезиса известны макромёрные остатки растений, мiosпоры и очень редко встречаются остатки позвоночных, озерной и морской фауны. Все это заставило сосредоточить основное внимание на вопросах, связанных со стратиграфией именно континентальных толщ карбона и перми, что, в свою очередь, потребовало изучения ископаемых флор. Как каменноугольные, так и пермские флоры Тянь-Шаня изучены очень слабо. Сведения о них противоречивы, неполны и использовать их для стратиграфии биогеографических реконструкций рискованно.

В связи с этим перед нами стояла задача сборов и переопределения всех флористических комплексов, известных из каменноугольных и пермских отложений Среднего и Южного Тянь-Шаня. Особое внимание при повторных сборах уделялось тем пунктам, где сохранность флоры была заведомо удовлетворительной и где она датирована морскими беспозвоночными. В результате выявлены комплексы флоры, распространение которой мы могли проследить и в разрезе, и по латерали. Работа эта еще далеко не закончена, но уже получены, как нам представляется, обнадеживающие данные, которые использованы в предлагаемой схеме стратиграфии пермских отложений Средней Азии.

Поскольку исследовались образования верхнего палеозоя, с особой остротой встал вопрос о границах геологических систем: каменноугольной и пермской, пермской и триасовой.

Граница пермской и триасовой систем в Тянь-Шане не прослеживается, так как большая часть верхней перми и нижний — средний триас уничтожены эрозией. Верхняя граница каменноугольной систе-

мы в континентальной фации в Тянь-Шане не ясна, поскольку стефанские флоры, известные в хр. Гузан (Южная Фергана) и в долине р. Чар (Нарынтау), изучены недостаточно, а их распространение в разрезе не прослежено.

В тех районах Тянь-Шаня, где верхний карбон и нижняя пермь представлены морскими фациями, граница между системами проводится по принятому стандарту — в основании ассельского яруса, или зоны *Occidentoschwagerina alpina*.

Нижняя граница верхнего палеозоя выражена в Тянь-Шане крупным стратиграфическим перерывом регионального масштаба. В полных разрезах перерыв проходит внутри отложений башкирского яруса, но как правило он целиком или частично затрагивает как башкирские, так и серпуховские образования. В неполных разрезах, особенно континентальных, этот перерыв может охватывать очень крупные временные диапазоны. Например, в Кассанском грабене известно залегание ассельских пород на архей-протерозойском комплексе.

Верхняя граница верхнего палеозоя в Тянь-Шане приходится также на крупный перерыв, который мы устанавливаем примерно с середины казанского века до кейпера. В сокращенных разрезах этот перерыв еще более длительный: он захватывает большую часть нижней перми, всю позднюю пермь и триас до кейпера.

В настоящей работе, как уже упоминалось, принята стратиграфическая схема каменноугольных отложений Средней Азии, утвержденная МСК СССР как унифицированная, по которой система делится на нижний, средний и верхний отделы, а последние, в свою очередь, — на ярусы, подъярусы и зоны.

Верхнебашкирскому подъярису отвечают две биостратиграфические зоны: *Profusulinella primitiva* (внизу) и *Verella spicata*, *Profusulinella rhombiformis* (вверху).

Нижнемосковский подъярус в Средней Азии включает два горизонта — кокчинский и кельвасайский. Первому соответствует биостратиграфическая зона *Aljutovella aljutovica*, второму — *Aljutovella priscoidea*.

Верхнемосковский подъярус включает актерекский и шункмазарский горизонты. Первому отвечает зона *Fusulina kamensis*, а второму — *Fusulinella schwagerinoides*.

Верхний карбон расчленен на три горизонта: джилгинсайский, учбулакский и дастарский.

Первые два составляют касимовский ярус, а третий отвечает гжельскому.

Джилгинсайскому горизонту соответствует зона *Protriticites pseudomontiparus*, *Obsoletus obsoletes*; учбулакскому — зона *Montiparus montiparus* (внизу) и зона *Triticites arcticus*, *T. acutus* (вверху): дастарскому — три зоны (снизу—вверх): 1) *Triticites rossicus*, *Jigulites turanicus*, 2) *Daixina asiatica* и 3) *Pseudofusulina ferganensis*.

Отложения перми разделены на два отдела, из которых нижний в свою очередь членится на ассельский, сакмарский, артинский и кунгурский ярусы, а верхний — на уфимский, казанский и татарский.

Ассельскому ярису соответствует керкидонский горизонт, включающий три биостратиграфические зоны (снизу—вверх): 1) *Occidentoschwagerina alpina*, 2) *Schwagerina moelleri* — *Pseudofusulina fecunda*, 3) *Schwagerina glomerosa*.

В составе сакмарского яруса выделяются дангибулакский горизонт с зоной *Robustoschwagerina schellwieni* и улукский с зоной *Pseudofusulina vulgaris* — *Cuniculinella narynica*.

Подразделения ассельского и сакмарского ярусов в 1978 г. утверждены МСК СССР как унифицированные.

Артинский, кунгурский, уфимский и нижняя часть казанского ярусов в Тянь-Шане выделяются нами условно. Они представлены континентальными толщами с соответствующими флорами. На Памире разновозрастные отложения выражены морскими толщами с тетической фауной, по которой единая ярусная шкала еще не разработана¹. Корреляция этих толщ с уральским эталоном пока не получена.

Занимаясь вопросами верхней возрастной границы орогенных формаций в Тянь-Шане, мы так или иначе касались отложений триаса. Так же, как и пермские, они изучены недостаточно. В течение долгих лет объем отложений нижнего и верхнего триаса необоснованно завышался. Иногда триасовые отложения обосновывались там, где их впоследствии не оказалось вовсе.

При более глубоком изучении якобы «триасовых» растительных комплексов И. А. Добрускина (1970) и Н. П. Гомолицкий и И. А. Добрускина (1973) установили, что одни из них представлены пермскими еврамерийскими растениями, а другие — лейасовыми. Это в свою очередь дало нам основание утверждать, что на большей части Средней Азии палеонтологически обоснованные отложения нижнего и среднего триаса отсутствуют. Отложения кейпера известны лишь в двух локальных впадинах в Южной Фергане — Мадыгенской и Камышбашинской.

В процессе исследований мы уделяли большое внимание стратиграфии осадочно-вулканогенных образований Кураминской подзоны и Южного Гиссара.

Обилие вулканогенных пород в разрезах создает значительные, иногда непреодолимые трудности при их расчленении на биостратиграфической основе. Расчленение и корреляция подобных разрезов возможны только по наземным флорам, что само по себе затруднительно, так как детализация возраста до яруса и даже отдела по флоре представляет большую сложность.

Однако главные трудности связаны с тем, что вулканогенные образования крайне бедны ископаемой органикой. Это, а также малодостоверные определения растений в прошлом привели к путанице в стратиграфии верхнего палеозоя Юго-Западного Чаткала и Кураминского хребта.

Достаточно вспомнить в этой связи об оясайской свите. Она, как известно, была выделена Н. П. Васильковским (1941) в бассейнах рек Альчабан и Оясай, в горах Каржантау, где сложена продуктами кислых вулканитов. По положению в разрезе между акчинской и шурабсайской свитами возраст оясайской Н. П. Васильковский (1952) определил как позднекаменноугольный. Однако в 1956 г. он отметил залегание оясайской свиты на отложениях верхнего карбона — нижней перми, охарактеризованных швагеринами. Двойное стратиграфическое положение свиты (ниже или выше шурабсайской) вызвало множество споров, которые продолжаются в настоящее время.

Одни исследователи широко картируют породы этой свиты в горах Каржантау, в Чаткальском и Кураминском хребтах, считая ее возраст позднекаменноугольным, другие (Далимов и др., 1971) отрицают

¹ А. Д. Миклухо-Маклай (1963) не считал возможным использовать уральские ярусы для расчленения пермских отложений Тетиса, в связи с чем им предложены карачатырский и дарвазский в нижней перми, мургабский и памирский — в верхней. По схеме Э. Я. Левена (1975), пермские отложения Тетиса подразделяются на девять ярусов: ассельский, сакмарский и артинский в нижнем отделе, чисянский, кубергандинский и мургабский в среднем, кэптенский, джультинский, и чансинский в верхнем,

самостоятельность оясайской свиты и рассматривают ее в составе единой полифациальной липаритовой формации.

Последняя, по мнению этих исследователей, объединяет оясайскую и кызылнуринскую свиты, которые имеют много общего как в структурно-тектонической позиции, так и в составе пород. В тех случаях, когда эти свиты слагают единый разрез, несогласия между ними несущественны, а порой и отсутствуют (Далимов, 1971). Третья группа исследователей (Глейзер и др., 1976; Арапов и др., 1978) не отрицает оясайской свиты, но, датируя ее, в противоположность Н. П. Васильковскому (1952), не поздним карбоном, а ассельским веком, выделяет в самостоятельную липаритовую формацию. Таким образом, последняя отделена от трахилипаритовой (кызылнуринская свита) трахибазальт-трахиандезитовой (шурабсайская свита) формацией.

Возьмем, к примеру, Чилтенскую и Карабашскую депрессии, где широко распространена известная толща кислого состава (Богомольный, 1973 г.; Агафонов и др., 1958—1962; 1974 г.), еще недавно называвшаяся в обеих структурах оясайской свитой. В Чилтенской депрессии, в бассейне рек Карабау — Дукент эту «оясайскую свиту» подстилает андезитовая толща, которая раньше датировалась средним — поздним карбоном и называлась надакской свитой. После того, как Масумов и др. (1974) доказали по флоре ее раннепермский возраст, вышележащая верхнекарбоновая «оясайская» свита была переименована А. П. Агафоновым и др. (1974) в новой геологической карте Чаткальского хребта в равашскую с позднепермским возрастом. При этом аналогичная по составу вулканитов и стратиграфической позиции кислая толща в Карабашской депрессии продолжает именоваться «оясайской» свитой.

Мы считаем кислую «оясайскую» толщу Карабашской депрессии идентичной по составу вулканитов и стратиграфической позиции таковой Чилтенской депрессии и также относим ее к перми, коррелируя с одновозрастными образованиями Карамазара и окрестностей оз. Кугала. На идентичность стратиграфического положения «оясайских» липаритов верховьев р. Шаваз и равашских оз. Кугала указывали В. А. Арапов и др. (1964).

Таким образом, традиционные поля развития «оясайской» свиты в Чаткальском хребте при ближайшем рассмотрении оказываются площадями, где представлена кислая толща более высокого возрастного уровня, которую мы условно именуем «равашской». Помимо вышеупомянутых районов, в некоторых пунктах Чаткальского хребта (бассейн р. Аксаката) по нашим данным, под толщей андезитового состава с раннепермским еврамерийским комплексом флоры (шурабсайская свита) лежит кислая толща, которую многие исследователи традиционно относили к оясайской свите. В ней нами найдены раннепермские флоры, но, по-видимому, несколько более древние, чем шурабсайские. Эту кислую толщу мы пока рассматриваем в составе шурабсайской свиты.

На основании изложенного можно сделать вывод, что в Чаткальском хребте нет ни единого пункта, где достоверно была бы известна верхнекаменноугольная оясайская свита. Ее возраст палеонтологически не подтвержден ни в одном районе Кураминской подзоны. В стратотипе ее позднекаменноугольный возраст условен, а найденные И. М. Богомольным в 1973 г. в бассейне р. Гауханасай ископаемые флоры принадлежат, по мнению А. С. Масумова, более высокому хроностратиграфическому уровню — равашскому.

Весьма вероятно, что оясайская свита может выделяться лишь в Каржантау и условно в юго-западной части Карамазара. Она, как

правило, не прослеживается за пределами стратотипической местности и отсутствует в других частях Кураминской подзоны.

Иначе говоря, как сама оясайская свита, так и стратиграфическая последовательность, с какой на оясайской свите залегает андезитовая толща, именуемая шурабсайской свитой, характерны, по всей вероятности, только для верхнепалеозойского разреза Каржантау.

Спорным оказался вопрос, связанный с обоснованием надакской свиты. С ней параллелизовалась по составу и особенностям строения осадочно-вулканогенная толща, которую в разных пунктах региона называли либо кушайнакской (Западный Кармазар — А. Н. Недзвецкий, Ю. А. Лихачев, В. Ф. Базиль и др.), либо сарысионской (правобережье р. Ангрэн — Н. П. Васильковский, Н. П. Лаверов, И. П. Кушнарев, А. Б. Каждан и др.).

Стратиграфическое положение ее определялось по залеганию с небольшим угловым несогласием на породах акчинской свиты и перекрыванию осадочно-вулканогенной оясайской свитой. В ее осадочном основании в Паркентсае, Алмалыке, Кандырсае, Ничбашсае, Пангазсае, Қарханасае и других местах были собраны растительные остатки, позволяющие, по заключению Т. А. Сикстель и Л. И. Савицкой, отнести вмещающие их слои к верхам башкирского — московскому ярусу.

Тесная ассоциация акчинской и надакской свит позволила В. А. Арапову и др. (Геология СССР, том XXIII, 1972) рассматривать их как единую акчинскую свиту, подразделив ее на нижнюю и верхнюю подсвиты.

Однако оставалось неясным, почему нижнеакчинская подсвита на одних участках перекрывалась отложениями надакской свиты с так называемым кандырсайским комплексом флоры, а в других местах — шурабсайской.

Исследования А. С. Масумова показали, что надакская свита по стратиграфической позиции, составу и содержащейся флоре — младший синоним шурабсайской свиты и поэтому не может рассматриваться в составе верхнего палеозоя.

Дискуссионным является вопрос о самостоятельности равашской свиты. Мы считаем, что она вполне самостоятельна хотя бы потому, что, наряду с другими признаками, содержит флору, резко отличающуюся от более ранних и поздних по систематическому составу.

Однако наиболее спорным является верхний возрастной предел магматизма в регионе.

Б. Н. Наследов (1935) отмечал многочисленность вулканических, интрузивных и дайковых фаз Кармазара. Он считал, что каждая из этих фаз должна была длиться достаточно продолжительное время и отделяться от другой заметным во времени перерывом. Такое допущение позволило ему утверждать, что «экструзивная деятельность, начавшаяся в послевизейское время, закончилась не позднее сеноманской трансгрессии». Б. Н. Наследов, таким образом, резко омолаживал возраст как магматических тел, так и вулканических покровов.

Н. П. Васильковский (1949, 1952) отнес начало магматизма к верхам визе, а его завершение — к раннему триасу. Раннетриасовыми он считал и более поздние из вулканогенных образований района.

Мнение о предсреднетриасовой границе эпохи магматизма еще более укрепилось в связи с находкой в 1962 г. в бассейне р. Башкызылсай остатков «раннетриасовой» флоры в основании кызылнуринской свиты (Сикстель, 1964) и получением возрастных датировок малых интрузий и даек (в том числе послекызылнуринских) в пределах 210—

140 млн. лет (данные И. Е. Сморгкова, О. П. Елисеевой, Е. М. Головина).

Н. М. Сеницын (1960) в свое время усомнился в наличии вулканитов раннетриасового возраста. Он писал: «Мы не находим никаких признаков, которые бы позволили допустить возможность присутствия триаса в мощном разрезе Каржантау-Кураминской зоны..., где пермь представлена, видимо, только нижним отделом». К этому заключению он пришел, проанализировав раннепермскую флору из основания шурасбайской свиты правобережья р. Карабау.

В 1962 г. Л. П. Татаринов описал коллекцию дискозаврицид из основания равашской свиты горы Сарытайпан, которая позволила ему датировать вмещающие слои нижними или средними горизонтами нижней перми (Геология СССР, т. XXIII, 1972).

Н. П. Лаверов, Б. П. Беликов, И. Б. Иванов (1964) привели весьма любопытные данные о возрасте пород кызылнуринской свиты и прорывающих ее даек микрогранитов р. Башкызылсай (в среднем 270 млн. лет), из базальных слоев которых Т. А. Сикстель (1964) собрала и определила раннетриасовую флору.

Математическая обработка результатов определений абсолютного возраста, проведенная Ф. Аскарковым и др. (1974), показала среднее значение возраста 273 ± 15 млн. лет, что также соответствует нижней перми.

В последующие годы радиологические исследования проб, собранных Н. П. Лаверовым, И. Б. Ивановым, Г. Т. Таджибаевым и др. из вулканитов кызылнуринской свиты (г. Кызылнура, г. Ташкескен), также позволили отнести их к образованиям ранней перми (Каталог..., 1972).

Статистический анализ данных абсолютного возраста вулканитов равашской и кызылнуринской свит, проведенный Т. Н. Далимовым (1975), свидетельствует о завершении вулканических процессов в регионе к концу ранней перми. В последующее пятилетие появились дополнительные сведения в пользу этого заключения.

Таким образом, определилось две точки зрения, из которых одна трактует верхний возрастной предел магматизма в регионе концом ранней перми, другая — триасом.

И. А. Добрускина и С. М. Мейен подвергли сомнению определения Т. А. Сикстель флоры из основания кызылнуринской свиты. Они пишут, что «...флористические остатки, приведенные Т. А. Сикстель, имеют плохую сохранность и мало пригодны для объективного суждения о возрасте вмещающих слоев» (Шлезингер, 1974).

В предисловии к своей монографии Н. П. Васильковский (1952) отмечает: «Быть может, наша ошибка только в том, что мы не всегда ставили под сомнение возможный нижнетриасовый возраст кызылнуринской свиты. В конце концов, мы не имеем права и не в состоянии этого утверждать, да и не утверждаем, а лишь говорим о не меньшей возможности нижнетриасового возраста этой свиты, чем пермского».

Данные А. С. Масумова свидетельствуют о том, что возраст кызылнуринской свиты, по содержащейся в ней флоре, не моложе казанского века. В связи с этим не исключается послеказанский возраст прорывающих ее интрузивных образований.

Возьмем другие примеры, с которыми мы встретились, изучая разрезы верхнего палеозоя Чаткальского хребта. В бассейне рек Аксаката, Ревашт, в гряде Майгашкан одни и те же лавы, лавобрекчии, туфы и туфолоавы липаритового состава относились к оясайской, шурасбай-

ской, равашской и кызылнуринской свитам. В бассейне р. Терекли, например, одни и те же липариты, представленные единым геологическим телом, в одном случае были названы оясайскими, в другом — минбулакскими.

В междуречье Гавы и Қоксарека выделенные З. П. Артемовой шурабсайскую и равашскую свиты другие исследователи именуют соответственно оясайской и шурабсайской.

Нечто похожее мы видим и в Кураминском хребте, где, по свидетельству В. А. Арапова (1964), установлена принадлежность оясайских вулканитов к шурабсайской и кызылнуринской свитам.

Совершенно очевидно, что в основе картирования верхнего палеозоя этой территории отсутствовали четкие принципы. В одних случаях свиты выделялись по составу, в других — по возрасту содержащейся в ней флоры, определения которой бывали неверны. Все это привело к появлению множества различных стратиграфических схем. Нам кажется, что немалую роль в этом сыграли недостатки схемы Н. П. Васильковского, в которой гипертрофировались число и роль тектонических фаз. Собственно, на допущении, что каждая свита отделяется от другой орогенической фазой, во время которой внедряются магматиты, построена вся стратиграфическая схема этого исследователя. Взяв за основу это допущение, последующие авторы выделили столько свит и подсвит с собственными наименованиями и интерпретацией объемов и составов, что увязка их сейчас представляет неразрешимую задачу еще и потому, что они по-разному коррелируются со схемой Н. П. Васильковского. Это побудило исследователей искать другие пути расчленения верхнепалеозойских образований. Так, сторонники формационного направления, развиваемого Б. О. Андерсоном, Т. Н. Далимовым, В. Т. Юдиным, К. Урунбаевым и др., в основу расчленения кладут формационный принцип и считают деление на свиты нецелесообразным. В частности, вулканиты акчинской и надакской свит они объединяют в андезит-дацитовую (средне-верхнекарбонную) формацию, а вулканиты оясайской, шурабсайской, равашской и кызылнуринской свит — в липаритовую (нижне-верхнепермскую) формацию повышенной щелочности. Н. П. Лаверов, В. Е. Левин, А. Е. Толкунов и др. все верхнепалеозойские образования включили в единую липаритовую формацию (Геология липаритовой формации..., 1972). Сторонники ритмо-стратиграфического направления (Борисов, 1970) показали наличие в части верхнепалеозойского комплекса Кураминской подзоны единой комагматической серии пород, объединяющей шурабсайскую, равашскую и кызылнуринскую ритмосвиты. Этим они подтвердили их принадлежность к единой липаритовой формации, что было обосновано петрохимическими работами Т. Н. Далимова, К. Урунбаева, В. Т. Юдина и др.

О том, что по времени своего формирования кызылнуринская свита близка к равашской, свидетельствует отсутствие крупного перерыва между ними и залегание кызылнуринской свиты на породах равашской.

Выход из этого тупика нам представляется сейчас не только в анализе, но и в синтезе огромного фактического материала на основе иного подхода. Этот подход заключается в том, что в верхнем палеозое Чаткало-Кураминского региона выделяется ряд хроностратиграфических уровней, обоснованных ископаемой флорой, а внутри них — конкретно картируемые геологические тела — свиты. Выделяемые уровни — это не плоскости и не поверхности, а интервалы конкретных разрезов. При проведении этих уровней выявились аналоги ранее выделенных свит, которые исключены из разреза верхнего палеозоя, бла-

годаря чему упрощается стратиграфическая схема. Всего в разрезе верхнего палеозоя Кураминской подзоны пока выделяются три уровня: А, Б и В.

Уровень А, или шурабсайский, охарактеризован ассельскими флорами; уровень Б, или равашский, датирован кунгурскими — раннеуфимскими флорами. И, наконец, уровень В, или кызылнуринский, охарактеризованный, вероятно, казанскими флорами, условно отнесен к уфимскому — низам казанского яруса. Ниже уровня А лежит акчинская свита² (в Каржантау и условно в юго-западном Карамазаре — оясайская), между уровнями А и Б — шурабсайская, между Б и В — равашская, выше уровня В — кызылнуринская и условно выделяемая нами в Каржантау даубабинская свиты. Объемы и состав упомянутых свит (в нашем понимании это — скорее горизонты) отличаются от таковых Н. П. Васильковского (1952) (подробно об этом говорится ниже, в соответствующих разделах). Уровни, выделенные в Чаткальском хребте и Каржантау, почти совпадают с уровнями Кураминского хребта.

Таким образом, в составе верхнего палеозоя Кураминской подзоны предлагается выделять акчинскую, оясайскую (локально), шурабсайскую, равашскую, кызылнуринскую и условно даубабинскую свиты.

² В акчинской свите хроностратиграфические уровни не выделяются, поскольку нам не известны в ней достоверные палеонтологические остатки.

Глава II. СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ. КАРЖАНТАУ-КУРАМИНСКИЕ ГОРЫ

Верхнепалеозойские образования Каржантау-Кураминских гор занимают около 1/5 части их площади (рис. 3). Они сложены наземными вулканитами преимущественно кислого (липаритовый) состава, но содержат также породы дацитового, андезитового, реже базальтового состава со щелочным уклоном, формирующиеся в основном в гомодромной последовательности. Они находятся в парагенетической ассоциации с лагуинными и континентальными молассами и сопровождаются многочисленными экструзивами, субвулканическими телами, многочисленными линейными и полукольцевыми дайками. Прорываются плутоническими интрузиями нормальных и субщелочных гранитоидов и щелочных габброидов.

Осадочно-вулканогенная толща верхнего палеозоя с большим несогласием и перерывом залегает на размытом консолидированном основании и выполняет остаточные и наложенные прогибы (мульды и депрессии) линейных и округлых очертаний, ограниченные долгоживущими разломами. Она имеет относительно спокойное залегание при чрезвычайно широком развитии разрывных нарушений, обусловивших ее блоковое строение.

ХРЕБЕТ КАРЖАНТАУ

Горы Каржантау целиком сложены осадочно-вулканогенными и субвулканическими телами среднего — верхнего палеозоя, среди которых в пределах Угамской зоны разломов обнажаются блоки карбонатной толщи верхнего девона — нижнего карбона.

Первые упоминания о позднепалеозойском возрасте вулканогенных образований хр. Каржантау (басс. р. Келес) связаны с именем В. Н. Вебера (1904). Позже толщи этого возраста изучали Е. В. Иванов (1925—1928 гг.), К. Вифановский, Н. И. Толстихин, А. С. Аделунг, И. М. Евфименко и многие другие. Первая схема стратиграфического расчленения верхнепалеозойских вулканогенных толщ хр. Каржантау принадлежит Н. П. Васильковскому (1940). В 1952 г. она была значительно уточнена и в таком виде дошла до нас.

В последующие годы верхнепалеозойским отложениям — их стратиграфической последовательности, тектонической позиции, внутреннему строению и составу — были посвящены исследования Е. Д. Карповой (1957), И. П. Кушнарера и А. Б. Каждана (1958), Н. П. Васильковского (1960), О. М. Борисова (1963), М. А. Авакова и др. (1959—

1960), Р. А. Садыкова и др. (1966), К. Рахманова (1968), В. П. Коржаева и др. (1961—1969), И. М. Богомольного и др. (1973), В. П. Коржаева, В. А. Аралова, Л. Н. Котляревского (1974) и др.

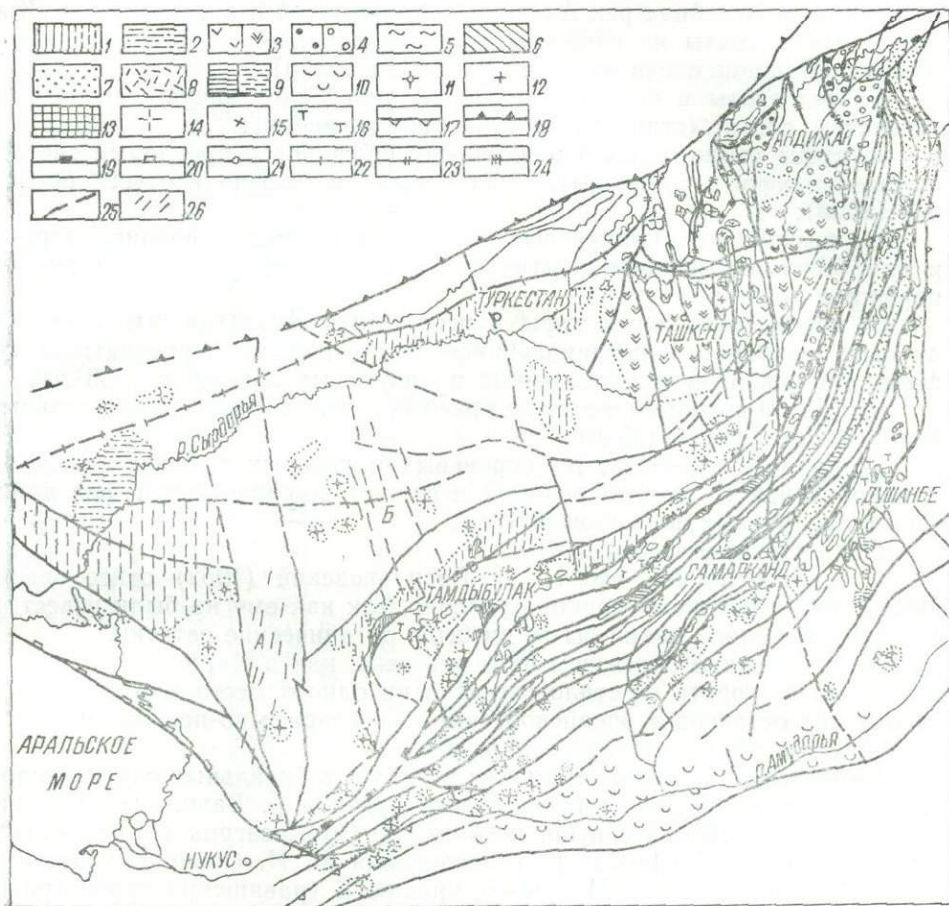


Рис. 3. Схема строения и состава верхнепалеозойских образований Среднего и Южного Тянь-Шаня.

Осадочные и вулканогенные отложения: 1 — карбонатно-терригенно-молассовые (*a* — выходящие на поверхность, *b* — по данным бурения и геофизики) $C_2b_2-t_2$; 2 — вулканогенно-терригенные (по материалам бурения) — $P_{2,3}?$; 3 — молассово-вулканогенные среднего — кислого состава (*a* — выходящие на поверхность, *b* — по данным бурения и геофизики) — $C_2 t-P_2^2$; 4 — морская моласса (*a* — выходящая на поверхность, *b* — по данным бурения и геофизики) $C_2b_2-P_1$; 5 — континентальная моласса — P_1^{3-4} ; 6 — терригенно-карбонатные с бокситами — C_2b_2-t ; 7 — морской флиш и моласса — $C_2b_2-P_1^1$; 8 — терригенно-вулканогенная моласса — P_1 ; 9 — карбонатно-терригенные флишоподные (*a* — выходящие на поверхность, *b* — по данным геофизики) — $C_2b_2-C_3$; 10 — континентальные вулканогенно-терригенные (по данным бурения и геофизики) — $P_1(?)$.

Плутонические комплексы: 11 — телеорогенный гранитный — C_3 ; 12 — вулканодуговой гранит-гранодиоритовый — C_3 ; 13 — субвулканические тела — P_1 ; 14 — геосинклинальный гранитоидный — C_3 ; 15 — комплекс щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов; 16 — районы развития щелочных базальтоидов — $T_1?$. **Разломы и зоны макротрещиноватости:** 17 — Южно-Тяньшаньский, 18 — линия Николаева, 19 — Беспалано-Южнофергаский; 20 — Восточно-Уральский, 21 — Атбаш-Иньильчекский, 22 — Южно-Каратауский, 23 — краевой Чаткальский, 24 — системы Нарынских разломов, 25 — прочие разломы, 26 — зоны макротрещиноватости (А — Бельтауская, Б — Северо-Кызылкумская).

Проведенные исследования (О. М. Борисов, 1970; А. С. Масумов, совместно с В. Я. Клипенштейном, 1973) позволили выделить в верхнепалеозойском разрезе хр. Каржантау оясайскую, шурабсайскую, равашскую (?) и даубабинскую (?) свиты.

Оясайская свита здесь понимается нами в том объеме, который установил для нее Н. П. Васильковский, выделивший ее в 1938 г. по водоразделу рек Альчабан и Оясай (стратотип свиты). В горах Каржантау отложения оясайской свиты распространены ограниченно и развиты в бассейнах рек Акташсай, Каракиясай и в верховьях р. Кызылсу. Низы свиты не известны, так как основание разреза срезано сбросом. Падение слоев пологое (10—30° на север).

Разрез свиты в бассейне р. Оясай имеет следующую последовательность слоев (стратиграфически снизу вверх):

1) туфы темно-серых флюидалных порфиров с прослоями светло-розовых туфов дацитовых, кварцевых и сферолитовых порфиров (40 м);

2) темно-серые, коричневые до сиренево-серых туфоконгломераты и туфопесчаники с плохо окатанной галькой порфиритов и кварцевых порфиров (40 м);

3) коричневато-серые туфы и игнимбриты флюидалных и сферолитовых порфиров, переслаивающиеся с сиреневыми и розоватыми туфами и туфобрекциями дацитовых и кварцевых порфиров (250 м);

4) светло-розовые до мясо-красных игнимбриты флюидалных кварцевых порфиров (35 м);

5) коричневато-серые до сиреневых и розовых туфоконгломераты и туфобрекции со слоями розовых и фиолетово-сиреневых туфов дацитовых и кварцевых порфиров (250 м).

Общая мощность свиты 615 м.

Следует отметить, что Н. П. Васильковский (1952) отнес оясайскую свиту к позднему карбону условно, так как ему не были известны в этих отложениях какие бы то ни было органические остатки.

За прошедшие более чем четверть века, как в Каржантау, так и в Чаткальском хребте не стало известно ни одного местонахождения органических остатков в оясайской свите. Ее возраст по-прежнему условно считается позднекаменноугольным.

Найденные И. М. Богомольным в 1973 г. в базальных слоях кислой толщи (бассейн р. Гауханасай, левого притока р. Башкызылсай), названной им оясайской свитой, ископаемые *Cordaicarps* (?) sp., остатки древесины и *Cordaites* sp. (определения Л. И. Савицкой) принадлежат, по мнению А. С. Масумова, уровню Б (равашский хроностратиграфический уровень).

Шурабсайская свита¹ в хр. Каржантау выделяется нами в объеме каржансайской и шурабсайской свит Н. П. Васильковского. К этим же отложениям А. С. Масумов, вслед за И. М. Богомольным (1973 г.), относит богучалпекскую и лачинханинскую свиты, развитые в одноименных урочищах в бассейне р. Угам (рис. 4).

Свита повсеместно начинается базальными горизонтами, перекрывающимися с несогласием свиту уя (ур. Богучалпек), минбулакскую (массив Ализар), оясайскую (бассейн р. Акташсай) и массив сиенито-диорит-порфиритов (бассейны рек Шурабсай, Таваксай). Образования свиты выполняли неровности палеорельефа, состав ее значительно полифацален; для отложений свиты характерна латеральная невыдержанность и меняющийся состав в разрезе. Это зависит в основном от степени удаленности от вулканических аппаратов: там, где отложения

¹ В. П. Коржаев (1952) рассматривал эту свиту в составе верхней подсвиты оясайской свиты. Р. А. Садыков, К. А. Рахманов, К. Илимов (1966) отнесли эту свиту к надакской, поместив ее стратиграфически ниже оясайской. В. П. Коржаев, В. А. Арапов, Л. Н. Котляревский (1974) считают отложения этой свиты более древними, нежели породы оясайской свиты.

свиты накапливались в непосредственной близости к вулканам (например, район горы Минбулак и несколько западнее нее), присутствует значительное количество грубообломочного материала, наблюдается,

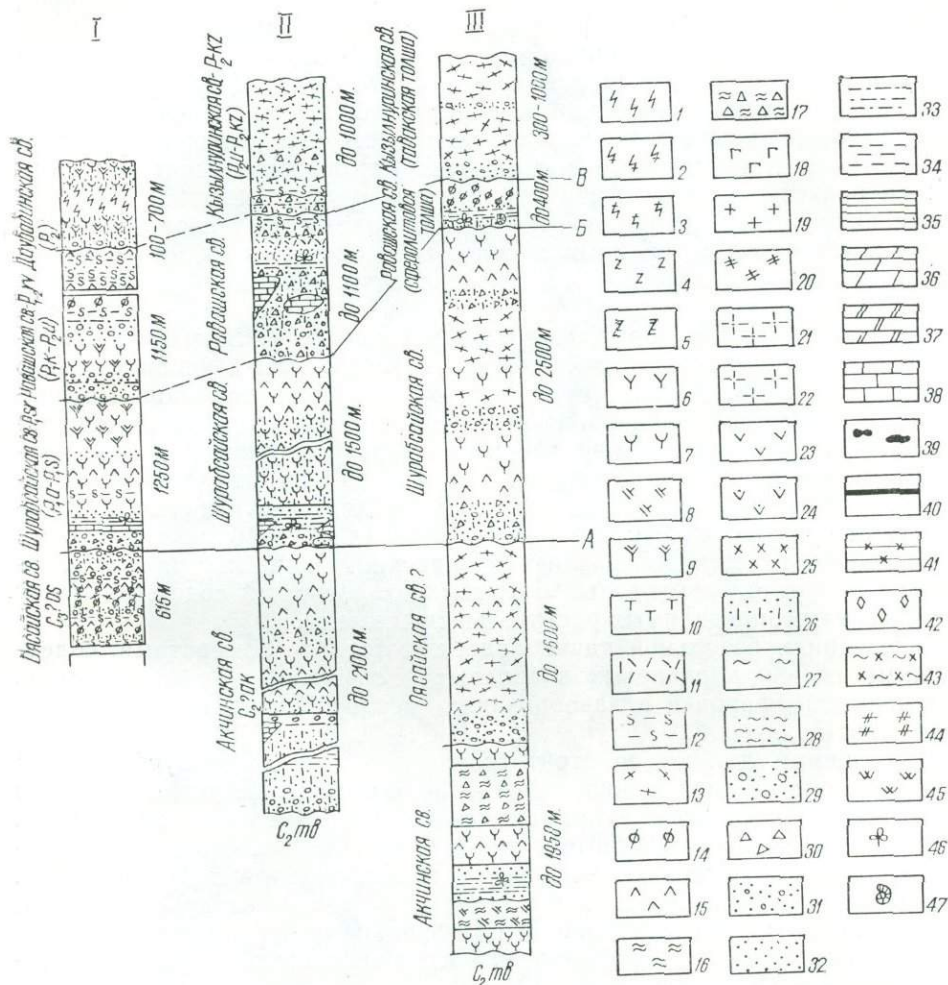


Рис. 4. Корреляция сводных разрезов Pz₃ Кураминской подзоны. Составил А. С. Масумов (по данным Н. П. Васильковского, З. П. Артемовой, В. А. Арапова, И. М. Богомольного, А. П. Агафонова, А. С. Масумова, О. М. Борисова и др.). Масштаб 1:30000.

I — хребет Каржантау, II — юго-западная часть Чаткальского хребта, III — Кураминский хребет (Адрасмянская мулда); А, Б, В — хроностратиграфические уровни в отложениях P₁₋₂, 1 — вулканиты основного состава, 2 — диабазовые порфириты, 3 — сиениты, 4 — базальты, 5 — трахибазальты, 6 — вулканиты среднего состава, 7 — андезитовые порфириты, 8 — латитовые порфириты, 9 — трахиандезитовые порфириты, 10 — трахитовые порфириты, 11 — вулканиты кислого состава, 12 — фельзитовые порфириты, 13 — кварцевые порфириты, 14 — сферолитовые порфириты, 15 — дацитовые порфириты, 16 — флюидалльные лавы, 17 — кластолавы (агломератные лавы, лавобрекнии), 18 — габбро, 19 — граниты, 20 — влагнограниты, 21 — гранит-порфириты, 22 — гранодиориты, 23 — диориты, 24 — диорит-порфириты, 25 — сиениты, 26 — туфы, туффиты, 27 — кремнистые породы, 28 — песчано-сланцевые породы, 29 — конгломераты, 30 — брекчии, 31 — гравелиты, 32 — песчаники, 33 — алевролиты, 34 — аргиллиты, 35 — глины, 36 — мергели, 37 — доломиты, 38 — известняки, 39 — бокситы, 40 — углистые породы, 41 — кристаллические сланцы, 42 — амфиболовые сланцы, 43 — слюдяные сланцы, 44 — гнейсы, 45 — кварциты, 46 — флора, 47 — фауна.

по свидетельству И. М. Богомольного, частое линзование эксплозивных тел с пирокластами. В пунктах, удаленных от вулканов, разрезы свиты достаточно выдержаны, значительное место в них занимают песчаники, туфопесчаники, алевролиты, с примесью пирокластического

материала, которые формировались в относительно спокойной обстановке.

Для свиты в целом (она широко представлена в горах Каржантау) характерно развитие осадочных пород ее основания. Окраска пород свиты бурая, красно-бурая, фиолетовая, сиреневая многих оттенков.

В юго-западном окончании хр. Каржантау (реки Кокпак, Таваксай, Каракиясай) разрез шурабсайской свиты начинается крупновалунными конгломерато-брекчиями переменной мощности (50—250 м), выше которых следуют разногалечные известковые конгломераты и гравелиты с известковисто-песчаниковым базальным цементом с прослоями разнозернистых песчаников и алевролитов (до 10—40 м), а также пачка серых до коричневато-серых андезитовых и трахиандезитовых порфиритов с редкими прослоями дацитовых и фельзитовых порфиритов (20—400 м). Наибольшая мощность разреза — около 700 м (рис. 5).

В этой же части гор Каржантау, в бассейне р. Шурабсай, находится стратотип шурабсайской свиты, который мы изучали с целью обнаружения в базальных горизонтах органических остатков. Последние, как известно, никем из предшествующих исследователей обнаружены здесь не были. Хорошо обнаженный разрез свиты развит в пределах западного крыла брахиантиклинальной складки. Осадочное основание сложено конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами с незначительными по мощности (до 30—40 см) прослоями окремненных известняков различной окраски. Мягкие листоватые алевролиты и прослои комковатых бордовых их разновидностей содержат массу обугленных неопределимых растительных остатков.

Песчаники базальной пачки подстилаются конгломератами, содержащими гальку коричневых кварцевых порфиритов. Много обломков кварцевых порфиритов и в лавобрекчиях верхней подсвиты шурабсайской свиты.

По нашим данным, в стратотипическом разрезе шурабсайская свита состоит из двух хорошо выраженных подсвит (стратиграфически снизу вверх): подсвиты вулканомиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников, туфоконгломератов, туфопесчаников, алевролитов и известняков с прослоями андезитовых и трахиандезитовых порфиритов, или так называемой базальной подсвиты (≈ 230 м) и вулканогенной, сложенной покровными лавовыми образованиями — лавами и кластолавами андезитовых и трахиандезитовых порфиритов с прослоями туфопесчаников (≈ 1000 м).

В средней части хр. Каржантау (бассейны рр. Акташсай, Четкаржан) базальные горизонты шурабсайской свиты (100 м) с несогласием залегают на породах оясайской свиты и сложены переслаивающимися конгломератами с галькой порфиритов, розовых и коричневых кварцевых и фельзитовых порфиритов, песчаниками и алевролитами. Верхняя вулканогенная часть этого разреза (100 м) состоит в основном из лав и лавобрекчий андезитовых и трахиандезитовых порфиритов с прослоями аркозовых песчаников, туфитов и туфоалевролитов. В прослоях алевролитов базальной пачки шурабсайской свиты В. П. Коржаевым в 1962 г. собрана ископаемая флора, определенная Т. А. Сикстель и Л. И. Савицкой как типично пермская: *Cordaites* sp., отпечатки стеблей, относящихся к хвойным и птеридоспермам, *Walchia* sp. (?), фрагменты листьев и облиственных побегов *Dicranophyllum* ex gr. *gallicum* Grand'Eury. По заключению Т. А. Сикстель и Л. И. Савицкой, род *Dicranophyllum* — типичный представитель перми.

В 1973 г. И. М. Богомольный и др. повторно собрали палеофлору

из этого же горизонта. Выявлены лишь обильные *Walchia* sp. Отсюда же Ю. М. Кузичкина определила пыльцу — *Stenozonotriletes punctatus* — характерную для верхнего карбона Кузбасса.

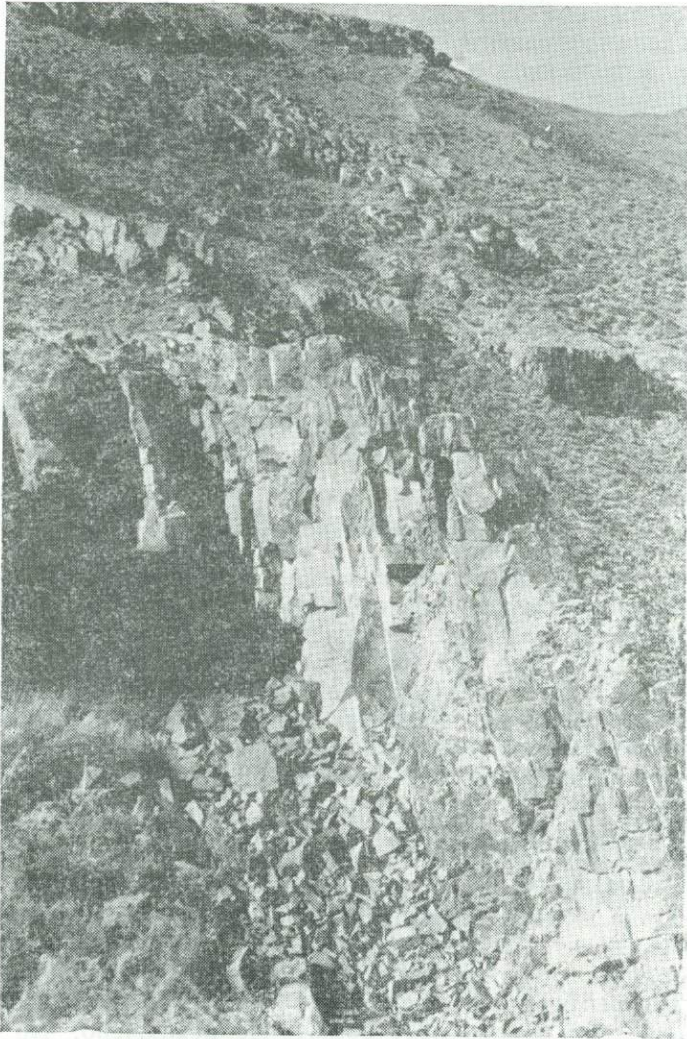


Рис. 5. Плитчатая отдельность в песчаниках осадочного основания шурабсайской свиты в долине р. Акташсай (хребет Каржантау). Фото А. С. Масумова.

В 1973 г. А. С. Масумов и В. Я. Клипенштейн дополнительно собрали флору из этого местонахождения. Новые данные в совокупности с полученными ранее позволили отнести вмещающие слои условно к ранней перми.

В основании базальной подсвиты шурабсайской свиты в этом разрезе мы проводим границу между каменноугольной и пермской системами.

В северо-восточной части хр. Каржантау (ур. Богучалпек — правобережье р. Угам; низовье Дудусая, бассейны рек Бадам, Кызылата,

Джузум) свита представлена в основном переслаивающимися серыми известняковыми конгломератами и зеленовато-серыми полимиктовыми известковистыми песчаниками с прослоями известняков, туфов и туфо-конгломератов. Мощность разреза колеблется в пределах 80—200 м.

В базальном горизонте свиты (р. Бадам, Кызылата, Джузум) имеются неопределимые растительные остатки.

Наличие известняков в основании шурабсайской свиты свидетельствует, по-видимому, о проникновении морских заливов на эту территорию в ранней перми со стороны Кассана и Босбугау.

В массиве Ализар, по данным И. М. Богомольного и др. (1973 г.), отложения шурабсайской свиты залегают в мульде палеозойской син-клинальной складки, перекрывая с размывом эффузивы минбулакской. В основании отмечается мощная пачка осадочных пород, сложенная конгломератами, гравелитами, алевролитами и песчаниками. Выше осадочной пачки находятся андезитовые и андезито-дацитовые порфириты.

В целом мощность шурабсайской свиты в пределах Каржантау увеличивается неравномерно с севера на юг, причем в том же направлении из разреза базальной подсвиты исчезают морские прослои.

Равашская свита (?) включает вулканиты кислого ряда, развитые в верхах верхнепалеозойского разреза и относившиеся ранее к шурабсайской свите. Она обычно начинается пачкой переслаивающихся мелкогалечных коричневатого-серых до красновато-бурых конгломератов, среднезернистых песчаников и алевролитов довольно переменной мощности (5—15 м), с несогласием перекрывающих различные уровни верхней части шурабсайской свиты.

В юго-западной части хр. Каржантау выше базального горизонта располагается пачка (до 850 м) чередующихся красновато-бурых и фиолетовых песчаников и алевролитов, зеленовато-серых туфопесчаников, коричневатого-серых до сиреневых туфоконгломератов, лавобрекчий и туфов андезитовых и трахиандезитовых порфиритов с прослоями розовато-серых туфоалевролитов и туффитов и сиренево-серых туфов флюидальных и сферолитовых порфиров. Верхняя пачка (до 300 м) отделена от предыдущей нарушением и сложена сиреневато-серыми и сиреневато-розовыми туфолавами, туфобрекчиями и туффитами дацитовых и фельзитовых порфиров с прослоями туфопесчаников, туффитов и туфов флюидальных и сферолитовых порфиров и фельзитов.

Общая мощность разреза 1150 м.

В центральной части хр. Каржантау разрез равашской свиты представлен малиновыми и красно-бурыми флюидальными фельзит-порфирами² общей мощностью 500—600 м. Не исключено, что в районе г. Минбулак равашская свита непосредственно залегают на минбулакской и состоит из темно-бурых конгломератов с прослоями туфопесчаников, агломератовых туфов, сиреневых дацитовых порфиров и трахи-порфиритов (до 300 м), а также малиновых, бурых до сиреневых дацитовых и фельзитовых порфиров (до 400 м). Общая мощность свиты здесь достигает 700—750 м.

В северо-восточной части хр. Каржантау нижняя часть свиты (100—200 м) сложена известняковыми конгломератами с прослоями песчаников, алевролитов и известняков, а верхняя (300—400 м) — довольно однообразными коричневатого-серыми и красновато-бурыми трахилипаритовыми и трахиандезитовыми туфами и игнимбритами.

² Н. П. Васильковский (1952) считал, что эти породы принадлежат сарыслюнской свите.

Даубабинская свита (?) развита только в пределах Бадамской и Уинской синклиналей (Геология СССР, т. XL, 1971; Карпова, 1957; Рахманов, 1968). В районе Уинского палеовулкана отложения свиты с несогласием залегают на фельзит-порфирах равашской свиты и субвулканическом теле кварцевых порфиров. На других участках несогласие выражено нечетко. В свите чередуются туфы андезитовых и трахиандезитовых порфиритов, трахитовых и латитовых порфиритов с подчиненными прослоями (10—30 м) фонолитов, абсаракито-шошонитовых и эпилейцитовых порфиритов, лейцитовых базальтов. Имеются невыдержанные прослои туфоконгломератов, песчаников и алевролитов.

Мощность разреза колеблется в пределах 100—700 м.

Необходимо добавить, что близкие по составу породы — щелочные базальтоиды и лейцитосодержащие трахиандезиты — установлены, по данным К. Рахманова (1968), в виде залежей и силлов в составе шурабсайской и равашской свит. В связи с этим можно предполагать, что вулканы щелочного ряда завершают вулканическую деятельность в Каржантау-Кураминском регионе, однако соотношения их с кислыми вулканиками кызылнуринской свиты еще не выяснены.

ЧАТКАЛЬСКИЙ ХРЕБЕТ

Верхнепалеозойские образования здесь развиты в виде почти сплошного покрова к югу от Кумбельского разлома и в виде изолированных участков в Кугала-Кассанском районе.

В юго-западной части Чаткальского хребта разрез вулканогенных отложений расчленен Е. А. Кочневым (1939—1940 гг.). Он же впервые выделил и описал акчинскую свиту. В последующие годы доминировала схема Н. П. Васильковского (1941, 1952), разработанная им на примере хр. Каржантау.

В результате геологосъемочных и тематических работ З. П. Артемовой, А. П. Агафонова, Б. О. Андерсона, И. П. Кушнарера, А. Б. Каждана, В. Н. Козырева, В. С. Ломовского, Н. П. Лаверова, М. М. Лебедь, А. Е. Толкунова, Т. Н. Далимова, В. Т. Юдина, К. Урумбаева, П. И. Салова, В. А. Хорвата, А. В. Канцеля, П. Н. Подкопаева, Ф. Х. Раджабова и др. уточнились состав, строение и стратиграфическая последовательность вулканогенных образований верхнего палеозоя.

Большинство исследователей принимают сейчас схему расчленения, в соответствии с которой в пределах Чаткальского хребта (без Кассанского грабена) выделяются акчинская, надакская, оясайская, шурабсайская, равашская и кызылнуринская свиты, хотя самостоятельность некоторых из них спорна.

А. С. Масумов совместно с В. Я. Клипенштейном изучал верхнепалеозойские осадочно-вулканогенные толщи в бассейнах рек Нурек-атасай, Аксакатасай, Ревашт, Паркентсай, Башкызылсай, Чавлсай, Шавассай, Акчасай, Карабау, в районе оз. Кугала и Кассан-Урюктинском грабене (Масумов и др., 1974; Клипенштейн, Масумов, 1975 а, 1976 а).

В результате исследований и анализа материалов по составу и строению вулканогенных толщ верхнего палеозоя различных участков юго-западных отрогов Чаткальского хребта установлено следующее.

1. К собственно акчинской свите относится лишь ее нижняя под-

свита³, т. е. та часть, которую выделили и описали Е. А. Кочнев (1939) и Н. П. Васильковский (1952) как акчинскую свиту.

Верхняя подсвита акчинской свиты, именуемая то надакской, то сарысиунской, идентифицирована нами с шурабсайской свитой (они занимают один хроностратиграфический диапазон) на основе близости вещественного состава и содержащихся в них комплексов ископаемых флор. В связи с этим, объем акчинской свиты, по мнению А. С. Масумова, совпал с объемом, принятым для нее Н. П. Васильковским (1952).

2. Присутствие оясайской свиты в Чаткальском хребте проблематично, т. е. проблематично наличие под «шурабсайским» уровнем, или уровнем А, охарактеризованным раннепермскими флорами в Карабау, Кандырсае, в верховьях Аксакаты, междуречье Гавы и Коксарека (в комплексе с фузулинидами асселя), в районе оз. Кугала и в Кассан-Урюктинском грабене (также в комплексе с ассельскими фузулинидами), верхнекарбоновой толщи кислого состава, коррелируемой с оясайской свитой Каржантау.

Таким образом, в пределах юго-западных отрогов Чаткальского хребта отложения верхнего палеозоя А. С. Масумов расчленяет на акчинскую, шурабсайскую, равашскую и кызылнуринскую свиты.

Акчинская свита была выделена в 1939 г. Е. А. Кочневым в бассейне р. Акча. В дальнейшем значительное ее развитие установлено и в других пунктах юго-западной части Чаткальского хребта (Шавас, Карабаш, Карабау, Дукент, Чавлисай, Чакмассай, Паркентсай, Заркентсай, г. Сей-Шах).

Свита с большим несогласием залегает на эродированной поверхности сланцев силура (Чавлисай), вулканитов нижнего девона (Кайнар-Карабаш), известняков среднего — верхнего девона (Дукент, Карабау), гранитоидных массивов (Шавас, Карабаш, Башкызылсай, Чакмассай, Карабау), а сама со значительным перерывом перекрывается базальными слоями шурабсайской свиты.

В результате изучения разрезов этой свиты установлено два ритма, которые в свою очередь дали возможность расчленить ее на две подсвиты, или ритмосвиты (Борисов, 1970).

Нижнеакчинская подсвита известна в бассейнах рек Акча-Шавас-Карабаш, где она трансгрессивно перекрывает гранодиориты Карабашского и Верхнешавасского массивов, а также в бассейнах Паркентсая и Заркентсая.

Хорошие обнажения подсвиты располагаются в нижнем течении Карабашсая. Характерная особенность ее строения — наличие двух ритмов осадочных образований. Первый начинается валунными конгломератами (0—8 м) с размерами валунов до 60 см.

Выше располагаются гравийные конгломераты и песчаники серого цвета (6—10 м), а затем — крупно- до мелкозернистых малиновые песчаники с плоскими гальками и сиреневыми глинистыми «пяточками» (до 20 м), которые сменяются серыми туфопесчаниками с прослоями малиновых туффитов (10—15 м).

³ Большинство исследователей в объеме акчинской свиты различают две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Нижняя — это собственно акчинская свита в понимании Е. А. Кочнева (1939) и Н. П. Васильковского (1952). В верхнюю обычно включают вулканогенные образования, которым некоторые исследователи придают самостоятельное значение и выделяют как надакскую (З. П. Артемова, В. А. Арапов, А. П. Агафонов и др.) или сарысиунскую (Н. П. Васильковский, И. П. Кушнарев, А. Б. Каждан, Н. П. Лавров и др.) свиты. В. Г. Юдин (1967) и др. объединили образования акчинской и надакской свит в андезито-дацитовую (средне-верхнекарбоновая) формацию.

Описываемый горизонт встречен только в средней части Карабашая.

Второй ритм начинается с гравийных конгломератов (3—5 м) и слоистых гравийных песчаников серого и малинового цвета.

Над ними находится горизонт крупно- и мелкообломочных лавобрекчий, мощность которого уменьшается от Акчасая на запад. В Акчасаяе он представлен удлинненно-округлыми валунами сиренево-серого андезито-дацитового порфира с характерными розовыми выделениями полевых шпатов. Размеры валунов до 30—40 см, цементированы они туфолововым материалом того же состава (≈ 120 м).

В левом борту Карабашая горизонт имеет мощность 20—25 м. Сложен глыбами андезито-дацитовых порфиров размером от 5 до 80 см, цементированных туфовым материалом.

На правом борту мощность его уменьшается до 10—15 м. Здесь он состоит из агломератовых (до литокристаллокластических) туфов с характерными обломками (в плане это обычно треугольники) серых и фиолетово-серых андезитовых порфиритов и андезито-дацитовых порфиров.

Выше расположен горизонт (10—15 м) розовато-серых литокристаллокластических туфов андезито-дацитовых порфиров с редкими порфиристыми выделениями полевых шпатов. В нижнем течении Карабашая мощность описываемого горизонта сокращена, и здесь на нем залегает горизонт светло-розовых, почти бескварцевых слабофлюидальных игнимбригов кварцевого порфира (6—8 м).

Вероятно, к этой же ритмосвите относятся лавобрекчий, туфы и туфоконгломераты андезитовых порфиритов с характерными округлыми выделениями калишпата, выходящих по саям Акча, Гош, Дукент. Общая мощность подсвиты колеблется от 60 до 200 м.

В бассейнах Паркент- и Заркентская к нижеакчинской подсвите А. С. Масумов отнес только две нижние пачки акчинской свиты А. П. Агафонова и М. М. Лебедь (Геология СССР, т. XXIII, 1972). Нижняя пачка сложена переслаивающимися туфами среднего и кислого состава, а также туфопесчаниками, вмещающими прослой гравелитов и туфолов андезитовых порфиритов (290 м). Верхняя пачка имеет более пестрый состав в связи с частым чередованием туфоконгломератов, гравелитов, туфопесчаников, алевролитов, туфов андезитовых порфиритов и дацитовых порфиров (330 м).

Мощность подсвиты 620 м.

Верхнеакчинская подсвита развита более широко. На правобережье р. Ангрэн она из бассейна Кайнарская протягивается непрерывной полосой в бассейны саев Карабаш, Шавас, Акча, Куру, Наусалы, Кызылаша, Карабау и Дукент. В бассейнах саев Кайнар и Карабаш вулканогенные образования подсвиты перекрывают нижедевонские вулканиты.

В бассейне сая Куру в основании ритмосвиты наблюдаются базальные конгломераты (20 м), переслаивающиеся с глинистыми сланцами, песчаниками, туфопесчаниками и туфоконгломератами. Имеются линзы битуминозного известняка. В русле сая Наусалы конгломераты выражены более наглядно и состоят из окатанных и угловатых галек кварцевых порфиров, фельзитов, андезитов, дацитовых порфиров и интрузивных пород, представленных гранодиоритами и аляскитами. Конгломераты не отсортированы и цементированы туфогенным материалом. К северу и югу, по данным А. А. Кустарниковой (1962), конгломераты сменяются туфами с прослоями туфопесчаников и туфоконгломератов, но в них гальки интрузивных пород уже нет, и далее —

темно-серыми андезито-дацитовыми порфирами с характерной плитчатой отдельностью.

По данным А. П. Агафонова и др. (1962 г.), породы верхнеакчинской подсвиты в верховьях правых притоков р. Башкызылсай и на массиве Минора ложатся на разные горизонты нижнего турне и прорываются гранодиорит-порфирами гушсайского типа, а в районе селения Невич с размывом залегают на гранодиоритах Башкызылсайского массива. Мощность подсвиты достигает 1000—1300 м.

В бассейнах рек Дукент и Карабау к верхнеакчинской подсвите, по нашим наблюдениям, относятся только два нижних горизонта из четырех, выделенных здесь в акчинской свите Н. П. Васильковским и З. П. Артемовой в 1944 г. По р. Дукент она несогласно налегает на андезитовые порфириты и известняки девона, а по р. Карабау — на граниты Карабауского массива. Мощность подсвиты (около 500 м) к северу постепенно уменьшается в связи со срезанием ее базальными слоями шурабсайской свиты. Разрез подсвиты начинается песчаниками и гравийными конгломератами с валунами гранит-гранодиоритов (8—12 м), выше сменяющихся туфами андезитовых порфиритов и андезито-дацит-порфиров.

Вулканогенная часть разреза верхнеакчинской подсвиты выдержана по составу и строению. Она сложена довольно монотонными, массивными, иногда с признаками слоистости, серыми, розовато-серыми, выше — фиолетово-серыми плагиоклазовыми порфиритами, а в верхней части — андезито-дацитовыми порфирами со средней мощностью около 1000 м.

Суммарная мощность верхнеакчинской подсвиты достигает 1500 м.

В бассейне р. Чавлисай (Карабашская депрессия) разрез подсвиты сокращенный. Отложения залегают на песчаниках силура (?), а по данным бурения — на гранодиоритах Карабашского (Чавлисайский) массива и известняках, и содержат в базальном горизонте их гальку.

А. Е. Толкунов (1965), Н. П. Лаверов, И. Г. Максимов, А. Е. Толкунов (1972) в составе акчинской свиты этого района различают нижнюю (лавовая) и верхнюю (вулканогенно-осадочная) толщи. О. М. Борисов (1970) верхнюю толщу отнес к аналогам шурабсайской свиты, а нижнюю сопоставил с верхнеакчинской подсвитой Карабашея.

Разрез начинается серыми пятнистыми конгломератами и брекчиями с прослоями гравийных песчаников (5—10 м), сменяющихся коричневыми и светло-коричневыми туфами и агломератами биотитовых андезито-дацитовых порфиров. В нижней части появляются розовые туфы кварцевых порфиров.

По данным бурения, образования подсвиты в южной части Карабашской депрессии отсутствуют. В центральной и северо-восточной частях ее мощность 80—130 м; она заметно возрастает в северо-восточной части (до 400 м) параллельно с увеличением основности пород. Здесь же установлены блоки — останцы кислых вулканитов (фельзиты, фельзит-порфиры, игнимбриты и др.), вероятно, нижнедевонского возраста.

В бассейнах Паркентсея и Заркентсея к верхнеакчинской подсвите А. С. Масумов относит пачки 3—6 сводного разреза, составленного А. П. Агафоновым и М. М. Лебедь (Геология СССР, т. XXIII, 1972). Разрез начинается вулканомиктовыми конгломератами, алевролитами и песчаниками и перекрывающими их туфами андезитовых порфиритов и дацитовых порфиров (190 м); стратиграфически выше лежат туфы андезитовых порфиритов с двумя потоками лав трахиандезитовых порфиритов (40 м), а затем — туфы андезитовых, трахиандезито-

вых и андезито-дацитовых порфиритов (270 м), туфы андезитовых порфиритов и дацитовых порфиров с прослоями туфогравелитов и туфопесчаников (150 м). Выше лежит базальный горизонт шурабсайской свиты.

Суммарная мощность подсвиты 650 м.

Подобный разрез обнажается также под отложениями шурабсайской свиты и в районе горы Сей-Шах.

Шурабсайская свита, как известно, впервые выделена Н. П. Васильковским в 1938 г. в юго-западной части гор Каржантау, и в течение ряда лет не имела аналогов в других частях Чаткало-Кураминского региона, оставаясь местным подразделением литостратиграфического обоснования. Палеонтологическое обоснование эта свита получила впервые в юго-западной части Чаткальского хребта, на его южном (ангренский) склоне, в долине р. Карабау. В течение последующих лет отложения шурабсайской свиты были обнаружены на значительных территориях Чаткальского и Кураминского хребтов, где в ее осадочных слоях найдены новые местонахождения ископаемой флоры и фауны, позволившие уверенно датировать возраст свиты ранней пермью.

Относительному возрасту соответствуют данные по абсолютному летоисчислению отложений шурабсайской свиты.

В 1964 г. были опубликованы материалы Н. П. Лаверова и др. о систематическом исследовании возраста пород Чаткало-Кураминской зоны аргониевым методом. При этом большое внимание обращалось на датирование пород из осадочно-вулканогенных свит, охарактеризованных органическими остатками. По данным этих исследователей (Лаверов и др., 1964), возраст пород, подстилающих и покрывающих швагериновый горизонт, составляет 285—300 млн. лет, что примерно соответствует раннепермскому возрасту шурабсайской свиты. Близкие цифры — 273 млн. лет — получены Я. М. Рафиковым для вулканитов шурабсайской свиты в Кассанском грабене.

Выяснено, что состав вулканогенной части шурабсайской свиты может значительно изменяться как по разрезу, так и по простиранию, и что вулканиты свиты по латерали могут фациально замещаться осадочными породами.

В процессе изучения отложений этой свиты стало очевидно, что ее вулканогенная часть представлена контрастными породами — от основных до кислых при преобладании пород среднего состава и, кроме того, за редким исключением, всегда подстилается достаточно мощной (от 80—200 м до 1000 м) базальной толщей, стабильной как по составу, так и по строению. Именно по содержащейся в ней органике вся свита получила возрастную датировку. По-видимому, прав был Н. П. Васильковский (1952), когда утверждал, что осадочная и вулканогенная часть разреза свиты не могут рассматриваться как самостоятельные стратиграфические подразделения, так как иногда они связаны постепенными переходами одна в другую по разрезу и по простиранию. Правда, в наших наблюдениях больше случаев, когда подобные замещения происходили по латерали. Однако это не имеет принципиального значения, потому что свита по своей природе часто анизотропна. Кроме того, мы далеки от мысли, что свита — это строго изохронное подразделение комплексного литологического и палеонтологического обоснования, как ее трактует СК ТН («Стратиграфическая классификация терминологии и номенклатуры»), которое на всей площади распространения должно иметь одинаковый возраст.

Свита может быть не только анизотропной, но и анизохронной.

И чаще всего мы имеем дело именно с такими телами. Однако есть свиты, которые могут иметь относительно изохронные границы на большом протяжении. К таким телам мы склонны относить шурабсайскую свиту.

Осадочно-вулканогенные отложения шурабсайской свиты подразделяются на две подсвиты: нижнюю, в основном осадочную, и верхнюю — вулканогенную. В нижнешурабсайской подсвите содержатся многочисленные комплексы растительных остатков.

Нижнешурабсайская подсвита известна в гряде Майгашкан, куда она прослежена А. П. Агафоновым из бассейнов рек Аксаката и Ревашт, т. е. оттуда, где подсвита имеет палеонтологическое обоснование. Здесь основание разреза обрезано Майгашканским надвигом.

Отложения этой подсвиты обнажаются также по долинам левых притоков р. Нурекатасай (рр. Новошах и Шешисай). Здесь базальный горизонт довольно мощный и представлен конгломератами с известняковой, алунитовой и гранитоидной галькой. Вверх по разрезу он сменяется пачкой переслаивающихся мелко- и среднеобломочных туфов, туфопесчаников и алевролитов. Базальные конгломераты, по данным А. П. Агафова и др. (1968 г.) и нашим, перекрывают в приводораздельной части между бассейнами рек Нуреката и Аксаката фельзиты неясного стратиграфического положения и сиенито-диориты р. Текели. В верховьях р. Шешисай наблюдается налегание андезитовых порфиритов на липаритовые порфиры и их туфы.

У слияния рек Текели и Аксаката примерно в 200 м вверх по течению р. Текели базальные слои подсвиты без видимого углового и азимутального несогласия, но с размывом ложатся на фрагменты кислой толщи неясного стратиграфического положения. Поверхность кровли кислой толщи значительно эродирована, а нижняя часть базальной пачки, падающей на юг под углом 18—20°, повторяет все ее неровности; сама базальная пачка перекрывается лавобрекчиями андезитовых порфиритов.

В описываемом районе (гряда Майгашкан) нижнешурабсайская подсвита ложится также и на андезитовые порфириты минбулакской свиты, которая вскрыта скважинами, и сиенито-диориты р. Текели.

В нижнем течении р. Текели нижнешурабсайская подсвита сложена вулканомиктовыми конгломератами, брекчиями и конгломератами. Вверх по разрезу конгломераты сменяются переслаивающимися гравелитами, песчаниками (преобладают), алевролитами и глинистыми, а местами запесоченными известняками. В пачке наблюдаются песчаники двух типов — слоистые и массивные. Массивные песчаники флору не содержат. В слоистых песчаниках сохранились лишь обугленные фрагменты растительного вещества. Как массивные, так и слоистые разности песчаников содержат в значительном количестве вулканомиктовый материал, в них многочисленны лейсты ожелезненного биотита. Незначительные по мощности, комковатые, с раковистым изломом запесоченные разности алевролитов включают в единичных случаях неопределимые фрагменты ископаемых растений. Известняки темные, почти черные, битуминозные, тонко- и среднеслоистые, и так же, как алевролиты, немногочисленны и лишены органических остатков.

Осадочная пачка прорвана субвулканическими диорит-порфиритами, силлы которых находятся в секущем залегании; расположена она в тектоническом блоке, ограниченном с севера Новошахским, а с юга — Аксакатинским разломами и телом кольцевой дайки кызылнуринских гранит-порфиров, с востока — меридиональным апофизом Аккульского

разлома и самим Аккульским разломом. На юге аналогичная осадочная пачка прослеживается фрагментарно во внутренней части Кызылнуринской кальдеры. В 4—5 км на северо-запад она обнажается в тектоническом блоке, ограниченном с севера Новошахским, а с юга — Ойджайляуским разломами.

Вышеописанную осадочную пачку А. С. Масумов считает аналогом новошахской, ее максимальная мощность 350—400 м.

В нижнем левом притоке р. Шешисай в отложениях нижней подсвиты Т. А. Сикстель в 1968 г. определены растительные остатки, представленные стеблями и ядрами: *Calamites ex gr. suckovii* Brongn., *C. sp.*, *Phyllothesa* (*Koeretrophyllites*) *sp.* Часть образцов содержит многочисленные остатки водорослей и беспозвоночных.

Определять возраст по этому фрагментарному, не отражающему прижизненных растительных сообществ комплексу рискованно. Однако его следует использовать для пополнения нижнепермского (шурабсайский) списка ископаемых растений, который сейчас пополняется.

В стратиграфически более верхних горизонтах шурабсайской свиты органические остатки не найдены, поэтому раннепермский возраст отложений в пределах некоторых районов юго-западной оконечности Чаткальского хребта А. С. Масумов принимает условно.

Отложения нижнешурабсайской подсвиты в бассейне р. Ревашт представлены тонкопереслаивающимися песчаниками, алевролитами, более чистыми разностями песчаников и алевролитов, иногда туффитами. Выше осадочная пачка расслаивается мощным (от 450—470 м) горизонтом туфов андезито-дацитового состава, иногда туфолавами андезитового порфирита. Верхняя ее часть сложена хорошо слоистыми песчаниками, гравелитами, мелкообломочными конгломератами и алевролитами (до 35—40 м). Этот горизонт (около 500 м) является маркирующим, из него в долине р. Ревашт в 1968 г. А. П. Агафонов собрал растительные остатки, определенные Т. А. Сикстель и Л. И. Савицкой: корневище *Vertebraria sp.* (характерно для нижней перми Гондваны), фрагменты листьев *Dicranophyllum sp.*, которые сходны с представителями *Dicranophyllum varicum* Zal. и *Dicranophyllum kirghizicum* Tschirk.

Последние две формы, по их мнению, датируют вмещающие отложения пермью, поскольку *Dicranophyllum* — «типично пермское растение».

Базальную пачку шурабсайской свиты бассейна р. Текели, Ревашт, Шешисай, А. С. Масумов коррелирует с базальными слоями, развитыми на водораздельной части рек Шешисай — Новошахсай, где обнажается толща, аналогичная вышеупомянутым по своему строению. Все это — фрагменты разновозрастной толщи, которая протягивается от ур. Алтынбел к верховьям Шешисая, в бассейны рек Новошах и Текели, обнажается в бассейне р. Аксаката, затем — в ур. Актахта и в бассейнах рек Кенкотан и Ревашт.

На водоразделе рек Шешисай — Новошахсай осадочная пачка падает на северо-восток под углом 30°. В отличие от аналогичной в бассейне р. Текели, содержит значительно больше алевролитов, но так же, как и первая, почти не содержит органических остатков. А. С. Масумовым найдены здесь лишь остатки водорослей.

На отрезке от места слияния рек Аксаката и Қашкасу до р. Текели обнажающееся осадочное основание шурабсайской свиты сложено чередующимися туфобрекчиями, туфоконгломератами, конгломератами, гравелитами, слоистыми песчаниками и известняками. Состав пачки в целом грубый, почти отсутствуют алевролиты. Известняки в

составе пачки занимают резко подчиненное положение и представлены темными, с раковинным изломом, битуминозными разностями. Пачка залегает здесь на туфолавах и лавобрекчиях кварцевых порфиров, а перекрывается туфолавами и порфиритами андезитового состава и пересечена дайкой гранит-порфиров кызылнуруинского типа.

С нижнешурабсайской подсвитой А. С. Масумов коррелирует осадочную пачку, обнажающуюся в районе пер. Актахта, в пределах одноименного урочища, а также в районе слияния рек Кенкотан и Ревашт вплоть до месторождения с таким же названием. Здесь она имеет сложное строение: расщепляется на два горизонта — нижний и верхний, между которыми залегает толща кислого состава мощностью 700—800 м. Верхний осадочный горизонт территориально разобщен с кислой толщей и лежит в основании мощной толщи андезитового состава.

В осадочной пачке, находящейся здесь под толщей кислого состава, С. В. Мейен (1977 г.) определил следующую флору: 1. *Calamites* sp., 2. *Walchia* cf. *piniformis* Schl., 3. *Gomphostrobus bifidus* (Gein.) Zeill., 4. *Carpolithes* sp., 5. *Cordaites* sp.

По данным этого исследователя, вид *Walchia piniformis* известен в S_3 — P_1 ; вид *Gomphostrobus bifidus* «пока достоверно не указывался в S_3 , хотя его нахождение в S_3 возможно, поскольку к этому роду и виду относятся изолированные стеблевые (вильчатые) листья вальхии. Одна находка такого вильчатого листа известна в вестфале Англии, но к роду *Gomphostrobus* этот экземпляр отнесен не был». Возраст вмещающих отложений, по данным палеофлоры, скорее всего раннепермский.

В связи с вышесказанным, А. С. Масумов допускает возможность существования в бассейнах рек Аксаката, Ревашт и Кенкотан двух территориально разобщенных осадочных толщ, находящихся на разных стратиграфических уровнях в разрезе единой шурабсайской свиты.

Однако важен не вопрос, относить или нет к единому разрезу шурабсайской свиты две толщи различного состава, каждая из которых имеет в основании терригенную пачку, а то, что возраст осадочных пород, лежащих в основании толщи кислого состава, определен как раннепермский.

Осадочная пачка и в том и в другом случае представлена неравномерно переслаивающимися глинистыми известняками, маломощными прослоями комковатых голубовато-серых алевролитов и крупнозернистых слоистых песчаников. В песчаниках встречены остатки хвощей плохой сохранности, основная же масса растительных остатков сосредоточена в алевролитах. Несмотря на фрагментарность растительных остатков, они сохраняют тонкие элементы морфологии, что свидетельствует о незначительном переносе.

С нижнешурабсайской подсвитой пока условно коррелируется осадочная пачка в Алтынбельсае, лежащая в основании покровных вулканитов, отнесенных Н. П. Васильковским, а затем И. М. Богомольным к акчинской свите. Осадочное основание (80—100 м) — неравномерное чередование мелко- и среднегалечных конгломератов, песчаников, алевролитов и известняков. По составу пород осадочная пачка ничем не отличается от подобных ей в составе шурабсайской свиты в между-речье Карабау — Дукент, в бассейне р. Кандырсай, в районе Сейшахского разлома и т. д.

В составе осадочной пачки преобладают разнозернистые полимиктовые песчаники, всегда плохо отсортированные и почти не слоистые. Содержатся также алевролиты двух типов: слоистые, окрашенные в

палевые и коричневые тона, в них максимальное количество отпечатков ископаемых растений, и комковатые, с раковистым изломом серые разности, в которых встречены единичные растения. Растительные остатки сосредоточены, помимо алевролитов, в темных, иногда почти черных глинистых битуминозных известняках. Известняки среднеслоистые, с толщиной прослоев до 25—30 см; иногда в них наблюдается микрослойчатость, толщина слойков не превышает 2—3 мм. Слойки разных тонов и в различной степени обогащены вулканомиктовым материалом. Подобные известняки могли откладываться в застойных озерах, куда время от времени поставлялся пепловый материал из вулканических очагов, располагавшихся на северном и северо-западном крыле Кызылнуриинской кальдеры. В озерах захоронялись переносимые сюда речками и временными водными потоками части растений.

Вышеописанная осадочная пачка в бассейне р. Алтынбельсай подстилается фрагментами кислой толщи, которую наблюдать почти невозможно из-за плохой обнаженности; покрывается она мощной толщей андезитовых порфиритов. Растительные остатки, собранные А. С. Масумовым в этой осадочной пачке, представлены в основном каламитами и кордаитами еврамерийского облика. По мнению С. В. Мейена (1977 г.), сохранность образцов плохая и, вследствие этого, определения флоры позволяют датировать вмещающую толщу лишь средним карбоном — ранней пермью.

В этой точке им определены следующие формы: *Calamites* sp. (с тонкой ребристостью, узлы плохо сохранились); *Calamophyllites* sp. и *Cordaites* ? sp.

К осадочному основанию в юго-западном блоке Кумбельского разлома, в районе хр. Мирзабай и бассейна р. Берката А. С. Масумов относит осадочную пачку (150—170 м), обнажающуюся по ручью Сарыташсай и сложенную хорошо слоистыми туфопесчаниками, туфами и туфоалевролитами серого, темно-серого и фиолетового цвета. Пачка в целом среднеслоистая, а туфоалевролиты в ней образуют тонкие пропластки толщиной до 0,1—0,3 м. Туфопесчаники тонко- и среднеслоистые. Пачка перекрыта в бассейне р. Сарыташсай дацит-порфирами верхней подсвиты шурабсайской свиты.

В пределах западной предгорной части Чаткальского хребта и южного склона гор Каржантау к базальным слоям шурабсайской свиты относятся осадочные отложения, развитые на правобережье р. Чирчик. Осадочная пачка здесь окаймляет с трех сторон Ализарский алеозойский массив. В бассейне р. Каранкульсай, по данным Ю. Х. Ахмедулина и др. (1970 г.), осадочная пачка шурабсайской свиты ложится то на вулканогенную, то на субвулканическую фацию акчинской свиты.

Для основания пачки характерны гравелиты и конгломераты с большим количеством обломочного материала подстилающих пород. Есть участки, где непосредственно на подстилающие породы ложатся алевролиты и песчаники (2—5 м), а выше по разрезу появляются конгломераты и гравелиты. На правобережье р. Гальвасай в ее основании, лежащем с несогласием на вулканогенных и субвулканических породах акчинской свиты, наблюдаются конгломераты и гравелиты. Здесь и в среднем течении Каранкульсай доминируют песчаники и алевролиты. Встречаются прослои и линзы окремненных известняков, которых значительно больше в бассейне р. Булаксу и в низовьях р. Каранкульсай. Песчаники от мелко- до грубозернистых, слоистые, плитчатые, составляют около 50% мощности разреза пачки. Примерно 30% разреза приходится на долю алевролитов, которые окрашены в красно-бурые, тем-

но- и коричневато-фиолетовые тона. С поверхности они сильно трещиноватые, для них характерна зубчатая отдельность. Алевролиты часто переслаиваются с песчаниками. Количество гравелитов и конгломератов различное. Больше всего их в районе Гальвасая в низовьях Каранкульсая. В этих пунктах разрез нижней подсвиты представлен более грубообломочными породами, нежели в других местах. Незначительное число конгломератов и гравелитов характерно для среднего течения р. Каранкульсая и бассейна р. Булаксу.

В бассейне Каранкульсая, по данным Ю. Х. Ахмедулина и др. (1970 г.), среди осадочных пород наблюдается до трех прослоев порфиритов мощностью до 12 м. В верховьях упомянутой реки мощность базального основания равна 115 м, в низовьях — 191, в бассейне р. Булаксу — 192 м, в бассейне правого притока Гальвасая — 85 м.

К нижнешурабсайской подсвите в описываемом районе А. С. Масумов относит также и вторую пачку разреза, составленного Ю. Х. Ахмедулиным и др. в 1970 г., которая сложена осадочными породами и в единичных случаях — вулканогенными. Она представлена конгломератами, туфоконгломератами, туфоконгломерато-брекчиями, местами туфобрекчиями с прослоями туфопесчаников, песчаников и туфов порфиритов, гравелитами. Во всех разрезах доминируют гравелиты и плотные конгломераты массивнослоистого сложения, содержащие в большом количестве неотсортированный и неравномерно расположенный обломочный материал. Обломки представлены туфами андезитовых и трахиандезитовых порфиритов, андезито-дацитовых, фельзитовых и дацитовых порфиритов. В Гальвасе перечисленные породы составляют около 50% мощности разреза, в бассейне Каранкульсая — 45%. С продвижением к устью Каранкульсая конгломераты фациально замещаются гравелитами.

Туфобрекчи составляют 15—25% мощности пачки. Кроме вышеописанных пород, в разрезе наблюдаются в значительном количестве прослой песчаников, горизонт туфов (Гальвасай), порфиритов (Каранкульсая). Максимальная мощность (205 м) характерна для бассейна р. Булаксу.

Итак, максимальная мощность нижнешурабсайской подсвиты для западных предгорий Чаткальского хребта равна почти 400 м.

К нижнешурабсайской подсвите в пределах северного склона западного окончания Чаткальского хребта (среднее и верхнее течение ручьев Ташкескен и Терекли с бассейнами левых притоков последнего — Зымнансая и Карабузуксая) А. С. Масумов относит выделенную А. П. Агафоновым (1967) здесь первую подсвиту шурабсайской свиты, представленную довольно контрастными породами. Нижнешурабсайская подсвита слагает водоразделы в тектоническом блоке, ограниченном с востока Тереклинским надвигом, с севера — широтным разломом, а с юго-запада — Кумбельским разломом. Наиболее типичен, по мнению А. П. Агафопова, разрез ее на водоразделе рек Карабузук и Куракты. Он сложен туфоконгломератами, гравелитами и песчаниками, залегающими на размытой поверхности фельзитов. На водоразделе между реками Кальтаком и Зымнан отчетливо видна слоистость серых песчаников и алевролитов, мощность которых не превышает двух-трех десятков метров, выше них идут андезитовые порфириты и их туфы. На водоразделе ручьев Чайлсай — Таваксай разрез подсвиты состоит из гравелитов и хорошо слоистых и отсортированных песчаников. Здесь также, как и в междуречье рек Кальтаком и Зымнан, нет конгломератов, которые, как правило, характерны для базальных горизонтов подсвиты.

В бассейне р. Зымнансай разрез подсветы сложен туфами андезитовых порфиритов и их туфобрекчиями, лавобрекчиями и туфами фельзитовых порфиров, вулканомиктовыми, плохо отсортированными среднеслоистыми песчаниками. Мощность подсветы, по данным А. П. Агафонова, около 250 м.

При сравнении этого разреза с разрезами других площадей района (р. Аксаката, р. Ревашт, междуречье рек Карабау — Дукент, горы Сей-Шах и т. д.) отчетливо видно, что здесь отсутствуют конгломераты основания и слоистость в осадочных горизонтах, что характерно для других пунктов; здесь значительно меньше осадочных пород, совсем нет известняков и аргиллитов, небольшая мощность осадочной пачки, обилие вулканитов и т. д. Кроме того, разрез заканчивается породами липаритового состава.

Максимальная мощность отложений нижнешурабсайской подсветы регистрируется А. П. Агафоновым юго-восточнее, где она равна 511 м, и где подсвета представлена андезитовыми порфиритами, туфолавами дацитового состава, средне- и крупногалечными туфоконгломератами и венчающими разрез андезитовыми порфиритами массивного сложения и их туфобрекчиями.

Таким образом, в верхней части бассейнов рек Ташкескен и Терекли с их левыми притоками — Зымнансай и Карабузуксай — разрез нижнешурабсайской подсветы является «эндемичным», он не похож ни на один разрез (за исключением вышеоговоренных случаев) основания шурабсайской свиты Юго-Западного Чаткала.

В бассейне верхнего течения р. Сукок и в районе гор Акташ-Хауля А. П. Агафонов и М. М. Лебедь выделили широкое поле развития пород акчинской свиты, а в ее составе — шесть подсвет (ниже мы их именуем пачками). А. С. Масумов относит эти отложения к шурабсайской свите и коррелирует их с шурабсайской свитой района г. Хауля, где возраст ее подтвержден ископаемой флорой.

Первая пачка сложена сиреневыми флюидалными туфолавами, переслаивающимися песчаниками и гравелитами, а вторая — чередующимися серыми конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Эти пачки мы объединяем в базальную нижнешурабсайскую подсвету.

Осадочная часть разреза второй пачки в районе г. Акташ, в 2 км южнее нее, значительна по мощности — не менее 200—250 м, очень напоминает таковую по составу слагающих ее пород в Сей-Шахе и в бассейне р. Карабау. Флора содержится в аргиллитах и алевролитах. Аргиллиты довольно плотные, серого и светло-палевого тонов, тонкослоистые; основная масса ископаемых растительных остатков сосредоточена по плоскостям напластования. Алевролиты в основной массе темные, среднеслоистые, с раковистым изломом. В них флора встречается реже, но зато она лучшей сохранности. В описываемом обнажении нами установлено несколько горизонтов с флорой. В нескольких десятках метров выше по разрезу от нижнего флороносного горизонта породы становятся более глинистыми и количество ископаемой флоры увеличивается. По количеству палеофлоры эти местонахождения — самые представительные в районе, однако сохранность ископаемого материала столь плохая, что видовые определения невозможны. С. В. Мейен (1977 г.) определил отсюда побег, возможно, хвойного, сердцевидный отлив каламита, строение узлов которого не сохранилось, и *Walchia* sp. По его мнению, все остатки очень плохой сохранности и возраст в пределах C_3 —Р неясен.

В той же осадочной пачке у подножья горы Хауля, но уже отнесенной А. П. Агафоновым и др. к шурабсайской свите, им найдены *Walchia* sp., *Calamites* sp., *Phyllothea* sp., *Sphenophyllum* sp., что свидетельствует, по-видимому, о раннепермском возрасте вмещающих отложений.

По направлению от горы Акташ к горе Хауля разрез осадочной пачки грубеет, стратиграфически выше залегают покровные вулканические андезитового состава.

В районе гор Акташ — Хауля шурабсайская свита ложится на различные горизонты карбонатной толщи среднего девона — нижнего карбона, а ее мощность здесь не превышает 1200—1300 м.

Развитые в этом районе иные осадочно-вулканогенные толщи, отнесенные А. П. Агафоновым, З. П. Артемовой, М. Г. Калабиной и др. к акчинской, шурабсайской и надакской свитам, мы считаем принадлежащими единой шурабсайской осадочно-вулканогенной свите. Кстати, нигде в этом районе мы не видим нормального стратиграфически последовательного залегания этих толщ: они разобщены территориально, а если и соприкасаются, то по тектоническим контактам.

Базальные слои вышеописанных пунктов вполне коррелируются с осадочной пачкой, лежащей в основании мощной толщи хорошо слоистых пестроокрашенных осадочно-вулканогенных пород, именуемых А. П. Агафоновым и М. М. Лебедь (1960—1962 гг.) надакской свитой и развитых в горах Сей-Шах, на правом берегу р. Паркентсай (ранее эти отложения относились к равашской свите). А. С. Масумовым эти отложения отнесены к шурабсайской свите.

В бассейне р. Паркентсай находится основное поле отложений нижнешурабсайской подсвиты (373 м), представленной вишнево-фиолетовыми грубообломочными туфобрекчиями, туфоконгломератами, агломератами андезит-дацитового состава. Выше по разрезу грубообломочные породы постепенно переходят в хорошо слоистые туфогравелиты, туфопесчаники, известковистые алевролиты с линзами и прослоями темных битуминозных известняков. Отложения, по данным А. П. Агафопова (1960 г.), несогласно ложатся на хорошо слоистые породы акчинской свиты, постепенно их полностью перекрывая.

Наша точка с ископаемой флорой расположена в основании подсвиты, и ископаемые растительные остатки в ней приурочены к тонким и темным алевролито-глинистым прослоям, которые в совокупности составляют слои небольшой мощности, разделенные темными битуминозными известняками, глинистыми и кремненными их разностями мощностью до 10 см и более. В разрезе этой точки наблюдается следующая закономерность смены слоев (снизу вверх): темные битуминозные известняки, темно-серые до черных алевролиты с тонкими глинистыми и алевролито-глинистыми пленками (до 0,3—0,5 мм), содержащими остатки флоры, затем идут кремненные известняки.

А. С. Масумов считает описанную толщу возрастным и стратиграфическим аналогом нижнешурабсайской подсвиты других районов (долина р. Карабау), что устанавливается при сравнении содержащихся в них ископаемых флор, а также на основании близкого состава и строения как базальной части, так и залегающих выше вулканических андезитового состава.

Необходимо напомнить, что в основу выделения в этом районе «надакской» свиты с возрастом верхнего башкирского — московского яруса А. П. Агафоновым и М. М. Лебедь была положена аналогия этих образований с районами Кандырсая и Надакса (левобережье р. Ангрен). Основой корреляции надакской свиты гор Сей-Шах с районами

левого бережья р. Ангрэн послужили находки ископаемых растительных остатков в основании первой пачки (подсвета). Ископаемые растения были найдены здесь М. М. Лебедь и А. П. Агафоновым, а определялись Л. И. Савицкой: *Trichopitys vasilkovskyi* Sixt., многочисленные семена *Cordaicarpus* sp., *Aulacotheca* sp., *Neuropteris* ex gr. *heterophylla* Brongn., обрывки *Cyclopteris* sp. плохой сохранности и *Sphenobaiera* sp. По заключению Л. И. Савицкой, «данный комплекс аналогичен флоре, собранной в Кандырсае, и соответствует верхам башкирского и московскому ярусу среднего карбона».

Определяя возраст флоры из так называемой надакской свиты гор Сей-Шах, Л. И. Савицкая правильно сравнивала ее с кандырсайской флорой левого бережья р. Ангрэн. Они действительно очень близки, и наши сборы из обоих районов, определенные С. В. Мейеном, подтверждают это.

Поскольку кандырсайская флора в течение долгого времени служила (на основе определений Т. А. Сикстель) эталоном среднекарбонных флор для всего Чаткало-Кураминского региона, возраст сейшахских флор, естественно, был датирован Л. И. Савицкой средним карбоном с уточнением: позднебашкирский — московский века. В бассейне р. Кандырсай (подробно об этом говорится ниже) из тех же известных точек А. С. Масумовым, совместно с В. Я. Клипенштейном, собрана раннепермская флора, вследствие чего возраст сейшахских флор, а вместе с ними и осадочного основания «надакской» свиты определен нами как раннепермский.

Необходимо добавить, что относительную изохронность нижнешурабсайской подсветы гор Сей-Шах, рек Кандырсай и Карабау подтверждает ее строение, мощность, состав пород, а также аналогичная стратиграфическая позиция.

Во первых, здесь, в горах Сей-Шах, как и везде (имеются в виду юго-западные отроги Чаткальского хребта), шурабсайская и «надакская» (в понимании А. П. Агафонова и М. М. Лебедь) свиты территориально разобщены, нормальные стратиграфические контакты их неизвестны. Если эти свиты и соприкасаются, то только по тектоническим зонам. Например, у северной оконечности гор Сей-Шах, по свидетельству А. П. Агафонова, отложения «надакской» свиты контактируют по разлому с конгломератами и песчаниками основания шурабсайской. Однако, все это скорее свидетельствует о том, что и здесь мы имеем единое тело, в данном случае — осадочное основание шурабсайской свиты, части которого находятся в различных тектонических блоках.

Во-вторых, в горах Сей-Шах шурабсайская свита, как и «надакская», ложится на акчинскую свиту, т. е. приблизительно на один и тот же хроностратиграфический уровень.

В-третьих, в верховьях Паркентская и шурабсайская и «надакская» свиты прорваны кварцевыми порфиридами и гранит-порфирами, которые трактуются как интрузивные аналоги кызылнуринской свиты. Прорывающие интрузии постепенно переходят, по данным А. П. Агафонова и др., в эффузивные покровы. Правда, это обстоятельство лишь косвенно свидетельствует об идентичности шурабсайской и надакской свит в этом районе.

Идентичность надакской и шурабсайской свит в горах Сей-Шах отмечали еще Б. О. Андерсон и И. П. Кушнарв. Б. О. Андерсон считал все акчинской свитой, а И. П. Кушнарв — шурабсайской.

А. П. Агафонов и М. М. Лебедь возражали против такой идентификации, считая, что упомянутые исследователи игнорировали существование крупного разлома юго-западного простирания в центральной

части гор Сей-Шах, по которому контактируют различные свиты, и что остатки флоры, собранные ими севернее разлома, характеризуют возраст вмещающих слоев от низов позднего карбона до поздней перми, по аналогии с юго-восточными районами Чаткала и Курамы.

Растительные остатки, собранные ими южнее разлома, по их мнению, указывают на принадлежность вмещающих слоев к среднему карбону (верхи башкирского—московский ярус), что соответствует возрасту надакской свиты.

В. Т. Юдин (1965) присоединился к мнению И. П. Кушнарера и отметил, что эти два участка разделены не Сейшахским разломом, а субвулканическим телом флюидалных белесых фельзитов, фельзит-порфиоров и сферолитовых лав.

Судя по составу ассоциации ископаемой флоры, определявшейся Л. И. Савицкой из нижнешурабсайской подсвиты гор Сей-Шах, речь идет о раннепермской еврамерийской флоре, характерной для шурабсайского хроностратиграфического уровня А, который четко прослеживается по всему Чаткало-Кураминскому региону.

Значительные поля нижнешурабсайской подсвиты известны в верховьях р. Кульпаксай, левой составляющей р. Башкызылсай, и на массиве Минора, где они, по свидетельству А. П. Агафонова и М. М. Лебедь (1962 г.), постепенно перекрывают отложения акчинской свиты, слоистые известняки живетского яруса, известняки и доломиты верхнедевона, а также известняки турнейского яруса. В верховьях р. Башкызылсай отложения подсвиты надвинуты по Карабузукскому надвигу на отложения кызылнуринской свиты, развитые в верховьях рек Паркентсай и Кызылсай.

В верховьях бассейна р. Башкызылсай, севернее р. Курганташ, к осадочному основанию шурабсайской свиты, которое лежит здесь на известняках живетского яруса, мы относим пачку туфов и туфоконгломератов с обломками андезитовых порфиринов (150 м). Отсутствием базальных конгломератов этот разрез напоминает разрез разновозрастных отложений в междуречье Ташкескен—Терекли.

На южном склоне Чаткальского хребта (левобережье р. Карабау и междуречье рек Карабау—Дукент) к осадочному основанию шурабсайской свиты или к нижнешурабсайской подсвите А. С. Масумов относит базальные слои так называемой «надакской» свиты (рис. 6).

В левобережье р. Карабау на андезитовых порфиритах акчинской свиты среднекаменноугольного возраста (Н. П. Васильковский, 1952) с агломератами в основании залегает осадочная толща мощностью до 180—200 м, венчающаяся андезитовыми порфиритами и их лавобрекчиями. З. П. Артемова и И. М. Богомольный (1961) отнесли ее к надакской свите средне-позднекаменноугольного возраста. В правобережье р. Карабау на андезитовых и дацитовых туфах залегает осадочно-вулканогенная толща, по составу и структурному положению аналогичная надакской свите левобережья, которую Н. П. Васильковский идентифицировал с шурабсайской позднекаменноугольно-раннепермского возраста.

Таким образом, в долине р. Карабау четко устанавливаются две толщи, сложенные внешне похожими породами, но отделенные друг от друга поверхностью агломератов. Это нижняя андезито-дацитовая толща (акчинская свита) и лежащая на ней верхняя андезитовая толща с осадочной пачкой в основании, на правобережье именованная шурабсайской свитой, на левобережье — надакской (Масумов и др., 1974а).

В. Т. Юдин (1967) наблюдал несогласие между этими двумя толщами в Дукентсае. Вначале мы также приняли агломераты основания так называемой надакской свиты в левобережье р. Карабау за конгломераты размыва, и получалось, что две эти толщи отделены поверхностями размыва и даже несогласия. Однако после осмотра разреза верхней осадочно-вулканогенной толщи на левобережье р. Карабау комиссией Среднеазиатского петрографического совета было высказано

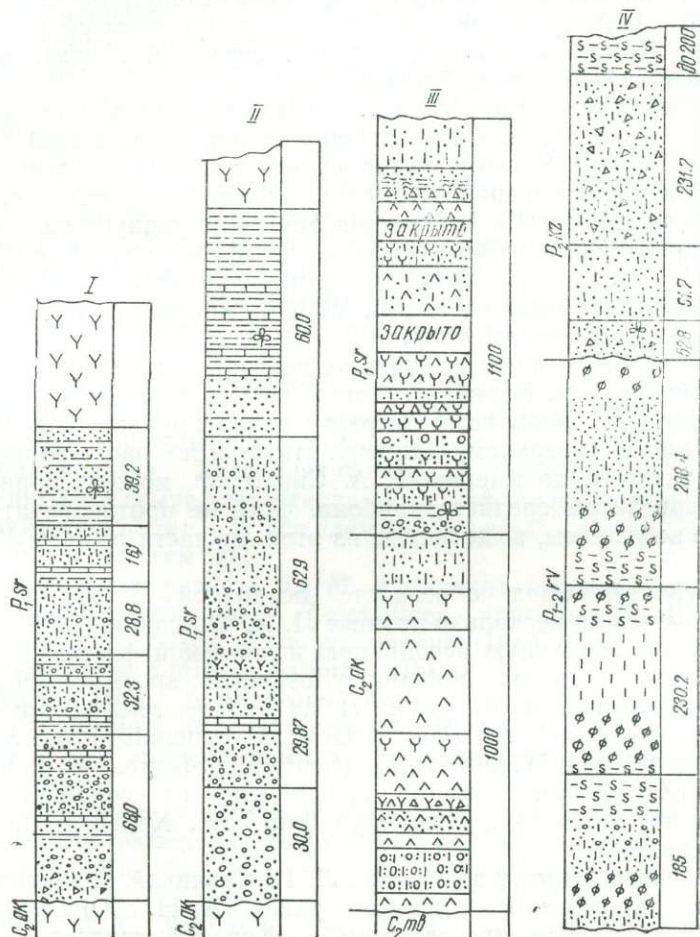


Рис. 6. Стратиграфические разрезы отложений Pz_3 Каржантау-Кураминских гор. Составил А. С. Масумов (по данным И. М. Богомольного, З. П. Артемовой, А. С. Масумова, В. Я. Клипенштейна).

I — левобережье р. Карабау, м-б 1:1500; II — правобережье р. Карабау, м-б 1:1000; III — бассейн р. Кандырсай, м-б 1:10000; IV — бассейн р. Башкызылсай, м-б 1:5000. Условные обозначения см. на рис. 4.

мнение о том, что в основании верхней толщи лежат не конгломераты размыва, а агломератовые лавы, появление в разрезе которых, возможно, было связано с кратковременной паузой в деятельности вулканических аппаратов (Хамрабаев, Далимов и др., 1974). Сейчас мы придерживаемся этой точки зрения.

Возраст осадочного основания шурабсайской свиты правобережья р. Карабау был принят Н. П. Васильковским (1952) как пермский на

основании определения А. Н. Криштофовичем в 1943—1944 гг. ископаемой флоры: *Sphenopteris* sp., *Phyllothea* sp., *Walchia piniformis* Schloth., *Ullmannia biarmica* Eichw., *Voltzia* sp., *Rhizodendron angrenicum* Krysch., *Samaropsis* sp., *Dorycordaites lancifolius* (Schmalh.) Zal., *Callipterus* sp., *Rhachiopteris* sp.

Из заключения А. Н. Криштофовича следовало, что комплекс флоры указывает на пермский возраст вмещающих слоев и что среди этих растений нет ни одной характерной верхнекаменноугольной формы.

В 1945 г. Т. А. Сикстель на основании собственных сборов и заключения А. Н. Криштофовича подтвердила пермский возраст шурабасайской свиты правобережья р. Карабау.

В левобережье р. Карабау из базальных слоев толщи, отнесенной к надакской свите, Т. А. Сикстель определила следующий комплекс ископаемой флоры: *Sphenophyllum* ex gr. *cuneifolium* (Sternb.) Zeill., *Sphenophyllum* sp., *Sphenophyllostachys* sp., *Sphenopteris* sp. 1, sp. 2, *Neuropteris* sp., *Hissarella kuramensis* Sav., *Ginkgophytopsis* sp., *Cordaites* ex gr. *principalis* (Germ.) Gein., *Cordaites* sp., *Samaropsis* sp., *Dicranophyllum* sp., *Lebachia* ex gr. *piniformis* (Schloth.) Florin, *Lebachia* sp., *Walchia germanica* Florin, *Walchia* sp., *Gomphostrobus bifidus* (Gein.) Zeill., *Gomphostrobus* sp.

Обилие хвойных, по ее мнению, не позволяет датировать осадочную пачку левобережья р. Карабау средним карбоном, а мелкие клинолистники противоречат пермскому возрасту и поэтому верхнюю часть разреза она относит к верхнему карбону. Нижняя же часть разреза с обилием кордаитовых, по мнению Т. А. Сикстель, может принадлежать верхним горизонтам среднего карбона, чему не противоречат спорово-пыльцевые комплексы, выделенные из этой же части разреза Ю. М. Кузичкиной.

Аналогичный вывод о возрасте осадочной пачки левобережья р. Карабау сделала несколько позднее Л. И. Савицкая (1970—1972 гг.), определившая следующую ассоциацию ископаемой флоры: *Sphenophyllum* ex gr. *majus* Bronn., *Sphenophyllostachys* sp., *Asterophyllites* (?) sp., *Sphenopteris marchalii* Stockm. et Math., *Hissarella kuramensis* Sav., *Cordaites* ex gr. *principalis* (Germ.) Gein., *C. schenkii* Halle, *Samaropsis* sp., *Walchia* (?) sp., *W. piniformis* (Schloth.) Sternb., *W. Lebachia* cf. *schneideri* (Zeill.) Flor. (редко), новый вид из семейства *Voltziaceae*, *Gomphostrobus* sp., *Dicranophyllum* sp., *Neuburgiella* (?) sp., *Taibia* (?) sp.

Приведенный список, по мнению Л. И. Савицкой, значительно отличается от определений, данных ранее А. Н. Криштофовичем и Т. А. Сикстель, потому что «впервые из Карабау определялась квалифицированно собранная коллекция; во-вторых, тем, что обилие хвойных, характерное для Карабау, по европейским стандартам всегда связывалось с пермью». В то же время Л. И. Савицкая считает, что в указанном выше комплексе «наименьшее число родственных форм имеется с пермью» и что возраст вмещающей толщи определяется поздним карбоном с «возможным уточнением впоследствии в сторону небольшого понижения». Следовательно, высказываются противоречивые мысли: с одной стороны, этот комплекс по обилию хвойных может сопоставляться с европейским (еврамерийским — прим. А. М.) и датировать вмещающие отложения пермью, с другой — в комплексе присутствует наименьшее число родственных с пермью форм, и возможный его возраст — C_3 или даже C_2 .

Л. И. Савицкая, по мнению А. С. Масумова, правильно увидела еврамерийский облик раннепермской флоры из Карабау, но находясь, по-видимому, под впечатлением прежних определений Т. А. Сикстель, все же датировала вмещающую толщу средним — поздним карбоном. В связи с этим возникает мысль, которая кажется очень важной: если, несмотря на многие общие элементы с раннепермскими флорами еврамерийской фитохории, возраст определяется все-таки не пермью, а, к примеру, средним — поздним карбоном, необходимо не постулировать, а доказывать специфику Средней Азии в этом отношении, в частности, Чаткало-Кураминского региона.

Специфичность Средней Азии может быть доказана лишь после того, как будет детально изучен систематический состав пермских флор на всей территории их распространения, а пока при определении возраста следует придерживаться европейских стандартов. Иначе получается, если исходить из списков флоры, определенной Т. А. Сикстель для нижней перми различных районов Средней Азии, что «нижнепермская флора Средней Азии содержит гондванские, еврамерийские, ангарские и катазиатские элементы» (Мейен, 1970).

Само по себе это не исключено, но такой вывод, в силу своего принципиального значения, требует тщательного обоснования, которое так и не было дано.

Иначе говоря, среднеазиатские каменноугольные и пермские флоры изучены еще очень плохо. А имеющиеся сведения «настолько противоречивы, а то и нелепы, что использовать их для биогеографических реконструкций нельзя». Хотя специфичность среднеазиатских флор, «расположенных на стыке всех основных палеофлористических областей и провинций» очевидна. К сожалению, неясна степень этой специфики (С. В. Мейен, там же).

Из этой же части разреза Ю. М. Кузичкина выделила следующий спорово-пыльцевой комплекс: *Leiotriletes inermis* (Waltz) Isch., *L. subintortus* (Waltz) Isch., *L. microrugosus* (Ibr.), Isch., *Acanthotriletes* sp., *Lophotriletes microgranifera* (Ibr.), Isch., *Stenozonotriletes pumilis* (Waltz) Isch., *S. limbosus* (Andr.) Isch., *S. missicus* Isch., *Azonoletes* aff. *similis* Lub., *Perisaccus* sp., *Platysaccus* sp., *P. volaticus* Isch. На основании этого комплекса она датировала вмещающие слои московским веком.

Таким образом, определения Т. А. Сикстель явились для большинства последующих исследователей той основой, на которой этот разрез в левобережье р. Карабау был отнесен к надакской свите с возрастом C_{2-3} .

По данным А. С. Масумова, осадочное основание (или нижнешурабсайская подсвита) шурабсайской свиты левобережья р. Карабау (188—200 м) состоит из ритмично переслаивающихся гравелитов, разномзернистых песчаников и алевролитов. Для основания разреза характерны агломераты, туфобрекчии, гравелиты и песчаники. В целом в разрезе преобладают песчаники, в основном, мелкозернистые, полимиктовые, чередующиеся с гравелитами и алевролитами. Количество последних резко возрастает вверх по разрезу, увеличиваются и прослои темных глинистых известняков. Известняки афанитовые, с раковистым изломом, органических остатков не содержат, находятся в средней части разреза в виде маломощных (до 8—10 см), но довольно многочисленных (до 10) прослоев. В средней и верхней частях разреза наблюдаются редкие прослои туфогравелитов и туфопесчаников. В покровных частях подсвиты резко возрастает количество песчаников, венча-

ющихся сиреневыми лавобрекчиями андезитовых порфиритов. Общее падение пород подслиты на северо-восток от 10 до 15°.

Растительные остатки найдены в алевролитах средней и верхней частей разреза, а также в мелкозернистых песчаниках, лежащих ниже довольно мощных (до 2,0—2,5 м) прослоев алевролитов. Они, как правило, глинистые, иногда запесоченные, тонкослоистые, с толщиной прослоев от 0,5 до 3—4 см, с поверхности палево-серые, в свежем изломе — зеленого и табачного цвета.

В алевролитах, так же как и в нижележащих песчаниках, содержится значительное количество бедных по видовому составу растительных остатков (всего в этой пачке известно три горизонта с флорой). Располагаются они в основном в плоскости напластования и несут следы переноса к месту захоронения. В песчаниках растительные остатки отличаются плохой сохранностью и состоят из обломков древесины, обугленных грубых фрагментов растений. В вышележащих алевролитах растительные остатки представлены мелкими обломками древесины, стволов, довольно редко — облиственными веточками хвойных и семени. Сохранность ископаемого материала удовлетворительная. Отсюда С. В. Мейеном (1973 г.) определены: *Ernestiodendron* sp., *Walchia* sp. (морфологически сходная с *Lebachia piniformis* (Schloth. Florin), *Walchia* (морфологически сходная со многими видами, известными из нижней перми. Однако из-за отсутствия кутикулы точное определение невозможно), *Walchiostrobus* sp., *Ginkgophyllum* sp., *Rhabdocarpus* sp., *Samaropsis* sp., *S. aff. wongii* Stockm. et Math., *Cordaicarpus* sp.

Хвойные (*Ernestiodendron* sp. и *Walchiostrobus* sp.) имеют явно раннепермский облик, т. е. морфологически коррелируемы только с раннепермскими видами. Остальные виды не противоречат отнесению пород к нижней перми. В приведенной ассоциации нет никаких элементов, характерных для верхнего карбона.

По заключению С. В. Мейена, породы, вмещающие вышеприведенную ассоциацию растительных остатков, имеют раннепермский возраст. Такое же мнение о возрасте флоры из бассейна р. Карабау высказал и Р. Х. Вагнер, просмотревший этот комплекс.

При сравнении списков форм, определенных С. В. Мейеном и А. Н. Криштофовичем (эти определения разделяют около трех десятков лет) видно, что ископаемые флоры левобережья р. Карабау коррелируются с флорой из шурабсайской свиты правобережья.

Список форм, приведенный А. Н. Криштофовичем, более полный, нежели наш, что объясняется, во-первых, тем, что сравниваемые коллекции, характеризующие один стратиграфический уровень, собраны из различных местонахождений: одна из правобережья р. Карабау, а другая — определенная С. В. Мейеном — из левобережья, и, во-вторых, они определялись различными исследователями. Тем не менее, оба определения датируют возраст коррелируемых слоев почти однозначно, только более позднее уточняет его до раннепермского. Сравнимые коллекции содержат и общие формы: группы растений, отнесенные к роду *Walchia*, а также *Samaropsis* sp. Кроме того, в нашей коллекции есть формы, не известные до сих пор из шурабсайской свиты, это: *Ernestiodendron* sp., *Walchiostrobus* sp., *Ginkgophyllum* sp., *Rhabdocarpus* sp. и др.

Из вышесказанного следует, что осадочно-вулканогенная толща левобережья р. Карабау, залегающая с агломератами в основании на андезито-дацитовых порфиритах акчинской свиты и отнесенная ранее к «надакской» свите (средний — верхний карбон), содержит в нижней части ископаемые растительные остатки, датирующие ее ранней пермью.

Кроме того, вещественный состав, структурное положение, близость ископаемых флор и, наконец, раннепермский возраст позволяют идентифицировать осадочно-вулканогенную свиту левобережья р. Карабау с шурабсайской свитой Н. П. Васильковского правобережья той же реки.

На правобережье р. Карабау, в бассейне правого составляющего безымянного сая, впадающего в реку ниже Туячавулса, развиты дацитовые туфы акчинской свиты, контакт которых с гранодиоритами C_3 (?) закрыт. Примерно в 2 км к юго-востоку (Масумов и др., 1974а), в северном блоке Туячавульского разлома обнажаются зеленоватые и фиолетовые биотитовые андезитовые порфириды акчинской свиты, на которые налагает осадочная пачка (183 м), идентифицируемая нами с нижнешурабсайской подсвитой левобережья р. Карабау, и отнесенная Н. П. Васильковским (1952) к основанию шурабсайской свиты с возрастом P_1 . Осадочное основание шурабсайской свиты здесь начинается полутораметровым прослоем базальных конгломератов, содержащих гальку гранитоидов, порфиритов и туфов. Стратиграфически выше ложатся гравелиты и песчаники с редкими прослоями алевролитов. Осадочные слои прорваны здесь, как и в левобережье, субвулканическими кварцевыми диорит-порфиридами.

Из алевролитов верхней части нижнешурабсайской подсвиты А. С. Масумовым и Т. А. Быковской собраны, а С. В. Мейеном (1974 г.) определены: *Baiera* cf. *digitata* (Brongn.) Heer., *Schizaeites foliaceus* H. Pot., *Neuropteris* sp., *Walchia* sp., *Cordaicarpus* sp. (Хамрабаев, Далимов, Масумов, 1974). По мнению С. В. Мейена и Р. Х. Вагнера, сочетание *Baiera* cf. *digitata* Brongn.) Heer., *Schizaeites foliaceus* H. Pot. и *Walchia* sp. скорее указывает на нижнюю пермь.

А. С. Масумов не убежден, что сборы Н. П. Васильковского и З. П. Артемовой 1943 г. из той же точки, что и его, но уверен в том, что и те, и другие сделаны из одной осадочной пачки, принадлежащей одному хроностратиграфическому уровню.

Определения С. В. Мейена ископаемой флоры из правобережья р. Карабау являются третьими (первые определения, как уже говорилось, были сделаны А. Н. Криштофовичем, затем Т. А. Сикстель) и, как и в предыдущих случаях, датируют возраст вмещающих слоев ранней пермью.

Таким образом, по богатству ископаемой флоры и единству мнений различных палеоботаников о ее возрасте, основание нижнешурабсайской подсвиты бассейна р. Карабау является уникальным и опорным хроностратиграфическим уровнем для всего Чаткало-Кураминского региона.

На правобережье р. Дукент, куда из левобережья р. Карабау протягиваются породы нижнешурабсайской подсвиты, Т. А. Сикстель указывает следующий комплекс ископаемых растительных остатков (комплекс объединен ею с карабауским): *Sphenophyllum* ex gr. *majus* (Broom) Broom, *Sphenophyllostachys* sp., *Asterophyllites* sp., *Sphenopteris marchalii* Stockm. et Math., *Sphenopteris* sp., *Odontopteris* sp., *Hissarella kuramensis* Sav., *Cordaites* ex gr. *principalis* (Germ.) Gein., *C. schenkii* Halle, *Samaropsis* sp., *Walchia* (?) sp., *Walchia* (*Lebachia*) cf. *schneideri* (Zeill.) Florin, *Voltziaceae* (новый род) *Gomphostrobus* sp., *Dicranophyllum* sp., *Neuburgiella* (?) sp., *Taibia* (?) sp. Подобное объединение комплексов непонятно, так как если из приведенной ассоциации исключить виды, характерные для левобережья р. Карабау, то остается только догадываться — какие же формы характерны для правобережья р. Дукент.

Возвращаясь к долине р. Карабау, необходимо отметить, что именно

здесь возможно переописание стратотипа шурабсайской свиты. И А. С. Масумов выдвигает этот разрез в качестве гипостратотипического. Это необходимо сделать, во-первых, потому, что в стратотипе (хр. Каржантау, р. Шурабсай) шурабсайская свита лишена флоры и других органических остатков. Следовательно, не существует и эталонного комплекса, с которым можно было бы вести сравнение. Выделение осадочно-вулканогенных свит только по составу слагающих их пород без анализа содержащейся в них органики привело, как уже было показано, к путанице в свитах и их названиях.

Во-вторых, стратотип, как известно, служит «эталонном для последующего сравнения с ним соответствующих по геологическому возрасту отложений других районов» (Задачи и правила изучения и описания..., 1963) и, в соответствии с этим, при его выделении, помимо других признаков, должны указываться границы и характер соотношений с подстилающими и покрывающими отложениями и т. д. Мы считаем, что стратотип шурабсайской свиты выбран Н. П. Васильковским в малоблагоприятном для этого районе, а сам стратотип является минимально удовлетворительным. И вот почему. Территориально шурабсайская свита наиболее широко развита в Юго-Западном Чаткале, в районе оз. Кугала, в Кассанском грабене и Кураминском хребте, а стратотип ее, как известно, находится в юго-западной части гор Каржантау. Иными словами, стратотип значительно удален от районов, где широко проявлены отложения свиты. При резко выраженной латеральной неустойчивости толщ вулканитов на таких расстояниях эта удаленность создает большие трудности при корреляции разрезов. Положение шурабсайской свиты среди осадочно-вулканогенных толщ верхнего палеозоя в стратотипе не ясное. Мы считаем необходимым выделение и описание вторичного дополнительного стратотипа шурабсайской свиты — гипостратотипа. Подходящим местом для этого является долина р. Карабау, где, несмотря на сокращенную мощность, разрез шурабсайской свиты палеонтологически охарактеризован очень полно. Подстилает его акчинская свита, а покрывает — толща, условно отнесенная нами к равашской свите.

В восточной части Чаткальского хребта шурабсайская свита развита в окрестностях озера Кугала, в бассейне р. Кассансай и между речью Гава—Коксарек.

Если сравнивать разрезы свиты юго-западной части Чаткальского хребта и окрестностей оз. Кугала и Кассанского грабена, то можно увидеть, что на столь значительном расстоянии (70—80 км) она в целом сохраняет свой состав. Но это касается главным образом осадочного основания свиты, чего нельзя сказать о ее разрезах в междуречье Гавы—Коксарек, где ее базальная часть обогащается известняками, а верхняя в значительном количестве содержит вулканиты кислого состава.

К нижнешурабсайской подсвите в районе оз. Кугала А. С. Масумов отнес осадочную пачку (70—80 м), начинающуюся мелко- и среднегалечными конгломератами и мелкозернистыми песчаниками, туфопесчаниками и туфами. Выше по разрезу она сложена ритмично переслаивающимися мелкозернистыми песчаниками, кремнистыми породами, окремненными алевролитами, кремнистыми известняками и тончайшими, иногда листоватыми, прослоями мягких глинистых алевролитов и глин.

Осадочная пачка хорошо обнажается на левом борту Чонташса, выше Бешташского надвига и падает на юг-юго-восток под углом 30°. Точка с флорой находится на левом борту Чонташса, в 5 км к юго-

востоку от оз. Кугала, в 1700 м западнее пер. Чалкиды из Чонташся в Коксарек. Наша точка, по-видимому, совпадает или очень близка к точке З. П. Артемовой (т. 916), откуда ею, Н. П. Васильковским и А. С. Макаровым собраны растительные остатки, определенные затем Т. А. Сикстель: *Walchia filiciformis* Schloth., *Dicranophyllum kirghizicum* Tschirk., *Cordaites* sp., *Calamites* sp., *Annularia* sp., *Phyllothea* sp., *Samaropsis* sp., а также остатки коры древовидного лепидофита, напоминающего *Pleurogomeia*. По мнению Т. А. Сикстель, эта растительная ассоциация имеет несомненный пермский возраст. В этих же отложениях в 1956 г. В. Н. Байков обнаружил остатки *Callipteris* sp. (определение М. Ф. Нейбург), распространение представителей которого, как известно, ограничено нижней пермью⁴.

В осадочной пачке шурабсайской свиты оз. Кугала растительных остатков очень много, но видовой состав достаточно беден, что вероятно, вызвано плохой сохранностью ископаемого материала.

Растительные остатки встречены нами в плоскостях напластования алевролитов и глин; наблюдаются гипавтохтонные ориктоценозы, но чаще мы видим переотложенный комплекс с хаотическим нагромождением стеблей и побегов. Достаточно много ископаемой древесины, стволов до 5—8 см в диаметре. В самой верхней части осадочная пачка грубеет, появляется много прослоев средне- и крупнозернистых песчаников, которые, в свою очередь, перекрываются коричневыми трахиандезитовыми порфиритами, видимой мощностью до 100 м. Последние на водоразделе Чонташся перекрываются брекчиями экструзивного купола коричневых фельзит-порфиров кызылнуринской свиты.

Сборы А. С. Масумова, В. Я. Клипенштейна и Т. А. Быковской из этой точки позволили С. В. Мейену (1974 г.) определить *Walchia* sp., *Asterophyllites* sp. nov. (сходен с *A. dumasii*), *Cardiocarpus* sp., которые подтвердили пермский возраст вмещающих отложений.

Палеонтологически материал не дает возможности прямо судить о возрасте осадочной пачки окрестностей оз. Кугала, однако сходство разрезов шурабсайской свиты Кугалы и Кассана, где раннепермский возраст ее обоснован остатками фауны и флоры, а также присутствие в кугалинском ископаемом растительном комплексе форм, особенно хвойных, встречающихся в раннепермских растительных ориктоценозах рек Карабау, Дукент, Кандырсай и Ревашт, не оставляет сомнения в аналогичной или очень близкой датировке основания этой свиты и в кугалинском разрезе.

К нижнешурабсайской подсвите в пределах Кассанского грабена (расположен в среднем течении р. Кассан и протягивается субширотно с северо-запада на северо-восток более чем на 25 км, при ширине от 4 до 6 км), мы относим мощную (800—1000 м) осадочную толщу, начинающуюся базальными конгломератами, залегающими с несогласием на породах различного возраста. Так, в западной части Кассанского грабена они несогласно ложатся на породы девона, в районе Шалдыра, в междуречье рек Терек и Беркбулак (притоки р. Кассан) — на докембрийские метаморфические сланцы.

В районе пер. Катта-Бурабель и в бассейне р. Каенсу контакт базальных конгломератов с подстилающими образованиями осложнен разрывной тектоникой.

⁴ Последние данные А. Буроца и Ж. Дубенже говорят о том, что первые *Callipteris* появляются значительно раньше: в бассейне Сент-Этьен (стратотипический регион Стефана) — в Стефане С (самые верхи свиты Авез), а в бассейне Отен (стратотип Отена) — в Стефане Д (свиты Гранд-Моллуа и Игоре). Таким образом, не подтверждается корреляция нижних границ Отена и нижнего красного лежня.

Нижнешурабсайскую под свиту мы понимаем в объеме каттабурабельской, каенсуйской (уруктинская свита Ю. В. Станкевича и др.) и манакамской (бурабельская и шалдырская свиты Ю. В. Станкевича и др.) свит Д. Боркоева и В. Ф. Храмкова. По составу она отчетливо разделяется здесь на три литологически обособленные толщи (стратиграфически снизу вверх): нижнюю конгломерато-песчаниковую, среднюю песчаниково-алевролитовую с прослоями и линзами известняков и конгломератов и верхнюю конгломерато-песчаниковую.

Нижняя конгломерато-песчаниковая толща сложена красноцветными разногалечными конгломератами и песчаниками, переслаивающимися с пачками гравелитов. Толща зачастую имеет буроватую окраску. Конгломераты, как правило, плохо отсортированы, содержат крупные валуны. Состав гальки конгломератов очень разнообразен: это метаморфические сланцы докембрия (?), известняки нижнего и среднего палеозоя, интрузивные породы кызылсайского и арашанского типов, розовые флюидальные фельзитовые, липаритовые и сферолитовые порфиры верхнего палеозоя, а также красно-бурые фельзитовые порфиры основания шурабсайской свиты (Васильковский, 1952). Последнее обстоятельство объясняется анизохронностью начала осадконакопления в раннешурабсайское время: в бассейне р. Каенсу осадконакопление шло за счет размыва возникших вулканических образований в соседних районах (Чаткальский и Кураминский хребты) и с некоторым запозданием, так как необходимо было время на образование и размыв почти синхронных с осадочными породами Кассанского грабена вулканических толщ сопредельных районов.

С продвижением от ур. Сарыкамыш на восток, к перевалу Катта-Бурабель, в верхах нижней конгломератовой толщи значительно увеличивается количество песчаников. В правобережье р. Каенсу, в верхней части толщи наблюдаются линзы и прослои известняков с остатками фузулинид, двустворок и брахиопод. В верхних горизонтах нижней толщи в долине р. Урукты, а также на западном и восточном склонах пер. Катта-Бурабель (верхи каттабурабельской свиты р. Бурасай) Ф. Р. Бенш определила комплекс фузулинид, позволяющий отнести этот интервал разреза к средней части ассельского яруса.

Растительные остатки в этой толще редки. А. С. Масумовым встречена ископаемая древесина и остатки *Cardiocarpus* sp., Т. А. Сикстель указывает на ядра *Calamites* sp., неясные отпечатки *Cordaites* sp. и ближе не определенные хвойные.

Неполная мощность нижней конгломерато-песчаниковой толщи района пер. Катта-Бурабель не превышает 350 м.

Стратиграфически выше описываемых отложений в районе пер. Катта-Бурабель и несколько восточнее по Бурасаю лежат массивные рифогенные и брекчиевидные известняки с большим количеством ископаемой органики.

Еще восточнее массивные известняки замещаются (латерально) темными алевролитами, известковистыми песчаниками с тонкими прослоями аргиллитов, массивных и слоистых известняков. В описываемой толще нередки линзы и прослои конгломератов. Эти отложения составляют среднюю песчаниково-алевролитовую толщу.

По данным Т. А. Сикстель 1970 и 1972 гг., эта часть разреза⁵ в долине р. Урукты (ниже слияния с Бурасаем) сложена переслаивающимися темно-серыми и черными алевролитами и слоистыми песчаниками, которым подчинены прослои известняков. Последние представле-

⁵ Уруктинская свита, по Ю. В. Станкевичу и Т. А. Сикстель.

ны песчанистыми детритовыми брекчиевидными и органогенными разностями и содержат остатки фузулинид, брахиопод и криноидей.

Комплекс фузулинид, найденных в верхней части разреза сланцев и известняков долины р. Урюкты, известняков Бурасая и пер. Катта-Бурабель, позволяет Ф. Р. Бенш отнести вмещающие отложения к верхней части ассельского яруса.

Там, где известняки замещаются по латерали терригенными породами, нередко растительные остатки. Так, в левом борту Манакамская в песчаниках и алевролитах Н. П. Васильковский и Т. А. Сикстель собрали ископаемую флору, представленную следующими видами: *Phyllothesca* sp., *Callipteris* sp., *Sphenopteris* sp., *Cordaïtes* ex gr. *principalis* (Germ.) Gein, *Samaropsis* sp., *Pseudovoltzia* sp., *Ullmannia* (*Strobilites*) *bronni* (Solms — Laubach), *Gomphostrobus bifidus* (Gein.) Zeill. et H. Pot., *Dicranophyllum* sp., *Codonthea* (?) sp. Кроме растительных остатков, здесь присутствуют мелкие гастроподы и брахиоподы.

По мнению А. Н. Криштофовича, определившего отсюда растительные остатки, кассанская флора «вполне отвечает флоре шурабсайской свиты правобережья р. Ангрэн» (т. е. карабаской — прим. А. М.).

Мощность песчаниково-алевролитовой толщи между р. Каенсу и пер. Катта-Бурабель не превышает 400 м.

Стратиграфически выше известняков средней толщи (каенсуйская — урюктинская свиты) залегают конгломераты и песчаники, выделяемые в верхнюю конгломерато-песчаниковую толщу (бурабельская свита — по Ю. В. Станкевичу и Т. А. Сикстель), имеющую между пер. Кичик-Бурабель и Катта-Бурабель мощность не менее 600—700 м. У пер. Кичик-Бурабель в верхах толщи обособляется пачка зеленовато-серых песчаников мощностью 100—150 м, переслаивающихся туфами, конгломератами и известняками, в которых содержатся *Rugosofusulina* cf. *splendida* Bensch, *Pseudofusulina* ex gr. *nelsoni* (Dunb. et Sk.), *Ps.* ex gr. *confusa* Raus. (определения Ф. Р. Бенш). Эта часть разреза выделена Ю. В. Станкевичем и Т. А. Сикстель в шалдырскую свиту.

Конгломерато-песчаниковая толща фациально неустойчива: к востоку от линии, соединяющей вышеупомянутые перевалы, она замещается терригенно-карбонатными породами — алевролитами, песчаниками и известняками. Здесь в прослоях охристых песчаников Т. А. Сикстель определила редкие *Cordaïtes* sp. и *Ullmannia* (*Strobilites*) *bronni* Гоерр. А. С. Масумовым в этом же стратиграфическом интервале в районе пер. Катта-Бурабель найдены *Cordaïtes* sp. (определение С. В. Мейена).

К западу от пер. Кичик-Бурабель мощность конгломератов и песчаников резко уменьшается: у ручья Сарыкамыш она равна 250—275 м, а через 3—5 км — 50—80 м.

Верхняя часть этой толщи в районе урочища Сарыкамыш фациально замещается вулканитами. Однако такое изменение состава пород происходит постепенно: количество туфогенных пород нарастает с продвижением на запад от пер. Кичик-Бурабель так же, как уменьшаются мощности этой толщи. Здесь В. Ф. Храмков в 1963 г. выделил манакамскую свиту, разделив ее на две подсвиты. Для нижнеманакамской подсвиты характерны красноцветные разногалечные конгломераты, гравелиты с прослоями песчаников, пепловых туфов и линзами известняков (мощность до 275 м). Верхнеманакамская подсвита мощностью до 1500 м сложена полностью вулканитами — туфами, туфолавами и лавами андезитовых и трахиандезитовых порфиритов. В составе конгломерато-песчаниковой толщи Ф. Р. Бенш установила сообщество фузулинид

с *Robustoschwagerina schellwieni* и *Pseudofusulina moelleri*. Фузулиниды в большом количестве известны в низах этой толщи, в крупных, быстро выклинивающихся линзах известняков по р. Каенсу.

Самая верхняя часть конгломерато-песчаниковой толщи, т. е. именно та часть, которая лежит выше слоев с робустошвагеринами, отнесена Ф. Р. Бенш к улукскому горизонту, а нижележащая часть разреза с робустошвагеринами — к дангибулакскому горизонту. Эти горизонты составляют сакмарский ярус.

Таким образом, шурабсайская свита в Кассан-Урюктинском грабене вместе с покровными вулканитами датируется ассельским—сакмарским веками.

К нижнешурабсайской подсвите, обнажающейся широкой и прерывистой полосой от средней части гор Саттартау на западе до бассейна р. Коксарек на востоке А. С. Масумов, вслед за З. П. Артемовой, относит толщу бурых и фиолетовых конгломератов, лежащих на них песчаников, гравелитов с прослоями серых и черных сланцев и известняков. Галька конгломератов представлена кислыми эффузивами, порфиритами, гранитоидами и жильным кварцем. Максимальная ее мощность в междуречье Гава — Коксарек, по данным З. П. Артемовой, составляет 653 м.

В восточной части этой полосы, близ сел. Теньги, в алевролитах и песчаниках. З. П. Артемова собрала обширный комплекс ископаемых растительных остатков (определения Т. А. Сикстель): *Calamites* cf. *suckovii* Brongn., *Phyllothea* sp., *Sphenophyllum majus* Brongn., *Angaropteridium* sp., *Cardiocarpus scherotesta* Ren. et Zeil., *Rhabdocarpus* cf. *tunicatus* Berg., *Cordaites* sp., *C. aequalis* (Goep.) Zal. поп Гран'Еурю, *Samaropsis fluitans* (Dawson), *Araucarites* sp., *Walchia filiciformis* (Schloth.) Sternb., *Carpolithes membranaccus* Goerp.

Этот комплекс, по мнению Т. А. Сикстель, близок к таковому из правобережья р. Карабау и позволяет датировать возраст вмещающей толщи как C_3 — P_1 . В песчаниках и известняках этого же стратиграфического уровня М. Н. Соловьева, М. А. Калмыкова, М. И. Соснина, И. С. Сулейманов и Ф. Р. Бенш в разное время определили следующие формы фузулинид: *Rugofusulina splendida* Bensch., *Pseudofusulina postpusilla* Bensch., *Schwagerina shamovi* Scherb., Schw. ex gr. *moelleri* Raus. Zellia sp., *Paraschwagerina koksarecensis* Bensch. и др. (Геология СССР, том XXIII, 1972). Приведенный комплекс характерен для средней и, возможно, верхней зон ассельского яруса.

Из вышележащей сероцветной пачки переслаивающихся алевролитов, песчаников и известняков Т. А. Сикстель определены: *Calamites* sp., *Sphenophyllum* sp., *Callipteris* (?) sp., *Sphenopteris* sp., *Taeniopteris* sp., *Pterophyllum* (?) sp., *Pseudoctenis* sp., *Sphenobaiera* (?) sp., *Cordaites* sp., *Samaropsis* sp., *Pseudovoltzia* sp., *Ullmannia frumentaria* (Schloth.) Goep., *Lecrosia* ex gr. *gouldii* Arnold. Несколько выше ею встречены *Walchia* ex gr. *piniformis* (Schl.) Sternb. и мелкие семена. Здесь же найдены *Dentalium* (*Plagyglypta*) cf. *canna* White.

Таким образом, в возрастном отношении нижнешурабсайская подсвита междуречья Гавы-Коксарека соответствует в Кассан-Урюктинском грабене верхам нижней конгломерато-песчаниковой толщи (верхи каттабурабельской свиты), средней песчаниково-алевролитовой толще (урюктинская свита) и большей части (не менее 500 м разреза) верхней конгломерато-песчаниковой толщи (бурабельская свита).

Т. А. Сикстель дважды определяла ископаемую флору из окрестностей сел. Теньги: первый список приведен З. П. Артемовой и др. (1961)

и И. М. Богомольным (1967 г.), второй — Т. А. Сикстель (1970—1972 гг.). Оба списка существенно отличны, хотя интервал разреза, по видимому, тот же: это пачки В и Д (Т. А. Сикстель выделяет в составе осадочной толщи семь пачек). Более поздний список Т. А. Сикстель имеет статус предварительности, и он уже не коррелируется как первый с комплексом из бассейна р. Карабау. В нем присутствуют *Sphenobaiea* и необычные для ранней перми представители рода *Pseudoctenis*.

В ассоциации ископаемой флоры, приведенной Т. А. Сикстель для этой толщи в целом, вызывает сомнения присутствие верхнепермской ангарского типа *Cordaites aequalis* в комплексе с еврамерийскими *Calamites* (в обоих списках), *Walchia* (в первом — вид *filiciformis*, во втором — *piniformis*), *Ullmannia* (в обоих списках) и *Pseudovoltzia* (в более позднем списке). На наш взгляд, наличие в обоих комплексах представителей еврамерийских *Walchia*, *Calamites*, *Ullmannia*, *Pseudovoltzia*, *Samaropsis*, *Cardiocarpus*, *Neuropteris* и *Rhabdocarpus* (виды этих родов присутствуют в бассейне р. Карабау), дает основания для корреляции растительных комплексов междуречья Гавы и Коксарека с таковыми из Карабау.

Идентичность этих ассоциаций имеет для района р. Карабау принципиальное значение, так как комплексы палеофлоры в разрезе Коксарека датированы фузулинидами, свидетельствующими о принадлежности палеофлоры Гавы — Коксарека к ассельскому ярусу, а именно — к средней и верхней его зонам — зоне *Schwagerina moelleri*, *Pseudofusulina fecunda* и зоне *Schwagerina glomerosa*.

Из нижнешурабсайской подсвиты в разрезах близ сел. Теньги известны брахиоподы: *Sowerbina timanicus* (Stuck.), *Dictyoclostus uralicus* (Tschern.), *D. gruenwaldti* (Krot.), *Brachythyrina rectangularis* (Kut.) и гастроподы — *Naticopsis ampulata* Phill., *Bellerophon kisiekienensis* Lich. и другие формы, которые позволили О. И. Сергуньковой отнести вмещающие отложения к нижней перми.

Вопрос о взаимоотношениях нижнешурабсайской подсвиты с вышележащей вулканогенной толщей, представленной исключительно туфами липаритовых порфиров, имеет важное значение. От его решения зависит возрастная датировка как липаритовых порфиров, так и лежащих на них андезитовых, диабазовых и долеритовых порфиритов. Туфы липаритовых порфиров в этом районе З. П. Артемова относит к шурабсайской свите, а толщу основного состава — к равашской.

Мы имели возможность наблюдать, как верхние горизонты нижнешурабсайской подсвиты, сложенные переслаивающимися конгломератами и песчаниками, латерально, чуть юго-западнее четвертичного конуса выноса, замещаются туфами кварцевых порфиров, принадлежащими той же свите, т. е. в верхней части разреза осадочные образования переходят в вулканогенные. В целом осадочные образования нижнешурабсайской подсвиты подстилают толщу липаритовых порфиров и, следовательно, в междуречье Гавы и Коксарека шурабсайская свита сложена единой толщей как и во всем регионе, имеющей базальные осадочные слои и покрывающие их вулканы.

Все это очень напоминает картину латерального замещения вулканами верхних горизонтов верхней конгломерато-песчаниковой толщи в Кассан-Урюктинском грабене (район ур. Сарыкамыш).

В правобережье р. Гавы отложения шурабсайской свиты с размывом ложатся на лавобрекчии и сферолитовые лавы неясного возраста и без видимого несогласия перекрываются туфоконгломератами равашской свиты. В этих разрезах состав пород, по сравнению с разрезами окрестностей сел. Теньги, резко меняется: мощность осадочных пород

уменьшается, так как они частично замещаются кислыми туфами, среди которых появляются прослойки андезитовых порфиритов. Мощности туфов липаритовых порфиритов также уменьшаются в верхней части разреза свиты. С продвижением на запад, в пределах левобережья Гавасая все в большем количестве появляются горизонты черных, фиолетовых и серых туфов и туфобрекчий, пироксеновых, плагиоклазовых и диабазовых порфиритов, которые замещают значительную часть нижних и средних горизонтов кислых вулканитов свиты.

Мощность липаритовых порфиритов здесь сокращается, по данным З. П. Артемовой (1961) до 300 м. Общая мощность отложений шурабсайской свиты в западной части этой полосы, по ее данным, составляет 1500—1800 м.

При описании верхнепалеозойских толщ Кассан-Урюктинского грабена и междуречья рек Гавы и Коксарека, необходимо отметить, что эти районы как бы переходные между Чаткало-Кураминским регионом, с одной стороны, и северным горным обрамлением Ферганской долины — с другой. По сравнению с Каржантау-Кураминским регионом, где верхний палеозой представлен континентальными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, в переходных районах отложения наземного происхождения перемежаются с морскими, содержащими прослойки известняков с фауной. При этом в разрезах, сложенных еще в значительной мере вулканогенными породами, резко увеличиваются объемы терригенно-карбонатных пород. Количество пластов морского генезиса неуклонно нарастает на восток от Кассан-Урюктинского грабена к горам Босбутау. Линия нарастания прослеживается сначала к верховьям р. Каенсу, затем в район пер. Катта-Бурабель (в пределах грабена) и потом — к западной оконечности Босбутау и вдоль юго-восточного склона Чаткальского хребта. Полностью морские разрезы развиты в западной оконечности Босбутау и в междуречье рек Чанач — Падшаата (они будут рассмотрены ниже).

В целом по региону в составе нижнешурабсайской подсвиты преобладают породы терригенного ряда: переслаивающиеся конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты. Исключение составляют Кассан-Урюктинский грабен и междуречье рек Гавы — Коксарека, где терригенные породы расслаиваются известняками с фауной морских беспозвоночных.

В Каржантау и юго-западной части Чаткальского хребта, в областях максимального проявления раннепермского вулканизма, осадочные породы подсвиты насыщены пирокластическим материалом. В разрезах подсвиты бассейна рек Нурекатасай, Аксакатасай, Ревашт, в междуречье Ташкескен — Терекли, в верховьях рек Сукоксай и Паркентсай, в бассейнах рек Берката, Каранкульсай, Булаксу, на право- и левобережье р. Карабау и правобережье р. Дукент очень часты туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты с многочисленными прослоями туффитов. Количество пирокластического материала в разрезах подсвиты в восточной части Чаткальского хребта — оз. Ку-гала, Кассан-Урюктинский грабен и в междуречье рек Гава — Коксарек — резко уменьшается.

В составе нижнешурабсайской подсвиты нередки карбонатные породы и, если в юго-западной части Чаткальского хребта их минимальное количество (темные битуминозные глинистые известняки), то в Кассан-Урюктинском грабене их значительно больше. Так, в составе средней песчаниково-алевролитовой пачки известен так называемый бурабельский риф, который у пер. Катта-Бурабель имеет мощность около 60 м, а в 3—4 км на восток от перевала, перед выклиниванием,

она увеличивается до 400 м. В этом же стратиграфическом интервале известны обломочные и пластовые разности известняков.

Для нижнешурабсайской подсвиты характерны базальные конгломераты, за исключением лишь междуречья Кальтаком и Зымнан (притоки р. Терекли); вместе с песчаниками они доминируют во всех разрезах. Окремненные алевролиты, аргиллиты и кремнистые известняки в большом количестве известны в районе оз. Кугала.

Мощности нижнешурабсайской подсвиты колеблются от 100 до 500 м в юго-западной части Чаткальского хребта, до 650 м — в окрестностях сел. Теньги и 800—1400 м — в Кассан-Урюктинском грабене.

На основании анализа ископаемой органики и свиты в целом по всей площади ее распространения мы намечаем несколько опорных разрезов, которые, на наш взгляд, дают возможность провести ее корреляцию по всему региону. Это разрезы бассейна р. Ревашт, гор Сей-Шах, лево- и правобережья р. Карабау, окрестностей оз. Кугала, Кассан-Урюктинского грабена и междуречья Гавы—Коксарека. По обилию содержащейся органики важнейшими из них являются разрезы долины р. Карабау, Кассан-Урюктинского грабена и окрестностей Теньги. Последние два для нас особенно важны, так как именно в них находятся ископаемые флоры, датированные фузулинидами и другими группами ископаемых организмов.

Мы считаем одновозрастными флоры из отложений нижнешурабсайской подсвиты Теньги, Кассан-Урюктинского района и долины реки Карабау. Основу этих флор составляют представители родов *Walchia*, *Calamites*, *Ullmannia*, *Pseudovoltzia*, *Samaropsis*, *Cardiocarpus*, *Cordiacarpus*, *Ernestiodendron*, *Neuropteris*, *Rhabdocarpus*, *Callipteris* и др.

Подшвы осадочных пачек, содержащих эту флору (или ее части) и лежащих в основании вулканогенных толщ, называемых в горах Каржантау, в бассейнах рек Нурекатасай, Аксакатасай, Ревашт, Ташкескен—Терекли, Карабау (правобережье), Гава-Коксарек, в районе оз. Кугала, г. Хауля, в горах Сей-Шах и Кассан-Урюктинском грабене (Чаткальский хребет) шурабсайской свитой, в верховьях р. Сукок и в районе гор Акташ-Хауля — акчинской, в горах Сей-Шах, на левобережье р. Карабау, в бассейне р. Дукент и Паркентсай — надакской, принимаются нами как изохронная поверхность. Эта поверхность — региональный корреляционный уровень, который отражает тектонические и палеогеографические рубежи в эволюции региона. По этому рубежу предлагается проводить границу между каменноугольной и пермской системами. Этот уровень может пересекать поверхность, отделяющую в морских разрезах зону *Occidentoschwagerina alpina* ассельского яруса от зоны *Pseudofusulina ferganensis* гжелского яруса Восточноевропейской схемы, но в целом соответствует подошве зоны *alpina*. Этот хроностратиграфический уровень (или уровень А), по-видимому, самый низкий в перми Каржантау-Кураминского региона.

Осадочные пачки перечисленных выше пунктов имеют одинаковый возраст с покровными вулканитами, так как содержат одновозрастные флоры, датированные фузулинидами. Возраст ископаемых флор определяется нами в интервале: зона *Schwagerina moelleri*, *Pseudofusulina fecunda* ассельского яруса — зона *Pseudofusulina vulgaris*, *Cuniculina paupica* сакмарского яруса.

Верхнешурабсайская подсвита состоит главным образом из вулканогенных образований, прослоенных горизонтами вулканомиктовых пород. Покровные вулканиты залегают с видимым согласием, но обычно с перерывами на базальной нижнешурабсайской подсвите.

В хр. Майгашкан верхнешурабсайская подсвета объединяет вторую — четвертую подсветы шурабсайской свиты, выделенные здесь в 1968 г. А. П. Агафоновым и др. (ниже они названы пачками).

Нижняя пачка представлена в долине р. Берката серовато-фиолетовыми массивными андезитовыми, андезито-дацитовыми порфирами, их туфами и туфолавами. Стратиграфически выше располагаются туфы андезитового порфирита с выраженной отдельностью, сменяющиеся в разрезе туфобрекчиями с линзами туфоконгломератов того же состава. Еще выше лежат туфы липаритового состава, затем мелко- и среднеобломочные туфоконгломераты. Разрез заканчивается туфолавами липарит-дацитового состава. Мощность нижней пачки около 850 м.

Несколько меньший участок развития пород нижней пачки отмечен на южном склоне северо-восточного окончания гребня Майгашкан, в верховьях р. Каттакарабашсай.

Отложения второй пачки А. П. Агафонов (1968 г.) выделяет как субфацию текучих лав. В пределах гряды Майгашкан они развиты в северо-восточной оконечности южного склона и представлены лавами фельзитовых и липаритовых порфиров мощностью 280—300 м.

Отложения третьей пачки распространены на южном склоне гребня Майгашкан и представлены средне- и мелкообломочными туфоконгломератами, туфогравелитами, туфобрекчиями кислого и среднего состава. Эти породы переслаиваются с горизонтами осадочных пород, представленными мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и туффитами. Мощность отложений в верховьях Кичиккарабашсай, по данным А. П. Агафопова (1968 г.), составляет около 300 м.

Отложения этой пачки прослеживаются в северо-восточном окончании гряды Майгашкан, где они начинаются горизонтом хорошо слоистых кирпично-красных среднезернистых туфопесчаников.

В юго-западной части гряды Майгашкан ее отложения отличаются от аналогичных и одновозрастных отложений шурабсайской свиты соседних районов только пестротой состава и окраской.

Вулканиды четвертой пачки слагают большую часть северо-западного склона и все восточное окончание гребня хр. Майгашкан. В основании разреза лежит горизонт серых туфопесчаников или туфов (8 м), выше идут неотсортированные туфы и грубообломочные туфобрекчии андезит-дацитового состава. В западной и северо-западной частях площади развития этих пород появляются линзы слоистых туфопесчаников, в северо-восточном окончании гряды — туфы андезит-дацитовых порфиров.

В бассейнах рек Нуреката, Ревашт, междуречье Ташкескен—Терекли и прилегающих районах верхнешурабсайская подсвета состоит из четырех пачек. Первая, или нижняя развита широко, но наиболее полно она представлена в бассейнах р. Аксаката и Ревашт.

В левом борту р. Ревашт она сложена грубообломочными туфоконгломератами, переходящими в агломераты и туфы, массивными андезитовыми порфирами и красновато-бурыми туфами дацитовых порфиров (300 м).

В бассейне р. Аксаката состав отложений очень близок к таковому в бассейне р. Ревашт, а мощности, по данным А. П. Агафопова (Геология СССР, том XXIII, Узбекская ССР), колеблются в интервале 630 — (у горы Чарктау) — 770 м (севернее г. Курганташ).

Стратиграфически выше лежат отложения второй пачки. Они развиты в верховьях рек Башкызылсай, Аксаката, Ревашт, Карабузук и т. д., повсюду согласно залегая на отложениях нижней пачки.

По данным М. М. Лебедь и А. П. Агафопова (1972), в основании

пачки в левом борту р. Аксаката тонко переслаиваются туфы, туфолавы, лавобрекчии и туфогравелиты (45 м), на которых лежат монотонные массивные лавы и лавобрекчии фельзитового состава. Мощность пачки здесь составляет 308 м.

Ниже по долине р. Аксаката состав отложений не меняется и здесь в разрезе также хорошо выражен слоистый горизонт туфов основания пачки (325 м).

В верховьях рек Ревашт и Карабузук мощность разреза пачки увеличивается до 710 м, разрез содержит два осадочных горизонта, которые расслаиваются туфами и туфолавами фельзитовых порфиров с хорошо выраженной флюидалностью, окрашенными в светло-фиолетовые тона. Разрез венчается массивными андезитовыми порфиритами.

В бассейне р. Башкызылсай, на западном склоне массива Кызыл-Нура, в основании пачки, как и везде в описываемых разрезах, лежит 50-метровый горизонт слоистых туфов, туфопесчаников и туфогравелитов. Выше залегает толща туфов и туфолав фельзитовых порфиров с редкими и маломощными прослоями туфоконгломератов и туфобрекчий (220 м).

В долине р. Нуреката разрез пачки несколько отличен от описываемых выше. В основании прослеживаются слоистые туфы, на которые ложатся массивные лавы фельзитовых и липаритовых порфиров с хорошо выраженной флюидалностью (150 м). Стратиграфически выше расположена мощная пачка тонкослоистых флюидалных туфолав и лав фельзитовых и липарит-дацитовых порфиров (до 660 м). Разрез заканчивается горизонтом лав фельзитовых и липаритовых порфиров, аналогичных нижним (до 100 м).

Отложения третьей пачки весьма отчетливо выделяются в долине р. Аксаката, в верховьях рек Ревашт и Башкызылсай. Во всех районах породы пачки согласно ложатся на вулканиты второй пачки и представляют собой хорошо слоистую и пеструю по составу толщу туфоконгломератов, иногда мелкогалечных конгломератов, туфогравелитов, гравелитов, мелко- и крупнозернистых туфопесчаников с прослоями кислых туфов и туфолав, а также туфо-андезитовых порфиритов. В правом борту долины р. Аксаката мощность, по данным М. М. Лебедь и А. П. Агафонова (1972), равна 236 м.

В бассейне р. Башкызылсай состав пачки более средний (230 м), а в бассейнах рек Ревашт и Карабузук появляются диабазы (240 м).

Четвертая пачка сложена, по данным М. М. Лебедь и А. П. Агафонова (1972), туфами и лавами андезитовых и диабазовых порфиритов. Ее максимальная мощность (до 650 м) зарегистрирована в нижнем течении р. Чириксай, левом притоке р. Аксаката. В разрезе пачки преобладают андезитовые порфириты.

В целом по региону мощность пачки значительно колеблется: в верховьях р. Ревашт ее мощность не превышает 100—120 м; в верховьях р. Карабузук и на южном склоне Чаткальского хребта (верховья р. Майдалма и левого составляющего р. Чайлисай) она, по-видимому, отсутствует. К восток-юго-востоку постепенно меняется и вещественный состав: увеличивается число и мощность прослоев андезитовых порфиритов. В некоторых пунктах южного склона Чаткальского хребта она становится почти полностью порфиритовой, несмотря на присутствие в разрезе туфоконгломератов довольно значительной мощности. К юго-западу от г. Кызылнура, в верховьях р. Башкызылсай, в разрезе пачки доминируют крупнообломочные туфоконгломераты андезитового состава.

Отложения четвертой пачки без видимого несогласия перекрываются туфоловами липаритовых порфиров кызылнуринской свиты.

Уровень, отделяющий третью и четвертую пачки от нижележащих, нуждается в возрастном уточнении. Дело в том, что эти пачки сложены вулканитами среднего состава, чем отличаются от кислых пород нижележащих пачек.

По-видимому, это и обусловило различные взгляды в вопросе определения их возраста. Н. П. Васильковский, например, описанную выше третью пачку правого борта р. Аксаката отнес к оясайской свите; она же, по свидетельству М. М. Лебедь и А. П. Агафонова, была отнесена Н. П. Васильковским и З. П. Артемовой к основанию равашской свиты. Ими же в среднем течении р. Кенкотан (левый приток р. Ревашт) отложения третьей пачки или так называемой «малиновой подсвиты» в одном случае были отнесены к равашской, в другом — к шурабсайской свитам вместе с подстилающими «малиновую подовиту» лавами фельзитовых порфиров. Последние по долине р. Аксаката Н. П. Васильковский относил к оясайской свите.

Вышележащую четвертую пачку шурабсайской свиты в верховьях рек Ревашт, Уракпай, Текели и т. д. З. П. Артемова и Н. П. Васильковский считали принадлежащей верхней части разреза равашской свиты. Эти же отложения в долине р. Аксаката отнесены упомянутыми исследователями уже к шурабсайской свите.

Общая мощность отложений шурабсайской свиты в описываемом районе с учетом максимальных мощностей двух ее подсвит 2800 м.

В верховьях р. Паркентсай к верхнешурабсайской подсвите отнесены третья — шестая подсвиты (800—900 м), выделенные А. П. Агафоновым и др. в составе акчинской свиты.

Нижняя часть разреза несет черты базальности и представлена, в основном, лавами андезитового состава с обломками порфиритов того же состава. Для залегающей стратиграфически выше пачки пород характерно обилие пирокластики, ее слагают тонкоплитчатые туфы серого и розового тонов. Следующие две пачки сложены покровными андезитовыми порфиритами, дацитовыми и андезито-дацитовыми порфирами и их туфами, переслаивающимися с туфоконгломератами, туфогравелитами и туфопесчаниками.

В районе гор Сей-Шах, на правом берегу верховьев р. Паркентсай к верхнешурабсайской подсвите А. С. Масумовым отнесены вторая, третья и четвертая подсвиты (нами они названы пачками) надакской свиты, выделенные здесь в 1958—1960 гг. М. М. Лебедь и А. П. Агафоновым.

Нижняя пачка состоит из туфов, туфолов смешанного состава, переходящих вверх по разрезу в андезитовые порфириты. К юго-востоку отмечается латеральное замещение туфов и туфолов андезитовыми и андезито-дацитовыми порфирами массивного сложения, серо-фиолетового тона (233 м).

Вышележащая пачка представлена пестрыми слоистыми туфами, туфопесчаниками, гравелитами, туфоловами фельзитовых порфиров туфоконгломератами и туфобрекчиями. В юго-восточном направлении разрез подсвиты в возрастающей степени обогащается туфами и туфоловами фельзитовых порфиров, крупнообломочными лаво- и туфобрекчиями фельзитовых порфиров (225 м).

Разрез верхнешурабсайской подсвиты завершается третьей пачкой, сложенной андезитовыми порфиритами темно-серого и черного тонов, которые расслаиваются горизонтом пестрых и слоистых песчаников, гравелитов и конгломератов мощностью до 80,4 м. Породы пачки вы-

держаны по просгиранию, сохраняют состав и характер сложения (508 м).

Общая мощность разреза шурабсайской свиты в этом районе не превышает 1400 м.

На южном склоне Чаткальского хребта (водораздел рек Карабау-Гошсай, лево- и правобережья р. Карабау и правобережье р. Дукуент) верхнешурабсайская подсвета представлена сиреневыми и серыми туфами, туфолавами и лавобрекчиями андезитовых порфиритов (300 м).

На Ангренском плато и в районе оз. Кугала подсвета состоит из хорошо слоистых биотит-амфиболовых порфиритов, порфиритовых туфолав и трахитовых порфиров фиолетового и красновато-фиолетового цвета. Они сменяются вверх по разрезу серыми и зеленовато-серыми туфами пироксеновых порфиритов (500 м).

В районе озера В. Я. Клипенштейн (1975а) выделил субэффузивные и субвулканические образования шурабсайской свиты. По западному обрамлению Кугалинской кальдеры субэффузивные диорит-порфириты шурабсайской свиты слагают крупное межформационное тело, аналогичное описанному в юго-западной части Чаткальского хребта, в долине р. Карабау.

Отложения шурабсайской свиты оз. Кугала и ее субвулканические аналоги прорваны оливиновыми долеритами, которые в районе озера залегают в виде даек, силлов, лополитов и трубок взрыва, причем мощность силлов увеличивается в северном направлении, достигая 300 м.

В Кассан-Урюктинском грабене верхнешурабсайская подсвета представлена серыми, фиолетовыми, коричневыми и зеленовато-серыми андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами, их лавобрекчиями, агломератовыми лавами и туфами, псаммитовыми и пепловыми туфами, оливин-пироксеновыми трахибазальтами, дацитовыми порфирами, а также туфолавами липаритовых порфиров. Последние в разрезе вулканогенной подсвиты играют подчиненную роль и развиты в пределах правого борта Кассансая, в междуречье Кашкасу и Кызылчукурсая.

По данным Я. М. Рафикова (1974), здесь доминируют вулканы андезитового состава (80%), дацитовые и базальтовые породы встречаются значительно реже (15%). Липаритовые порфиры составляют всего 5% от общего объема вулканогенной толщи. По данным этого же исследователя, анализ валовой пробы из трахиандезитовых порфиритов верхней части вулканогенной толщи правого борта р. Кассансай, в 1 км на запад от водораздела Кызылчукурсая, по трем определениям (анализ выполнен калий-аргоновым методом в лаборатории абсолютного возраста ВСЕГЕИ) дал возраст 263 ± 10 млн. лет, что соответствует ранней перми.

Несколько позднее Я. М. Рафиков получил дополнительные данные по абсолютному возрасту вулканитов шурабсайской свиты (пробы 1—5 из Чукурсая, 6— из Манакамсая):

255 ± 10 млн. лет — силл трахибазальтового порфирита (кровля шурабсайской свиты); 260 ± 10 млн. лет — трахитовый порфир (лава); 266 ± 8 млн. лет — широксеновый трахитовый порфирит; 269 ± 10 млн. лет — кварцевый трахитовый порфир; 263 ± 9 млн. лет — андезитовый порфирит; 258 ± 9 млн. лет — андезито-базальтовый порфирит (подшва шурабсайской свиты).

Максимальная, замеренная А. С. Масумовым мощность верхнешурабсайской подсвиты в западной части грабена (район Манакамсай — Чукурсая) составляет 1300 м (по данным Д. Боркочева и др. — 1700 м).

Минимальная мощность известна в восточной части структуры, между Шалдыром и р. Каенсу, где она равна 400 м, что объясняется замещением значительной части вулканитов толщей песчаников, алевролитов и известняков. Как уже отмечалось, мощность вулканогенной части шурабсайской свиты сокращается к востоку Кассан-Урюктинского грабена; вулканиты исчезают из разреза, не достигая урюктинской части структур, но доходят до пер. Кичик-Бурабель.

Таким образом, общая мощность шурабсайской свиты в Кассан-Урюктинском грабене колеблется в пределах 2100—2700 м.

В междуречье Гава — Коксарек на нижнешурабсайской подсвите согласно залегает толща вулканогенных пород, состав которой в западной и восточной частях этой полосы различен. Эти вулканиты отнесены нами к верхнешурабсайской подсвите. В бассейне р. Коксарек и западнее породы верхнешурабсайской подсвиты представлены сиреневыми, розовыми и красными туфами, туфолавами и туфобрекчиями липаритовых порфиров (800 м).

От сел. Теньги на запад мощность туфов липаритовых порфиров уменьшается. На правобережье Гавасая в разрезе верхнешурабсайской подсвиты появляются горизонты черных, фиолетовых, зеленоватых и серых пироксеновых туфов и туфобрекчий, плагиоклазовых и диабазовых порфиритов, которые по латерали замещают значительную часть (около 500 м) кислых вулканитов восточной части полосы. На туфобрекчиях диабазовых порфиритов в западной части полосы залегает толща липаритовых порфиров мощностью около 300 м.

Суммарная мощность шурабсайской свиты в междуречье Гава — Коксарек колеблется от 1450 (р. Коксарек) до 1800 м (правобережье р. Гава).

В западной части полосы верхнешурабсайская подсвита с разрывом лежит на лавобрекчиях и сферолитовых лавах неясного возраста и без видимого несогласия перекрывается туфоконгломератами равашской свиты.

Равашская свита (уровень Б) изучалась нами в юго-западной части Чаткальского хребта, в его восточной части и в междуречье рек Гава — Коксарек. Для равашской свиты характерно двучленное строение: осадочная пачка в основании (с меняющейся мощностью) и залегающие на ней вулканиты. Последние в большинстве случаев представлены кислыми разностями и только на правобережье р. Кассан и в междуречье Гава — Коксарек они имеют основной и средний состав.

В Чаткальском хребте возраст равашской свиты палеонтологически не обоснован. Она охарактеризована остатками фауны и флоры лишь в Карамазаре.

По аналогии с этим районом А. С. Масумов устанавливает кунгурско-уфимский⁶ возраст этой свиты и для Чаткальского хребта, где она залегает на отложениях сакмарского яруса (шурабсайская свита), а перекрывается кызылнуринской свитой, датированной палеофлорой не моложе казанского яруса верхней перми.

В юго-западном окончании Чаткальского хребта свита сложена вулканитами кислого состава и представлена туфами, туфолавами, туфобрекчиями, сферолитовыми лавами, сферолит-порфирами и фельзитами. В основании свиты часто присутствуют конгломераты, песчаники, алевролиты и известняки.

Вулканиты кислого состава характерны для равашской свиты на г. Раваш, т. е. в стратотипическом разрезе, где, по данным А. С. Масу-

⁶ Вероятнее всего, низы уфимского яруса.

мова и В. Я. Клипенштейна, она сложена коричневыми фельзитовыми туфами, которые выше по разрезу сменяются переслаивающимися малиново-красными и зеленоватыми туфами липаритовых порфиров, туфобрекчий фельзитового состава с прослоями туфопесчаников.

Верхнюю часть разреза равашской свиты слагают туфы и игнимбриты сферолит-порфиров.

На восточном склоне г. Раваш отложения равашской свиты несогласно перекрываются базальными конгломератами кызылнуринской. Галька конгломератов состоит из долеритов и кислых вулканитов.

В стратотипе описываемая свита прорывается силлами долеритов, которые, являясь самостоятельными малыми интрузиями (Клипенштейн и др., 1975а, 1976а), представляют собой инородные по отношению к свите образования.

На Ангренском плато, в районе оз. Кугала, свита сложена липаритовыми порфирами и подстилающими их базальными конгломератами, которые обнажаются в виде полосы шириной около 6 км и длиной до 9 км. Эта полоса протягивается в северо-западном направлении от левого водораздела р. Кугала на юге до слияния составляющих Кызылташася на севере.

Разрез свиты начинается базальными слоями, которые с несогласием ложатся на туфолавы и порфириты шурабсайской свиты. Этот контакт наблюдается в левом борту Кугаласая, в 2,5 км ниже озера.

Базальная пачка представлена средне- и крупнозернистыми туфопесчаниками, фациально сменяющимися по латерали туфоконгломератами и туфобрекчиями (от 25 до 100 м).

Вышележащая вулканогенная пачка сложена стратиграфически снизу вверх: туфами липаритовых порфиров (99 м), розовыми флюидальными липаритовыми порфирами (34 м), серо-зелеными туфопесчаниками с обломками зерен кварца (3 м), буровато-розовыми фельзитами (до 170 м).

Мощность равашской свиты здесь, по нашим данным, не более 405 м.

Отложения равашской свиты окрестностей оз. Кугала прорваны пластообразными телами оливинных долеритов, абсолютный возраст которых, по нашим образцам, исчисляется в 265 ± 20 млн. лет.

Определение	K, %	Ar $40 \cdot 10^{-9}$	Ar $^{36}_{\text{воз}}$	Ar 40	Возраст, млн. лет
			Ar рад.	K 40	
I	0,84	14,65	31,2	0,01435	241
II	0,84	15,58	92,6	0,01520	256
III	0,84	16,55	58,3	0,01615	270
IV	0,84	18,15	64,8	0,0177	292

Долериты образовались позднее, нежели прорванная ими равашская свита, и раньше, чем экструзивные купола кызылнуринской свиты и субвулканические порфиры Кугалинской кольцевой дайки. Таким образом, возраст долеритов устанавливается в узком возрастном интервале: послеравашский — предкызылнуринский, т. е. вероятнее всего, среднеуфимский.

Отложения равашской свиты достаточно широко развиты в Карабашской депрессии, где они залегают на эродированной поверхности среднекаменноугольных гранитоидов и туфах акчинской свиты, а перекрываются с несогласием базальными слоями кызылнуринской свиты. Разрез равашской свиты здесь четко делится на осадочную пачку основания и покрывающие ее вулканиты кислого состава.

Осадочная пачка (25 м) сложена мелко- и крупнообломочными

туффитами, мелкообломочной туфобрекчией, туфогравелитами; в верхах ее залегает метровый кремневый афанитовый известняк серого цвета. Разрез пачки завершается мелкообломочными туффитами серовато-розового цвета, переслаивающимися с серовато-зелеными туфолавами.

Стратиграфически выше залегает мощная (770 м) вулканогенная пачка, сложенная туфолавами, лавобрекчиями и туфами липаритовых порфиров, с многочисленными прослоями тонко- и мелкообломочных туффитов, которая завершается горизонтом (до 250 м) литокристаллокластических туфов липаритового порфира светло-сиреневого и розового тонов.

Общая мощность равашской свиты в Карабашской депрессии равна 800 м.

А. С. Масумов изучил и другой разрез равашской свиты, который вскрывается в Акташсае, левом притоке р. Башкызылсай. Здесь, по видимому, самые низы свиты не обнажены, а разрез начинается туфогравелитами. На них (стратиграфически снизу вверх) залегают: сферолит-порфиры; туфолавы, лавобрекчии и туфы; туффиты и туфобрекчии; тонкоплитчатые туфолавы, сферолитовые лавы, туфобрекчии и туфы, окрашенные в желтые, розовые, красные и светло-фиолетовые тона; тонкоплитчатые туфолавы и сферолитовые лавы; мощная толща туфов; сферолитовые лавы. В левом борту Акташсае наблюдался несогласный контакт равашской и кызылнуринской свит.

На правобережье среднего течения р. Кассан к равашской свите А. С. Масумовым, вслед за Н. П. Васильковским (1952), отнесена осадочно-вулканогенная толща мощностью 300—320 м, в которой доминируют терригенные породы, перекрывающиеся вулканитами андезитового и андезито-дацитового состава. Т. А. Сикстель и Ю. В. Станкевич назвали эту толщу чукурсайской свитой. Она обнажается в правом борту р. Кассан, западнее и восточнее его правого притока Кашкасу. Лежит с разрывом и незначительным несогласием на вулканитах шурабсайской свиты.

Базальная пачка здесь представлена мелкогалечными фиолетовыми конгломератами, галька которых состоит из вулканитов шурабсайской свиты. Иногда базальная пачка начинается розовыми туфами и песчаниками. Конгломераты не выдержаны по простираанию и часто выклиниваются, замещаясь песчаниками (50 м).

Стратиграфически выше залегает более слоистая пачка, сложенная песчаниками, алевролитами, мягкими аргиллитами с прослоями известняков и туфов (200 м).

Вулканогенная часть свиты представлена андезитовыми порфиридами и андезито-дацитовыми порфирами, в которых отмечаются секущие их силлы долеритов незначительной мощности (100 м).

Н. П. Васильковский (1952), как уже упоминалось, отнес описанную выше осадочно-вулканогенную толщу к равашской свите. В то время равашская свита правобережья р. Кассан палеонтологического обоснования не имела и Н. П. Васильковский указывал лишь на наличие в ней неясных обрывков растений.

Т. А. Сикстель (1970—1972 гг.) не коррелирует эту толщу с равашской свитой из-за отличия от стратотипического разреза, а помещает в одной из своих корреляционных схем в верхний отдел пермской системы, но на более высокий уровень, нежели равашскую свиту. В работах Т. А. Сикстель эта толща впервые получает палеонтологическое обоснование. Отсюда ею определены: *Sphenophyllum* (?) sp., *Scyto-phyllum* (?) sp., *Voltzia* (?) sp., *Glossophyllum* (?) sp.

Несмотря на то, что, по мнению Т. А. Сикстель (Станкевич и др., 1972), «сохранность остатков настолько плохая, что даже родовые определения сделаны неуверенно», возраст вмещающей толщи, тем не менее, определяется как позднепермский.

Поскольку в приведенном комплексе видовые определения отсутствуют, а родовые сделаны неуверенно, А. С. Масумов считает, что позднепермский возраст чукурсайской свиты не доказан. Да и сам возраст вызывает недоумение, поскольку вышеприведенный комплекс, по свидетельству С. В. Мейена (1977 г.), является чисто триасовым, за исключением первой формы.

В междуречье Гава—Коксарек равашская свита залегает на туфах липаритовых порфиритов шурабсайской свиты несогласно, окаймляя ее с юга неширокой полосой от сел. Балыкчи на западе до сел. Теньги на востоке.

Базальные слои свиты сложены туфоконгломератами, выше которых лежат туфопесчаники, песчаники и туффиты. Мощность базальной пачки, по данным З. П. Артемовой (1961), меняется от 190 (сел. Теньги) до 12 м (Гавасай).

Вулканогенная часть свиты, по З. П. Артемовой, представлена переслаивающимися изменчивыми по мощности пачками (от 30 до 90 м) амфиболовых, биотит-пироксеновых, пироксеновых, плагиоклазовых и пироксен-оливиновых, андезитовых, диабазовых и долеритовых порфиритов с еще более мощными (до 172 м) пачками порфиритовых туфов, туфо- и лавобрекчий, туфоконгломератов, туфопесчаников, туффитов и песчаников.

Видимая мощность отложений равашской свиты, по З. П. Артемовой (1961), достигает 600 м, из которых две трети составляют осадочно-пирокластические породы.

В целом для равашской свиты этого участка характерен основной состав слагающих ее вулканитов, чем она отличается и от стратотипа, и от всех разрезов, где принято ее выделять.

Вывод о позднепермском возрасте равашской свиты З. П. Артемова (1961) делает на основании ее положения в разрезе: залегает на нижнепермской шурабсайской свите, а перекрывается несогласно «на соседнем к западу листе кызылнуриинской свитой, в низах которой содержатся нижнетриасовые (?) органические остатки».

Кызылнуриинскую свиту (уровень В) А. С. Масумов изучал в юго-западной части Чаткальского хребта (в бассейнах р. Башкызылсай, Чавлисай, Беляути) и на Ангренском плато, в районе оз. Кугала. Для свиты известны только кислые вулканиты: липаритовые порфиры, их туфы, туфолавы, туфобрекчии, лавобрекчии, фельзиты, фельзит-порфиры, обсидианы. Окраска пород красная, бурая, розовая, сиреневая, фиолетовая, черная (обсидианы).

Двучленное строение, наподобие того, какое мы видим у шурабсайской или равашской свит, для кызылнуриинской не характерно.

В основании свиты лишь местами развиты конгломераты, гравелиты, песчаники, туффиты и алевролиты.

Мощность вулканитов кызылнуриинской свиты редко превышает 1000 м; эта цифра характерна почти для всех районов ее развития в пределах Кураминской подзоны. Исключение составляют лишь верховья Паркентсая (горы Сей-Шах), а также массив Кызыл-Нура, где мощность свиты превышает 2000 м⁷.

⁷ Столь большая мощность получена, по-видимому, за счет включения в состав кызылнуриинской свиты пород равашской осадочно-вулканогенной свиты.

Возраст свиты устанавливается предположительно как верхняя часть уфимского — казанский ярусы (верхняя пермь) на основании находок палеофлоры казанского облика и стратиграфического положения.

Ее подстилают отложения кунгурско-уфимского возраста, как например, равашская свита бассейна р. Башкызылсай, которая идентифицирована И. М. Богомольным и нами со сферолитовой толщей Карамазара. В последней найдены палеофлоры, характерные для кунгурского и нижней части уфимского ярусов Печорского Приуралья.

Кызылнуринскую свиту А. С. Масумов изучал в бассейне р. Башкызылсай, где она широко развита. Ее максимальная мощность здесь не более 580 м. Нижняя ее часть сложена песчаниками, туфами и туфобрекчиями. Осадочная пачка перекрывается туфолавами с линзами обсидианов, мощной толщей светлых туфов и туфобрекчий. Верхняя часть разреза свиты представлена розовыми и красными флюидальными туфолавами и фельзитами.

Местонахождение ископаемых остатков флоры приурочено к основанию кызылнуринской свиты.

Точка с флорой расположена в правом борту Акташсая, приблизительно в 3,5—5 км выше по ручью от выхода его в Башкызылсай, у слияния Акташсая и его первого нижнего правого составляющего. Для того, чтобы найти эту точку, следует у развилки указанных ручьев подняться на 60—70 м вверх по правому борту р. Акташсая до появления прослоев светло-розовых туфов. В осыпи, образованной этими туфами, содержится довольно много фрагментов ископаемых растений.

Растительные остатки расположены беспорядочно и видны только в туфах. Представлены исключительно стеблями и очень однообразны. Здесь в течение нескольких лет различные исследователи собирали остатки флоры, среди которых Т. А. Сикстель определила отпечатки стволов и цветков цикадофитов, а также облиственные побеги древних хвойных, указывающих, по ее мнению, на возможный нижнетриасовый возраст вмещающих отложений.

Ею установлен для этой точки следующий комплекс растительных остатков: *Equisetites* sp., *Williamsonia artemovae* Sixt., *Pseudovoltzia liebeana* (Gein) Florin, *Yuccites turkestanicus* Sixt., *Sphenopteridium brickiana* Sixt.

Однако в более позднем списке растительных остатков из этой же точки Т. А. Сикстель указывает только *Schizoneura* sp., *Pseudovoltzia* sp., *Angrenia* sp. (Геология СССР, том XXIII, Узбекская ССР, стр. 367). Таким образом, в дальнейших списках не фигурируют *Equisetites* sp., замененный *Schizoneura*, а также представители родов *Williamsonia*, *Yuccites* и *Sphenopteridium*.

Кроме того, если раньше возраст кызылнуринской свиты безоговорочно принимался Т. А. Сикстель как позднепермский-раннетриасовый только на основании флоры, то в последней сводке по стратиграфии пермской и триасовой систем Узбекской ССР (там же, стр. 352) тот же возраст свиты она определяет уже и по положению в разрезе, «учитывая достаточно точное палеонтологическое обоснование раннепермского возраста подстилающей шурабсайской свиты».

Из этого же стратиграфического уровня, но уже в бассейне р. Чавлисай, в 1964 г. Ю. А. Ахмедулину удалось собрать ископаемые растения, среди которых Л. И. Савицкая определила *Sphenobaiera raucipartita* (Nath.) Florin. Расцвет этих гингковых, по заключению Л. И. Савицкой, «падает на мезозойскую эру».

Из основания кызылнуриной свиты А. С. Масумов собрал (определения С. В. Мейена, 1975, 1977 гг.) *Calamites* sp. и большое количество рахисов папоротников, иногда в прижизненном прикреплении. С. В. Мейен считает, что такие рахисы могут быть у каких угодно папоротников. Правда, до сих пор такие компактные пучки рахисов известны только в верхней перми (казанский ярус) Русской платформы. Это роды *Thamnopteris*, *Zaleskya* и др., но в целом их распространение не прослежено.

Повторные определения позволили установить здесь стволы и черешки осмундового (?) папоротника типа *Thamnopteris*. Однако, как считает С. В. Мейен, необходимо помнить, что без знания анатомии черешков (а она не сохранилась) определение рода невозможно, а датировка — ненадежна.

В связи с вышеизложенным, А. С. Масумов условно относит кызылнуриную свиту к казанскому ярусу, допуская, однако, принадлежность части ее к верхам уфимского яруса верхней перми.

Несогласное залегание кызылнуриной свиты на равашской прекрасно видно у описанной выше точки с флорой, но только на противоположном склоне Акташая. Здесь наблюдается и угловое и азимутальное несогласие.

Отложения кызылнуриной свиты, помимо Карабашской депрессии, развиты широко в водораздельной части гор Сей-Шах и массиве Кызыл-Нура. Значительное поле эффузивов свиты известно, по данным А. П. Агафонова и др. (1958—1960 гг.), севернее Карабузукского надвига, в пределах плато Кок-Тахта и Ак-Тахта. Здесь отложения свиты лежат как правило на различных поверхностях шурабсайской и равашской свит и представлены нижней и верхней подсвитами.

Нижняя подсвита (120—150 м) кызылнуриной свиты сложена туфолавами кварцевых порфиров, иногда альбитизированными порфиритами или лавобрекчиями кварцевых порфиров. Выше залегают серые слоистые пепловые туфы.

Верхняя подсвита (1580 м) состоит из флюидалных сферолитовых лав кварцевых порфиров, туфолав и лавобрекчий кварцевых порфиров.

Суммарная мощность кызылнуриной свиты в этом районе составляет, по данным А. П. Агафонова и др., 1720—1730 м. По сведениям этого же исследователя, в гряде Майгашкан отложения кызылнуриной свиты представлены туфолавами, лавобрекчиями липаритовых порфиров с прослоями гравелитов и алевролитов (350 м).

На Ангренском плато, в районе оз. Кугала, отложения кызылнуриной свиты залегают в ядре Кугалинской структуры, резко несогласно перекрыты эффузивами шурабсайской и равашской свит.

В основании свиты здесь залегает горизонт туфобрекчий, туфоконгломератов, туфопесчаников и песчаников мощностью до 40—50 м. Этот горизонт перекрыт розовыми, иногда сиреневыми липаритовыми порфирами мощностью до 150 м.

Суммарная мощность кызылнуриной свиты в районе оз. Кугала не превышает 200 м.

КУРАМИНСКИЙ ХРЕБЕТ

Вопросы стратиграфии верхнепалеозойских толщ этого региона довольно подробно освещены в монографии Н. П. Васильковского «Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня» (1952). Обобщающие сведения по характеристике разрезов верхнего палеозоя содержатся в книгах «Петрография

УзССР», «Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана» и «Рудные поля Карамазара».

Изучение А. С. Масумовым отдельных разрезов и дополнительные сборы ископаемой органики позволили на основании уточненных возрастных датировок ряда толщ установить наличие в верхнем палеозое Кураминского хребта трех региональных хроностратиграфических уровней. Уровень А, или шурабсайский, объединяет подошвы базальных пачек шурабсайской и надакской свит. В Алмалыке и Алтынтопкане этот уровень проходит в основании верхнеакчинской подсвиты. Иначе говоря, А. С. Масумов считает базальные пачки шурабсайской и надакской свит и покрывающие их вулканиты разновозрастными, а сами свиты — идентичными. Поэтому надакская свита исключается из разреза верхнего палеозоя. Это относится и к кошмагатской свите, выделенной в 1964 г. В. Ф. Базилом, — синониму надакской.

Уровень А проходит в Алтынтопканском прогибе в основании верхнеакчинской подсвиты, Токмакском прогибе — в подошве каратепинской толщи, Чорухдайронском — в основании такелийской толщи, Ташкескенском — в основании кошмулинской, Адрасманском — в подошве чалысайской и в Лашкерекской мульде — в основании кухидарозской толщи.

Уровень А перечисленных районов в основном соответствует уровню А в Чаткальском хребте. Мы, однако, не исключаем того, что в Кураминском хребте этот уровень может быть несколько древнее, поскольку здесь он охарактеризован как раннепермскими флорами (близкими к флоре Карабау, междуречья Гавы—Коксарека, Кандырса), так и переходными, которые известны в интервале верхний карбон — нижняя пермь.

Наличие таких «смешанных» флор в Кураминском (Адрасманская мульда) и Чаткальском (верховья р. Аксаката) хребтах может в будущем дать основания для выделения переходных от верхнего карбона к нижней перми интервалов разреза.

Уровень Б, или равашский, как уже говорилось, палеонтологически охарактеризован в Адрасманской мульде, где он проходит в основании сферолитовой толщи; последняя идентифицирована А. С. Масумовым с равашской свитой бассейна р. Башкызылсай, верховьев р. Аксаката и др. В ур. Сарытайпан этот уровень охарактеризован кунгурской флорой, отдельные элементы которой известны в аналогах уфимского яруса Печорского Приуралья, и фауной позвоночных.

И, наконец, уровень В, или кызылнуринский, проводится А. С. Масумовым в Кураминском хребте условно в основании тавакской толщи (Адрасманская мульда), которую он коррелирует с кызылнуринской свитой Юго-Западного Чаткала. Здесь, как известно, уровень В охарактеризован предположительно казанской флорой.

Большинство осадочно-вулканогенных образований так называемой оясайской свиты отнесено А. С. Масумовым в состав равашской. К собственно оясайской свите условно относится карханинская и уткемсуйская толщи Токмакского и Адрасманского прогибов.

Таким образом, в верхнем палеозое Кураминского хребта нами выделяются акчинская, оясайская (условно), шурабсайская, равашская и кызылнуринская свиты.

Необходимо отметить, что отложения перечисленных свит не образуют сплошных покровов, они распространены фрагментарно, залегают в отдельных грабен-синклинальных прогибах и в вулканотектонических мульдах проседания. Грабен-синклинальные прогибы более характерны для Западного Карамазара, центральной и восточной частям этой территории присущи вулканотектонические мульды проседания. Наблю-

даются отдельные случаи, когда мульды проседания наложены на грабен-синклинальные структуры.

Акчинская свита распространена в Алмалыкском районе, юго-западной и восточной частях Кармазара и приурочена в основном к грабен-синклинальным прогибам.

В свите выделяются две подсвиты: нижне- и верхнеакчинская.

Нижнеакчинская подсвита обнажается в пределах Алмалыкского, Курусай-Джангалыкского, Такелийского, Адрасманского и Лашкерекского районов. Возрастное положение ее определяется следующими данными.

1. Отложения подсвиты налегают на глубоко эродированную поверхность гранодиоритов Кармазарского типа (верховья Четсу, сел. Уткансай, Алчалысай, район горы Акджала, г. Мынджилки и Пангазсай), прорывающих минбулакскую свиту. В ряде мест в базальных слоях имеется галька гранодиоритов (Уткемсу, Уткансай, Алчалысай, Аюлсай, Пангазсай, Пазмансай, Акташсай).

2. Местами отложения залегают на глубоко эродированной поверхности сланцев силура (месторождение «Перевальное»), кварцевых порфиров, нижнего девона (Тангильсай), известняков девона—турне — визе (Чалишсай, Уткемсу, Акташсай, Кенкасай, г. Караджон, верховья Дрешсай, Сарыташ), на породах минбулакской свиты (Алмалык, Алтын-Топкан, Дрешсай, г. Караджон, Мышиккол, сел. Тутлы и др.).

3. Породы подсвиты местами несогласно перекрыты крупнопорфировыми андезитовыми порфиритами верхнеакчинской подсвиты.

Основные выходы отложений подсвиты сосредоточены в бассейнах рек Уткемсу, Курусай, Кармазар, Кархана, Надак, Пангаз и Чадак, где она характеризуется в нижней части андезитовыми, дацитовыми, а выше — липарито-дацитовыми порфирами, их туфами и лавами; в некоторых пунктах в ее основании наблюдаются осадочные породы.

В районе Такели подсвита, по данным Ю. С. Шихина и др. (1954 г.) и В. Ф. Базиля и др. (1961 г.), в нижней части представлена известковыми конгломератами с прослоями мергелистого известняка. Мощность конгломератов непостоянна и колеблется от 20—30 до 100—150 м. Осадочная пачка прослеживается вдоль юго-западных подножий известняковой гряды и в зоне Редкометального разлома, а также в районе Тутлыкудук. Во всех участках конгломераты залегают на размытой поверхности известняков среднего палеозоя (Такели) и на породах минбулакской свиты (Тутлыкудук).

Выше конгломератов развита вулканогенная пачка, которая прослеживается в виде отдельных пятен вдоль юго-западной части известняковой гряды Такели, образуя полукольцо вокруг нее. В приосевой части Такелийской мульды, в районе месторождения Учочак, порфиры вскрыты скважинами на глубине 210—340 м. Ф. И. Вольфсон относил эти отложения к субвулканическим образованиям, однако Ю. С. Шихин и др. (1954 г.) доказал их вулканогенную породу. Вулканиды представлены туфами и туфолавами дацитовых порфиров массивного сложения темно-фиолетового цвета.

Мощность пачки, по данным Ю. С. Шихина (1954 г.) и В. Ф. Базиля (1961 г.), достигает 450—460 м, по В. А. Арапову (1971)—100—120 м. Общая мощность нижнеакчинской ритмосвиты в Такели равна 550—600 м.

Севернее Джангалык-Токмакской известняковой гряды, в бассейне Уткемсу породы подсвиты несколько отличны от описанных выше. В пределах западного участка подсвита сложена дацитовыми, реже липарито-дацитовыми порфирами, которые развиты также и в верховьях рек Ут-

кемсу, откуда сплошным полем распространяются до бассейна р. Кармазар. Фрагменты подсветы обнажаются в верховьях саев Караулхана, Уртасу и Дреш. Здесь она сложена туфоловами андезитовых порфири-тов, андезито-дацитовых порфири-тов, их туфами и лавобрекчиями (1100—1200 м).

Нижнеакчинская подсвета развита также в бассейнах рек Аюлсай (верховье Долоньсая), Кархана, Надак и Пангаз и в районе г. Мынджилки.

В верховьях р. Аюлсая в основании разреза подсветы наблюдаются кварц-полевошпатовые туфопесчаники (30 м) с включениями слабоокатанной гальки (до 1,5 см) порфири-тов. Выше лежат туфобрекчии с многочисленными обломками порфири-тов и, реже, белого искристого доломита размерами от 1 до 10 см (120—140 м). Еще выше располагаются сиреневые крупнопорфи-ровые туфы андезитовых порфири-тов. Общая мощность нижнеакчинской подсветы здесь около 200 м.

В районе г. Мынджилки, бассейнах саев Кархана, Надак и Пангаз подсвета сложена крупнопорфи-ровыми андезитовыми порфири-тами и андезито-дацитовыми порфи-рами темно-серого и фиолетового цвета, а выше — мелкообломочными туфами дацитовых порфири-тов (от 270 до 700 м).

Отложения подсветы из бассейна р. Кандырсай сплошным полем распространяются в бассейны рек Гушай и Ничбашсай. В состав под-светы мы включаем и нерасчлененные отложения акчинской свиты (Ткачев и др., 1958), развитые в средних течениях рек Лашкерек и Гушсай. Подсвета представлена андезитовыми и андезито-даци-товыми порфи-рами с крупными порфи-ровыми выделениями (до 0,8 см) полевых шпатов. В нижней части породы имеют темную окраску, а в верхней — более светлую (сиреневые и серовато-сиреневые тона). Разрез венчается массивными кристаллокластическими и литокристаллокластиче-скими туфами дацитового порфира. Общая мощность подсветы здесь достигает 1000—1100 м.

В Наугарзансае в основании разреза нижнеакчинской подсветы лежат пироксен-роговообманковые андезитовые и андезито-даци-товые порфиры, а выше — туфы даци-товых порфири-тов (1500 м).

Геологами, изучающими Кармазар, осадочно-вулканогенные обра-зования расчленены на толщи (Расчленение..., 1976). В соответствии с их делением, сводный разрез нижнеакчинской подсветы выглядит так: конгломераты, песчаники, туфы и кластолавы липарито-даци-тов мощностью 100—400 м (чашлинская толща Алтынтопкана, сассыксайская — Токмака); туфы, песчаники, туфы и кластолавы андезитовых порфири-тов мощностью 200—700 м (мышиккольская — Алтынтопкана, токмак-ская — Токмака и Адрасмана, долонинская — Лашкерека); флюида-льные кварцевые латиты и их игнимбриты мощностью 200—500 м (табо-шарская — Токмака, пазманская — Адрасмана и Лашкерека). Суммар-ная мощность 500—1600 м.

В Алмалыкском районе осадочно-вулканогенные породы нижне-акчинской подсветы слагают небольшие участки в бассейнах рек Куль-ды, Кызата, Пистали и др. А. Ярмухамедов подразделяет их на два го-ризонт: нижний порфири-товый и верхний порфи-ровый.

Порфири-товый горизонт сложен темно- и зеленовато-серыми, сире-невыми, коричневато-серыми пироксеновыми, плагиоклазовыми, рого-вообманковыми, биотитовыми, андезито-базальтовыми и трахиандези-товыми порфири-тами и их туфами (500 м).

Порфи-ровый горизонт представлен агломератовыми лавами и туфа-ми дацито-андезитового состава, которые выше сменяются лавами и

туфами дацитовых порфиров, андезито-дацитовых порфиритов, а затем — андезито-дацитовыми и дацитовыми порфирами с прослоями трахиандезитов (500 м).

В Алтынтопканском районе образования нижеакчинской подсвиты слагают площадь между Мышикколсаем и верховьями Каракиясяя. По данным В. А. Арапова (1971), они залегают несогласно на песчано-сланцевых отложениях нижнего силура, вулканитах нижнего девона, карбонатной толще среднего палеозоя и вулканитах уя-минбулакской свиты. В основании разреза располагаются известковые конгломераты и аркозовые песчаники с угловатыми обломками сланцев, алевролитов (15—50 м), реже дацитовых порфиров. Выше лежат игнимбриты, туфы и ксенотуфы (с обломками песчаниково-сланцевых пород) дацитовых порфиров.

Мощность подсвиты постепенно увеличивается с запада на восток от 50 до 550 м.

В осадочно-туфогенной пачке (Касканасай) в основании подсвиты Ю. М. Кузичкина и Е. М. Швецова в 1960 г. установили пыльцу *Rosporospraega* sp., характерную для отложений акчинской свиты бассейна р. Пангаз (Восточный Карамазар). В обоих случаях, по заключению Ю. М. Кузичкиной, возраст вмещающих слоев датируется верхами башкирского — московским веком по аналогии с Донбассом.

Таким образом, осадочно-вулканогенные отложения нижеакчинской подсвиты широко распространены в исследуемом районе: они известны от Моголтау на юго-западе до Гава-Чадакского района на северо-востоке.

Мощность отложений подсвиты колеблется от 200 до 500 м.

Верхнеакчинская подсвита в Кураминском хребте развита локально, что, по-видимому, обусловлено интенсивной предшурабсайской эрозионной деятельностью, в значительной мере сократившей площадь ее распространения.

С отложениями нижеакчинской ритмосвиты отмечается небольшое угловое и азимутальное несогласие (Лашкерек, Гушсай, Кандыр, Наугарзан, Надак, Пангаз), или же их взаимоотношения согласны (Наугарзан-Гушсайское поле).

В Кандыре и Наугарзане подсвита представлена туфопесчаниками темно-зеленого цвета, в которых развиты исключительно крупнопорфировые (от 0,7 до 0,9 см) андезитовые пироксен-роговообманковые порфириты сиреневого, коричневого, серовато-, темно- и розовато-сиреневого цвета. Мощность от 300 до 800 м.

Породы верхнеакчинской подсвиты слагают бассейны рек Гушсай (устье), верховья саев Каттабоке, Сегенек, Лояк, Лашкерек, Ничбаш и другие участки.

В разрезе по р. Кенсай в составе подсвиты выделяется четыре горизонта: 1 — горизонт туфов смешанного состава (10 м); 2 — лавобрекчии андезитового состава (4,6 м); 3 — андезитовые порфириты (50,9 м); 4 — средне- и крупнопорфировые андезитовые порфириты (43 м). Мощность подсвиты колеблется от 30 (г. Урюкбель) до 660 м.

По левому борту рек Кархана, Надак и Пангаз нижняя часть подсвиты залегают с размывом на породах нижеакчинской подсвиты и характеризуется развитием осадочной пачки, представленной туфопесчаниками (до 75 м). В верховьях Аюлсая аналогичные породы имеют в основании 5—7 м горизонт конгломератов со слабо окатанной галькой (0,5—20 см) порфиритов, гранодиоритов, кремнистых пород. Выше развиты исключительно андезитовые порфириты темно-серого, фиолетового, красновато-коричневого цвета. Мощность подсвиты от 125 до 660 м.

Обобщенный разрез верхнеакчинской подсвиты по материалам геологов Таджикистана (Расчленение..., 1976) включает: гравелиты, песчаники, глинистые сланцы мощностью 100—300 м (четсуйская толща Адрасмана, койбагинская — Лашкерека); серые и зеленовато-серые андезито-дациты и их туфы мощностью до 500 м (джамансайская — Токмака, джелтимесская — Адрасмана и Лашкерека); серые и сиреневые туфы и кластолавы дацитовых порфиров мощностью 200—250 м (джангалыкская — Токмака, джанбулакская — Чорух—Дайрона, ишумская — Адрасмана и Лашкерека); сиреневые и фиолетовые крупнопорфировые туфы андезитовых порфиритов мощностью 100—200 м (ходжиульгенская — Адрасмана, бурыбулакская — Лашкерека, бетулинская — Токмака и др.). Мощность определена в пределах 900—2000 м.

В. Н. Байков, В. В. Михайлов и В. А. Мошковцев эту часть разреза с вышележащими кислыми вулканитами выделили в самостоятельную «джамансайскую» свиту на основании ее залегания с разрывом на нижележащих породах и проявлений предшествующей ей постмагматической деятельности.

В глинистых сланцах основания разреза (четсуйская толща) известны остатки водорослей, по заключению К. Б. Кордэ, среднекаменноугольного облика: *Ortonella artemovae* Korde, *Ort. upensis* Birind, *Ort. furcata* Garwood (Чарбисай, левый приток Пангазая).

Оясайская свита локально развита в пределах Кураминского хребта и условно выделена А. С. Масумовым в Адрасманской и Токмакской депрессиях. К ней отнесены Карханинская (600 м) и перекрывающая ее уткемсуйская (500—1000 м) толщи.

Первая сложена серыми и красновато-серыми туфами и игнимбритами дацитовых, кварцевых и фельзитовых порфиров местами с базальными слоями конгломератов и песчаников. Верхняя толща из-за разрыва и налегания на нее различных горизонтов шурабсайской свиты имеет весьма переменную мощность и сложена розовато-серыми и красновато-бурыми туфами и кластолавами липарито-дацитов и липаритов (Расчленение..., 1976).

В. А. Арапов (1971) отнес к оясайской свите толщу туфолов и игнимбритов кварцевых порфиров (500—600 м), развитых в восточной части, Ташкескенской депрессии (г. Ташкескен, кишл. Кошмулла), которые несогласно перекрывают толщу туфов андезито-дацитовых порфиров и сами перекрываются также с разрывом и несогласием шурабсайской свитой.

В. Н. Байков (Расчленение..., 1976) эту толщу именует «кошмуллинской» (700 м) и отмечает ее преимущественный трахилипаритовый состав и наличие прослоев сферолитовых порфиров.

Не исключено, что к условно выделяемой оясайской свите могут принадлежать туфы и игнимбриты кварцевых и фельзитовых порфиров Чорухдайрона (алмабулакская толща), которые подстилают мощную такелийскую толщу конгломератов шурабсайской свиты.

Шурабсайская свита в пределах Кураминского хребта значительно распространена. Она слагает ряд участков на южном склоне хребта: у пос. Такели, в бассейне Карамазара, Чадака. Кроме того, к шурабсайской свите на северном склоне хребта нами отнесены отложения «надакской» свиты в полосе от Каракияся на западе до Наугарзанся на востоке.

Как известно, «надакской» свитой А. С. Аделунг (1935—1936 гг.) назвал песчано-конгломератовую толщу мощностью 200—250 м с прослоями сиреневых порфиров, которая развита в водораздельной части

Кураминского хребта — в истоках рек Надак и Гульдурاما и в районе пер. Алахисрак.

Современное понимание объема и состава «надакской» свиты сложилось под влиянием работ З. П. Артемовой, которая значительно расширила объем свиты, причленив к ее базальным слоям мощную вулканогенную толщу в 2508—2600 м. Она была послонно описана в 1956 г. З. П. Артемовой в верховьях рек Надак, Четендысай и Сарыагач, т. е. в полосе от массива г. Бабайситен на востоке вдоль водораздела Кураминского хребта и до истоков Четендысай на западе.

В целом «надакская» свита определена З. П. Артемовой как состоящая из двух частей: нижней — осадочной и верхней — вулканогенной.

Нижняя подсвита сложена переслаивающимися фиолетовыми и сиреневыми конгломератами и разнородными песчаниками с редкими прослоями кристаллокластических туфов сиреневого цвета. Вверх по разрезу увеличивается количество пирокластического материала. В верхней части уже нередки туфоконгломераты и, кроме того, появляются туфолавы андезитовых порфиров, переходящие в дацитовые порфиры (700 м).

В песчаниках базальной пачки встречены ископаемые растительные остатки, среди которых Т. А. Сикстель определила лишь *Calamites* sp., что позволило ей датировать вмещающие отложения не ближе, чем верхний палеозой.

Верхняя подсвита сложена сиреневыми, зеленовато-серыми и фиолетовыми дацитовыми порфирами, дацито-андезитовыми порфиритами и альбитофирами с прослоями туфобрекчий, туфоконгломератов и туфов (1500—1800 м).

Общая мощность равна 2500—2700 м (Гушсай).

З. П. Артемова выделила затем отложения «надакской» свиты на северном (Каракиясай, Гушсай, Ничбаш) и южном (Долоны, Пангаз, Чадак, Гава) склонах хребта.

Самостоятельность «надакской свиты», по данным З. П. Артемовой, устанавливается залеганием на акчинской с азимутальным (до 55° по р. Кархана) и угловым (до 25° по рекам Карабау, Кандырсай, Ничбаш, Гушсай, Кархана и др.) несогласием.

Здесь необходимо отметить, что соответствие «надакской» свиты кушайнакской Адрасмана установлено Н. П. Васильковским и А. П. Недзвецким (1958), а синхронность «надакской» и «сарысиунской» — И. П. Кушнаревым и А. Б. Кажданом (1958).

Некоторые исследователи не считают надакскую свиту самостоятельной, полагая, что ее нужно рассматривать в качестве верхней подсвиты акчинской свиты (В. А. Арапов) или считать ее низами оясайской (М. М. Лебедь, А. П. Агафонов). Т. А. Сикстель, Б. В. Яскович (1960), а также Е. М. Головин и Л. А. Юрьева (1963) объединяли нижележащие и описываемые отложения в одну акчинскую свиту. В. Ф. Базиль (1961 г.) разделял эти образования на две свиты: кошмагатскую (Кызыл-Алмалысай) и шурабсайскую (пер. Алахисрак).

В основе сходства надакской и акчинской свит многие геологи видели пространственную связь между ними, незначительное (!) несогласие, наличие в их составе вулканитов среднего и кислого ряда (роль последних в надакской свите более существенна), а самое основное — содержание сходных по возрасту комплексов органических остатков.

На примере южного (ангренский) склона Чаткальского и северного склона Кураминского хребтов видно, что надакская свита не обладает такими особенностями, которые бы четко отличали ее от шурабсайской. Эти две свиты, кроме всего, нигде не соприкасаются в стратиграфиче-

ском разрезе; они пространственно разобщены на всей территории Кураминской подзоны.

По данным А. С. Масумова, состав вулканитов надакской свиты делает ее практически неотличимой именно от шурабсайской. Это особенно подчеркивается идентичным строением их базальных пачек, а также близкими по таксономическому составу и одновозрастными ассоциациями раннепермских флор. Это наблюдалось не только в между-речье Карабау — Дукент, но и в бассейне р. Кандырсай, где существует опорное при определении возраста надакской свиты местонахождение среднекарбонных, по мнению Т. А. Сикстель, флор.

Мы осмотрели две точки с хорошо сохранившимися остатками растений в верховьях Кандырса, которые еще в 1957 г. обнаружил А. И. Гончаренко в осадочных пачках среди вулканогенных пород. Первое местонахождение ископаемой флоры расположено в верховьях Кандырса, в 1,5—1,8 км к востоку от сел. Агата, второе — в 800 м к северу от первого. Первая точка с флорой заключена в осадочной пачке, которая лежит стратиграфически ниже пачки, в пределах которой находится вторая точка.

Оба местонахождения ископаемой флоры расположены в толще, относимой до 1958 г. к акчинской свите на основании исследований А. С. Аделунга, З. П. Артемовой, Н. П. Васильковского, М. Г. Калабиной и др. В 1958 г. З. П. Артемова условно отнесла к надакской свите верхнюю часть вулканогенных образований акчинской свиты Кандырса, среди которых прослеживаются вышеупомянутые пачки осадочных пород (Артемова, Богомольный, 1961).

Чем же известна так называемая кандырсайская флора и как складывалось представление о ней?

Т. А. Сикстель и Б. В. Яскович (1960) характеризуют эту флору как «весьма оригинальную по своему составу» и обосновывают ее среднекарбонный возраст вмещающих отложений. Дело в том, что из работы Т. А. Сикстель и Б. В. Ясковича (1960) следовало две важнейших предпосылки: 1 — терригенно-осадочные пачки, в которых были обнаружены флористические остатки, «несомненно, тесно связаны с вмещающими эффузивами» акчинской свиты и «описываемые внутриформационные осадочно-терригенные пачки прослеживаются в северо-восточном направлении, отвечающем направлению простираания эффузивной толщи, именуемой акчинской свитой»; 2 — отложения осадочно-терригенной пачки могут датироваться «верхами башкирского и московским ярусом», а, следовательно, возраст акчинской свиты — позднебашкирский — московский.

Эта публикация сыграла определенную роль в формировании взглядов исследователей разного направления на геологию Кураминской подзоны в целом, на стратиграфию толщ в ней и на облик среднекарбонной флоры.

По данным А. С. Масумова и В. Я. Клипенштейна (1974б), терригенно-осадочные породы в верховьях Кандырса и в пространстве между истоками саев Саурчи и Каттабоке образуют три изолированных выхода изометрической формы. Это блоки-ксенолиты, а не протяженные пачки пород, залегающие в субвулканическом теле кварцевых диорит-порфиров. Они пространственно разобщены с выходом туфов дацитовых порфиров, принадлежащих акчинской свите. Это фрагменты существовавшей некогда толщи, лежавшей стратиграфически выше акчинской и уничтоженной глубоким размывом, который обнажил и субвулканические кварцевые диорит-порфиры.

Геологическая ситуация в верховьях Кандырсае напоминает такую в левобережье р. Карабау, но там сохранились в большей степени осадочные породы и залегающие на них андезито-дациты, принадлежащие шурабсайской свите. Стратиграфическое положение северного блока-ксенолита более высокое, нежели среднего, в пределах которого расположена наша точка с флорой, которая соответствует «первому местонахождению ископаемой флоры» Т. А. Сикстель. Породы этой пачки, как и всего среднего выхода, имеют отчетливо выраженную горизонтальную слоистость и окрашены в серый и зеленый тона. Наблюдаются слои, более или менее обогащенные органическим материалом. Разрез в точке представлен чередующимися аргиллитами, алевролитами и тонкозернистыми песчаниками. Лучшая сохранность растительного материала более характерна для аргиллитов, в которых растительные остатки расположены по плоскостям напластования.

Горизонтальная слоистость, послойное расположение растительной органики и удовлетворительная сохранность палеонтологического материала, при которой сохраняется тонкая морфология отпечатков, свидетельствуют об образовании осадочных пачек в водной среде и о гипавтохтонности флористического комплекса.

В описываемой точке нами собраны, а С. В. Мейеном (1974 г.) определены следующие формы: *Neuropteris (Imparipteris) sp.* — изолированные перышки и мелкие фрагменты перьев; *Cordaicarpus sp. nov.*; *Trigonocarpus sp.*; *Aulacotheca sp.*; вильчатые листья типа *Dicranophyllum — Trichopitys*; *Walchia sp.*

В наших сборах С. В. Мейен отметил большое количество различных, но неспецифичных семян. На обилие семян здесь указывала и Т. А. Сикстель.

По мнению С. В. Мейена и Р. Х. Вагнера (Англия), присутствие хвойных вместе с невроптеридами и листьев типа *Trichopitys* свидетельствует о нижней перми. Заслуживает внимания различное толкование Т. А. Сикстель и С. В. Мейеном наличия листьев типа *Trichopitys*. Т. А. Сикстель считает, что, «принимая во внимание исключительную скудность данных о *Trichopitys*, его, очевидно, не следует считать установленным показателем возраста». И, наоборот, С. В. Мейен, по присутствию листьев типа *Dicranophyllum — Trichopitys* в сочетании с невроптеридами и хвойными (кстати, невроптериды в списке Т. А. Сикстель представлены *Neuropteris heterophyllum Brongn.*), устанавливает раннепермский возраст вмещающих отложений. Такие расхождения, по видимому, связаны либо с различными взглядами этих исследователей на стратиграфическую ценность тех или иных таксонов, либо с тем, что С. В. Мейен, определения которого сделаны 15 лет спустя, располагал по этому вопросу более новым сравнительным материалом. Он считает, что «единственным, наиболее достоверным пермским гинкговым является лишь род *Trichopitys*», у представителей которого им изучено строение репродуктивных органов (Мейен, 1970).

Из вышеизложенного следует, что кандырсайская флора, а также вмещающие ее отложения имеют скорее всего раннепермский возраст, а не среднекарбонный, как полагала Т. А. Сикстель. Кроме того, близость геологической ситуации, состав и одинаковый возраст терригенно-осадочных пачек позволяют коррелировать осадочное основание шурабсайской свиты бассейна р. Карабау с фрагментами идентичной толщи, развитыми в левобережье р. Ангрен (бассейны рек Кандыр, Саурчи, Каттабоке).

По аналогии с Кандырсаем, мы относим к шурабсайской свите все выходы «надакской» свиты на северном склоне Кураминского хребта,

от Каракияся на западе до Майликатанся на востоке; последняя в этой полосе представлена почти идентичными породами.

Вулканогенная часть разреза шурабсайской свиты Кандырся, по данным З. П. Артемовой (1961), состоит из сиреневых, фиолетовых и зеленовато-серых, иногда коричневатобурых биотитовых и биотитамфиболовых дацитовых порфиров и андезитодацитовых порфиритов с прослоями туфов, туфобрекчий и туфопесчаников. Суммарная мощность свиты здесь достигает 1120 м.

Западнее Кандырся отложения шурабсайской свиты широко представлены в Алмалыкском районе, где ими сложена широтная полоса от басс. Саукбулака на востоке до Каракияся на западе. Ширина этой полосы достигает 7 км. То, что мы сейчас называем в этом районе шурабсайской свитой, различные исследователи в разное время относили к акчинской (Васильковский, 1952) и надакской (Артемова, 1955 г.; Богомольный, 1967 г.).

Ж. Н. Кузнецов и др. (1958, 1964) выделили из этой толщи три свиты: минбулакскую, акчинскую и надакскую.

Мощность шурабсайской свиты в полосе Саукбулак-Каракиясай близка к 1500 м. Максимальная характерна для бассейна р. Каульды (более 1500 м), где, по данным З. П. Артемовой (1955 г.), более 600 м ее мощности приходится на базальную пачку — переслаиваются туфобрекчии, туфоконгломераты, туфы, туфолавы, лавобрекчии, песчаники и туфопесчаники, около 300 м — на дацитовые порфиры, почти 100 м — дацитоандезитовые биотитамфиболовые порфириты и около 300 м — на различные андезитовые порфириты.

Необходимо добавить, что перечисленные породы чередуются в различных сочетаниях по всему разрезу свиты, образуя сложную гамму осадочных, пирокластических и эффузивных пород.

С продвижением в пределах этой полосы с востока на запад, т. е. от Саукбулака к Каракияся состав шурабсайской свиты изменяется: увеличивается число прослоев туфобрекчий, туфопесчаников и песчаников, заметно сокращается мощность дацитовых порфиров и дацитоандезитовых порфиритов, почти полностью исчезают из разреза андезитовые порфириты. По данным З. П. Артемовой (1955 г.), шурабсайская свита в бассейне р. Каульды лежит с несогласием на известняках D_3 — C_1 .

В песчаниках и алевролитах базальной части свиты по Саукбулаку содержатся неопределимые углистые фрагменты веточек и древесины. В одном из притоков Каракияся из этой же части разреза, по сборам Ж. Н. Кузнецова, Т. А. Сикстель удалось определить *Calamites* sp. и *Calamites ex gr. carinatus* Sternb. Интервал распространения вида *carinatus* — от верхнего карбона до нижней перми.

А. С. Масумов изучал отложения шурабсайской свиты (бывшая надакская) и в басс. Ничбаша, где вдоль левого склона его левого безымянного притока хорошо обнажается туфогенноосадочная пачка свиты. Она представлена тонко и ритмично переслаивающимися гравелитами, туфопесчаниками и алевролитами с прослоями андезитовых туфобрекчий и туфов. Видимая мощность пачки около 60—70 м. Разрез в верхней ее части становится более «мягким» вследствие резко возрастающего количества алевролитов, в которых найдены растительные остатки плохой сохранности. Отсюда С. В. Мейен (1974 г.) определил *Samaropsis* sp. и *Walchia* (?) sp. Флора очень плохо сохранилась и возраст ее здесь неясен.

Осадочная пачка перекрыта фиолетовыми лавобрекчиями андезитовых порфиритов (50 м). Выше ложатся шоколадные трахиандезито-

вые порфириды, которые прослежены нами в бассейн р. Кочбулак, к месторождению. Этот разрез по характеру сложения и составу пород, а также по присутствию здесь многочисленных *Samaropsis* sp. и *Walchia* sp. коррелируется нами с разрезом шурабсайской свиты в басс. рек Карабау и Кандырсай.

Таким образом, установлено, что «надакская свита» в бассейне р. Кандырсай имеет раннепермский возраст и по составу слагающих ее пород и строению коррелируема с шурабсайской свитой юго-западной части Чаткальского хребта (басс. рек Карабау—Дукент, горы Сей-Шах и т. д.).

Образования, аналогичные шурабсайской свите Кандырсая по составу, сложению, а также по взаимоотношениям с подстилающими, покрывающими образованиями и магматическими телами и распространенные в полосе северного (Ангренский) склона Кураминского хребта, условно отнесены нами к шурабсайской свите.

Это относится и к южному склону Кураминского хребта, где все известные образования «надакской» свиты в полосе от Дангалыка до русла Уткемсу, и далее на восток, до Оккурдаванского разлома переименованы А. С. Масумовым в шурабсайскую свиту. В одном из прослоев осадочного основания свиты близ пос. Табашар Т. А. Сикстель определила плохо сохранившиеся *Cordaites* sp., *Calamites* sp., стебли членистостебельных и отпечатки древесины.

Значительный интерес в вопросе пересмотра возраста надакской свиты и идентификации ее с шурабсайской представляют ископаемые флоры, обнаруженные С. М. Бабаходжаевым и А. Н. Балуховским в 1957 г. в районе месторождения Баритовая горка (ур. Шайтанбулак). Отсюда определены: *Trichopitys* (?) sp., *Calamites* sp., *Aulacotheca* sp., *Cordaites* sp., пылевой мешок *Aulacotheca* sp., *Neuropteris heterophylla* Вг. и многочисленные семена *Trigonocarpus* sp. (опр. Т. А. Сикстель и Л. И. Савицкой). По приведенным названиям этот комплекс очень близок по составу к ассельской — сакмарской флоре долины р. Карабау и еще больше — к кандырсайской.

Весьма возможно, что после кандырсайского это будет второй комплекс из «надакской» свиты, который обосновывает ее раннепермский возраст. Ведь именно по присутствию рода *Trichipitys* в сочетании с невротеридами в Кандырсае С. В. Мейен датирует возраст «надакской» свиты ранней пермью. Те же флоры и их сочетания мы видим и в басс. р. Пангаз. В Тахтабасте, к востоку от Майдана, Б. Х. Мажикенов из «надакской» свиты собрал остатки *Calamites* cf. *undulatus* Sternb.

По правобережью р. Пангаз (сборы В. А. Арапова и В. Ф. Базиля) из «надакской» свиты известны остатки *Linopteris* sp. (Наузаксай), а несколько восточнее г. Джелтиймес (правобережье р. Кархана) — *Calamites* cf. *suckovii* Brongn. и *Samaropsis* (?) sp. (опр. Т. А. Сикстель).

Весьма вероятно, что во всех перечисленных случаях мы имеем дело с фрагментами одной толщи, имеющей раннепермский возраст.

Не имея пока собственных сборов и определений ископаемой флоры из этих пунктов, А. С. Масумов считает возраст «надакской» свиты южного склона Кураминского хребта условно раннепермским (ассельский — сакмарский) и идентифицирует ее с шурабсайской свитой северного склона Кураминского хребта и Юго-Западного Чаткала.

О тождественности надакской и шурабсайской свит говорит еще и следующее.

В правобережье р. Чадак к надакской свите Л. Г. Лунина в 1958 г. отнесла толщу, сложенную туфами андезито-дацитового состава, переслаивающимися известняками, туффитами, туфами андезитового порфирита и андезито-дацитовыми порфиритами (252 м). Выше по разрезу залегают конгломераты шурабсайской свиты. Эти конгломераты и вышележащие отложения, которые Л. Г. Лунина выделяла в шурабсайскую и равашскую свиты, З. П. Артемова (1959 г.) отнесла к надакской свите, считая, что эти отложения не разделены несогласием, а представляют собой единую толщу.

Из вышесказанного следует, что на правобережье Чадака мы имеем скорее всего одну толщу, которую в разное время относили то к надакской, то к шурабсайской свитам; это, очевидно, было связано с близостью составов этих свит.

Если же учесть, что в ряде пунктов Кураминского хребта осадочные слои надакской свиты содержат характерную для уровня А ископаемую флору (Кандырсай, Гущай, бассейн р. Пангаз), то правобережье р. Чадак становится, по всей вероятности, еще одним пунктом, где отчетливо видно, что эти свиты тождественны.

Не менее важен район правобережья р. Карамазарсай, где выделяется широкое поле отложений оясайской свиты, протягивающихся сюда из водораздельной части, разделяющей бассейны рек Долоны и Карамазар.

В правобережье р. Карамазарсай мы исследовали разрезы оясайской свиты в районе Баритовой горки и г. Кызылтау. Мы относим их условно к шурабсайской свите, вернее считаем, что они занимают тот же интервал стратиграфической колонки, который занимает шурабсайская свита Юго-Западного Чаткала. Весьма вероятно, что основания осадочных пачек Баритовой горки и Кызылтау в стратиграфическом смысле — близкие или даже идентичные уровни.

Основание шурабсайской свиты (оясайская свита, по И. М. Богомольному) как на г. Кызылтау, так и в районе Баритовой горки (кошмагатская свита, по В. Ф. Базилю) сложено конгломератами, песчаниками, алевролитами, углистыми сланцами с прослоями и линзами известняков.

Осадочное основание свиты (100 м) в районе Баритовой горки (бассейн р. Кызылалмалысай) моноклиналино падает на север. В пачке доминируют песчаники, обогащенные туфовым материалом, разнозернистые, с плохой сортировкой зерен, плотные, с кремнистым цементом, содержащие прослой и линзы алевролитов. Алевролиты слоистые, темно-серые, иногда черные; и те и другие породы содержат плохо сохранившиеся отпечатки флоры. Аргиллиты кремнистые, плотные, темно-серые, присутствуют в пачке в незначительном количестве. В разрезе вышеупомянутые породы часто переслаиваются. Прослой конгломератов характерны для низов осадочной пачки, а в ее верхней части встречаются массивные, окремненные и очень плотные известняки, которые не содержат органических остатков. Палеофлора приурочена главным образом к многочисленным прослойкам кремнистых аргиллитов.

В разное время здесь встречены *Annularia* sp., *Asterophyllites* sp., *Aulacotheca elongata* (Kidst.), *Calamites gigas* Brongn., *C. undulatus* Sternb., *C. cf. cistii* Brongn., *Cordaites ex gr. principalis* (Germ.) Gein., *C. sp.*, *Cordaicarpus* sp., *Cyclopteris orbicularis* Brongn., *Neuropteris heterophylla* Brongn., *N. cf. tenuifolia* Schloth., *Phylladodesma* sp., *Trichopitys* sp., *Zeilleria* sp., *Samaropsis* sp., *Walchia* sp.

Приведенный комплекс является сборным и во многом противоречивым. Часть этого комплекса в разное время и разными исследова-

телями (А. Н. Криштофович, Е. Ф. Чирков, Т. А. Сикстель) определялась как принадлежащая среднекарбовым флорам. В этом комплексе однако много форм, характерных для раннепермских ассоциаций Карабау и Кандырская. Это — невротериды, *Samaropsis* sp., *Walchia* sp., *Cordaicarpus* sp., *Trichopitys* sp.

Интересно в этом комплексе сочетание листьев типа *Trichopitys* с невротеридами и хвойными, что по мнению С. В. Мейена (на примере кандырской флоры), свидетельствует о нижней перми.

Во всяком случае, если судить по приведенному списку⁸, близость кошмагатской и кандырской флор очевидна.

С. В. Мейен (1977 г.) по сборам А. С. Масумова отсюда определил *Calamites gigas* Brongn., *S. typ. suckovii* Brongn., *Carpolithes* sp. Возрастная датировка в пределах C_2 — P неясна.

Выше осадочной пачки залегают агломератовые туфы и туфобрекчии кварцевых порфиров, которые по простиранию местами замещаются туфолавами сферолит-порфиров (700 м).

В. Ф. Базиль, как известно, отнес этот разрез к кошмагатской свите, распространив ее от бассейна р. Уткемсу на западе до р. Долоны на востоке. В составе этой свиты им выделяются три подсвиты.

Нижняя имеет мощность около 350 м и представлена описанными выше породами. Средняя подсвита распространена в Восточном Карамазаре и сложена туфами, туфолавами и лавами, реже лавобрекчиями и агломератовыми туфами кварцевых порфиров (650—700 м). Верхняя залегают с незначительным несогласием на предыдущей и сложена туфами, туфолавами андезит-дацитовых и дацитовых порфиров (200—250 м).

В районе г. Кызылтау (междуречье Алмалыся и Бурачарская), по данным А. С. Масумова, залегают та же толща, что и на Баритовой горке.

В основании разреза обнажается осадочная пачка, сложенная конгломератами, туфоконгломератами и туфогравелитами. Цемент этих пород — туфы и карбонаты. Конгломератовая пачка часто расслаивается среднезернистыми туфопесчаниками. С продвижением вверх по разрезу появляется пачка переслаивающихся туфопесчаников и алевролитов. Затем идут прослойки плотных темно-серых битуминозных известняков со сферолитовыми включениями. Выше лежит пачка чередующихся темно-серых аргиллитов, известняков и туфопесчаников. Осадочная пачка венчается темно-серыми тонкоплитчатыми аргиллитами с прослоями известняков и переслаивающимися известняками и аргиллитами (около 80—100 м).

Здесь Т. А. Сикстель выявлены *Calamites* sp., *Cordaites* sp., *Samaropsis* sp. и неопределимые хвойные. Из этого же интервала разреза С. В. Мейеном, по сборам А. С. Масумова, описаны *Calamites* sp., *Cordaicarpus* sp., *Samaropsis* sp. По его заключению, возраст в пределах Pz_3 неясен. Отсюда же известны *Palaeolimniadiopsis oclachota* Raymond — форма, найденная, по данным Л. П. Татаринова, из отложений C_3 — P_1 , а также листоногие *Esteria* cf. *ortoni* Clarke и фрагменты стегоцефала, представленные, по данным М. А. Шишкиной, *Lepospondyli* с возрастом C_2 — C_3 .

На осадочной пачке залегают вулканогенная, представленная туфобрекчиями, туфолавами, и лавами фельзитовых порфиров (200—250 м).

⁸ В список флор из кошмагатской свиты В. Ф. Базиль включил виды, известные из Кандырская (устное сообщение В. Я. Клипенштейна). Это делает обобщенный комплекс почти бесполезным для стратиграфического анализа.

Общая мощность описываемой толщи в районе г. Кызылтау достигает 300—350 м.

Непроблематичные отложения шурабсайской свиты известны в бассейне Кармазара, где они сложены пироксеновыми и андезитовыми порфиритами и их пирокластическими производными, дацитовыми порфирами, туфолавами и туфами фельзитовых порфиров.

В низах свиты как правило присутствует осадочная пачка. В целом шурабсайская свита Кармазара отличается от таковой юго-западной части Чаткальского хребта более кислым составом вулканитов.

В пределах Западного Кармазара отложения шурабсайской свиты наиболее полно и широко развиты в бассейнах рек Кармазар, Долоны и в горах Асказан, разделяющих эти реки.

Из бассейна р. Кармазар они протягиваются в верховья р. Кызылалмалысай и в Уткемсу.

К отложениям шурабсайской свиты И. М. Богомольный и др. (1967 г.) отнесли верхнекушайнакскую, тарызканскую и аксайскую свиты Е. Д. Карповой.

В горах Асказан, в верховьях Кызылалмалысай, в районе пос. Центральный Кармазар и на левобережье одноименной реки шурабсайская свита залегает на различных поверхностях кислой толщи, которую мы наблюдаем в районе Баритовой горки, на г. Кызылтау и которую считаем частью разреза шурабсайской свиты.

В верховьях р. Уткемсу, по данным И. М. Богомольного и др. (1967 г.), шурабсайская свита перекрыта равашской (сферолитовая) и кызылнуринской (тавакская). Перекрытие шурабсайской свиты равашской известно в бассейне р. Бурачарсай, Дрешсай и у южной окраины пос. Адрасман.

Вулканиты шурабсайской свиты бассейна р. Кармазар имеют пестрый состав. На базальной осадочной пачке залегают андезитовые, андезито-базальтовые порфиры, их туфы, туфобрекчии и туфокогломераты. На основных вулканитах лежит пачка кислых туфолов фельзитовых и кварцевых порфиров (тарызканская свита). На них — пачка андезитовых порфиров, дацитовых порфиров и их туфов (аксайская свита). Верхняя, андезитовая часть свиты сохранилась только на левом борту Бурачарсай и на водоразделе его с Замбараксаем.

Общая мощность шурабсайской свиты для бассейна р. Кармазар составляет около 2500 м.

В районе Такели, где породы шурабсайской свиты заполняют одноименную мульду, образуя пологую синклиналь, разрез шурабсайской свиты представлен (стратиграфически снизу вверх) — осадочной пачкой, сложенной конгломератами с прослоями песчаников (50 м) и вулканогенной пачкой, состоящей из андезитовых порфиров и их туфов (до 150 м).

Отложения шурабсайской свиты известны в районе Ташкескена и Чокадамбулака, где они образуют полосу полуовальной формы, которая обрамляет с севера Самгарский массив кварцевых порфиров кызылнуринской свиты.

Здесь разрез свиты, по данным В. Ф. Базиля, представлен конгломератами (40—50 м), андезитовыми порфирами (до 50—70 м), ленточными мергелями, туфопесчаниками и алевrolитами с *Ullmannia* (характерна для перми), *Cordaites angustiformis*, *S. insignis* (Radez). *S. Meuen* (до 200 м), туфобрекчиями кварцевых порфиров (25 м), фельзитовыми и сферолитовыми порфирами (250—270 м).

Верхняя часть свиты отсутствует. Общая мощность шурабсайской свиты здесь не превышает 550—600 м.

В бассейне р. Чадак отложения шурабсайской свиты слагают три небольших участка, из которых первый — оба борта р. Чадак, от устья Джулайсая — характерен наиболее полным разрезом.

Здесь в основании свиты, по данным Л. Г. Луниной, залегает осадочная пачка (более 100 м), сложенная туфоконгломератами и туфопесчаниками с прослоями плагиоклазовых порфиритов.

На ней лежит вулканогенная часть свиты (785 м), представленная туфами андезито-дацитового состава с прослоями андезитовых, андезито-дацитовых порфиритов и глинистого тонкоплитчатого известняка (0,3 м). Суммарная мощность свиты в этом разрезе около 807 м.

В бассейне р. Чадак шурабсайская свита залегает на отложениях минбулакской, а перекрывается условно выделенной здесь равашской.

В базальных слоях шурабсайской свиты Л. Г. Луниной, З. П. Артемовой, Б. В. Поярковым, Д. П. Ляшкевичем и В. Ф. Базилем в разное время собран комплекс растительных остатков, определенных Т. А. Сикстель и Л. И. Савицкой: *Calamostachys* sp., *Odontopteris* sp., *Neuropteris* sp., *Angaridium* cf. *potaninii* (Schmalh.) Zal., *An. ex gr. bardense* Zal., *Supaia* (?) sp., *Cordaicarpus* sp., *Hexagopocarpus* (?) sp.

Некоторые формы из этого списка затем переопределены Т. А. Сикстель. Так, в частности, вид *Anagaridium potaninii* (Schmalh.) определен как *Egmontopteris*. Из нижней части свиты Ю. М. Кузичкина и Е. М. Швецова выделили обширный комплекс спор, пыльцы, который, однако, самостоятельно не датировал вмещающие слои.

Равашская свита (уровень Б) на южном склоне Кураминского хребта распространена фрагментарно: в Западном Кармазаре она слагает несколько участков в междуречье Уткемсу — Кармазар и известна в бассейне р. Чадак. В этих районах равашская свита трансгрессивно перекрывает отложения шурабсайской, а сама с несогласием перекрывается кызылнурынской.

Наибольший интерес представляют выходы равашской свиты в бассейне Дрешсая, правого притока Кармазара.

Здесь в правом борту Башбулакская⁹, притока Дрешсая, чуть ниже ур. Сарытайпан, обнажается осадочное основание равашской свиты¹⁰, сложенное исключительно туфопесчаниками и туфоалевролитами. И те, и другие — тонко-, иногда микрослоистые, белые, местами розовые и очень редко темно-серые. В них нередки линзочки и конкреции крупнозернистых песчаников и мелкогалечных гравелитов. Конкреции иногда заполнены крупными зернами кварца. Мощность колеблется в пределах 60—80 м.

На осадочной пачке лежат кремовые и розовато-серые сферолитовые лавы и игнимбриты трахилипаритов (более 500 м).

Из осадочного основания свиты Б. И. Сигаловым, Ю. К. Ляшенко, Н. М. Лосевой, В. Я. Клипенштейном, В. А. Араповым, М. Кадыровым, В. Ф. Базилем и Т. А. Сикстель в разное время собран обширный комплекс растительных остатков¹¹: *Paracalamites* sp.^o, *Phyllothea* ex gr. *equisetitoides* Schmalh., *Ph. ex gr. longifolia* Sixt.^o, *Neuropteris* sp.^o, *Lagenostoma* ex gr. *oblonga* Kidston, *Vojnovskya sigalovii* Sixt., *Sphenobaiera* ex gr. *digitata* (Brongn.) Florin., *Cordaites principalis* (Gerrn.)

⁹ Сарыташсай — у В. А. Арапова (1971).

¹⁰ Геологи Таджикистана именуют «сферолитовой толщей»; другие исследователи — сарытайпанской свитой. Б. И. Сигалов и В. А. Арапов (1971) рассматривали эти отложения в составе шурабсайской свиты.

¹¹ Комплекс приведен в обобщенном виде, он не фигурирует ни в одной из опубликованных работ. Часть видов взята нами из монографии Т. А. Сикстель (1966), (отмеченные кружочками), остальные формы заимствованы из работ В. А. Арапова (1971) и отчета Т. А. Сикстель (1972 г.).

Gein.°, C. (Noeggerathiopsis) ex gr. aequalis (Goepf.) Zal., C. (N.) theodorii Tsch. et Zal. Crassinervia karamazarensis Sixt.°, Cr. tunguscana Schved., Nephropsis sigalovii. Sixt.°, N. integerrima (Schm.) Zal., N. cf. rotundata Neub., Samaropsis emarginata (Goepf. et Berg.) Kidst., S. karamazarensis Sixt.°, Rhabdocarpus sp.°, Walchia (?) sp.°, Pseudovoltzia liebeana (Gein.) Florin, Ginkgophyllum sp. (?). Dicranophyllum sp., Cordaitanthus (?) sp. (определения Т. А. Сикстель).

В этом же интервале разреза Л. П. Татаринев собрал коллекцию дискозаврисцид, представленных родами Discosauricus Kuhn. и Leptovergeton spinar. Эти формы известны из нижнего и среднего¹² красного лежня Зап. Европы. Л. П. Татаринев отметил значительную близость сарытайпанских дискозаврисцид к центрально-европейским и датировал вмещающие отложения нижними — средними горизонтами нижней перми.

Изучив сарытайпанскую флору, Т. А. Сикстель (1966) пришла к выводу, что она близка позднепермской флоре Кузбасса (отмечалось почти полное совпадение всех родов) и что сарытайпанская флора не имеет аналогов среди изученных флор Средней Азии. Отмечалось, кроме того, почти полное отсутствие в комплексе из Карамазара общих видов с Западной Европой.

Близость с позднепермской флорой Кузбасса (без детального сопоставления) устанавливалась по наличию кордаитов, войновскиеих и нефропсигов.

На основании анализа флоры из основания равашской свиты Карамазара Т. А. Сикстель пришла к выводу о ее артинском возрасте.

С. В. Мейен (1977 г.), определявший по нашим сборам флору из Сарытайпана (основание равашской свиты), также пришел к выводу о ее уникальности для Средней Азии.

В сарытайпанской флоре он обнаружил «совершенно достоверных представителей рода Rufflogia». Это, по его мнению, «весьма интересный факт, указывающий на установление связей с Ангаридой. По-видимому, связи с европейской частью Ангариды установились через Центральный Казахстан и Южное Приуралье». «В комплексе есть и другие растения (некоторые семена, Nephropsis), которые наводят на мысль о родстве с артинско-кунгурской (бардинской) флорой Среднего Приуралья». У палеоботаников вообще, и у С. В. Мейена, в частности, уже давно существовали предположения (по палинологическим данным Сиверцевой и Valme) о том, что приуральская флора распространяется далеко на юго-восток. С. В. Мейен считает, что джунгарская флора, описанная Сальменовой, также тяготеет к приуральской. Наша коллекция флоры из Сарытайпана была продемонстрирована С. В. Мейеном А. К. Щеголеву, который согласился с его предварительными выводами относительно эволюции карбоновых и пермских флор Средней Азии. Эти выводы сводятся к тому, что для карбона Средней Азии характерна нормальная еврамерийская флора, а для нижней перми — сначала пре-

¹² В современных схемах расчленения P₁ Зап. Европы (см. схемы Falke, 1964; Клеирега, 1966, для Саарского прогиба, или Weber'a 1955, Katzung'a 1972, Schwab'a, 1968, для Заальского прогиба и др.) среднего красного лежня нет. Зато он фигурирует в более старых схемах E. Weiss'a для Саарской впадины, в схемах Петрашека, 1944, Ксенжевича и Самсоновича, 1956, для Внутрисудетской впадины. Упомянутые авторы отождествляли со средним красным лежнем зону лебахской флоры, а с нижним — зону кузельской флоры. Верхний красный лежень флорами не был охарактеризован. По-видимому, Л. П. Татаринев пользовался схемой одного из перечисленных выше авторов, в которой средний красный лежень, помимо флоры, был охарактеризован еще и дискозаврисцидами.

обладание еврамерийского типа хвойных, а затем — проникновение приуральской флоры.

Это важнейший для реконструкции истории развития флоры Средней Азии в карбоновый и пермский периоды вывод еще нуждается, разумеется, в дополнительном подкреплении фактическими материалами путем сборов ископаемой флоры из всех известных ее местонахождений и, в первую очередь, из Сарытайпана.

С. В. Мейен, по сборам А. С. Масумова, определил отсюда следующие формы: *Phyllothea* sp., *Pursongia* sp., *Ruffloria* cf. *derzavini* (Neub.) S. Meyen, *R. recta* (Neub.), S. Meyen, *Cordaites* cf. *singularis* (Neub.) S. Meyen, *Crassinervia* sp., *Nephropsis rhomboidea* Neub.¹³, *Cardiocarpus* sp., *Cordaicarpus* sp., *Samaropsis* sp. nov.

По мнению С. В. Мейена, «ассоциация кордаитов и чешуй этого местонахождения очень напоминает то, что известно в кунгуре Среднего Приуралья. Однако надо иметь в виду, что, судя по материалам из Печорского Приуралья, эти кордаиты проходят и в нижнюю часть уфимского яруса (точнее — его аналогов)».

Здесь уместно более подробно остановиться на характеристике «бардинской» флоры.

По данным С. В. Мейена (1970), в Южном и Среднем Приуралье приблизительно с артинского века была распространена флора, которую вслед за М. Д. Залесским обычно называют «бардинской». Позднеартинская — кунгурская («бардинская», по М. Д. Залесскому) флора может быть охарактеризована следующим образом.

Основными ее компонентами являются хвойные (представители родов *Walchia*, *Ullmannia* и др.) кордаиты, в том числе *Ruffloria* с узкими дорзальными желобками, гинкгофиты, птеридоспермы и др.

По мнению С. В. Мейена, бардинская флора в высокой степени эндемична. Она несколько сближается с западно-европейской пермской флорой по значительному количеству хвойных в ее составе и присутствию гинкгофитов. С воркутинской флорой ее сближает присутствие руфлорий с узкими дорзальными желобками, а также — редких *Nephropsis* и некоторых общих видов семян. Бардинская флора существовала в условиях аридного климата, но тем не менее в ее составе найдены древесины без колец прироста.

Бардинская флора распространена в Среднем Приуралье по Барде, Сылве, Аю, Уфе и другим рекам. Далее к югу и юго-востоку флора бардинского типа прослеживается южнее Магнитогорска, на севере Актюбинской области, в районе Орска, на западном склоне Кокчетавского поднятия, в Тенгизской впадине, в Джезказганском районе, в Северо-Восточном Прибалхашье и в Юго-Западной Джунгарии (Мейен, 1970).

Территорию распространения бардинской флоры С. В. Мейен выделяет в самостоятельную Уральско-Казахстанскую интразональную область, которую по общему облику флоры, но особенно в связи с доказанным присутствием ангарских элементов, он включает в Ангарское царство. Предполагается, что на востоке эта провинция продолжается в Северный Казахстан.

Из вышесказанного видно, насколько важным для палеогеографических и особенно для палеофитогеографических выводов оказалось обнаружение ангарских флор в Кармазаре.

¹³ Этот вид, по мнению С. В. Мейена, включает *N. sigalovii* Sixt из этого же местонахождения; однако он не считает возможным выделять вид *N. sigalovii* в качестве самостоятельного.

На основании определений С. В. Мейеном палеофлоры из основания равашской свиты Сарытайлана, А. С. Масумов считает ее возраст кунгурским — раннеуфимским. Основание равашской свиты в Ташкескене, Башкуруке и в сае Безымянном представлено осадочными породами — конгломератами с прослоями сланцев, песчаников и алевролитов; в Тарыэкане, Замбараке, Бурачарсае и в Уткемсу — туффитами. Во всех перечисленных районах равашская свита залегает на различных горизонтах шурабсайской свиты.

Мощность осадочного основания свиты непостоянна: максимальная в Ташкескене — 160 м, минимальная в Бурачарсае — от 3 до 10 м.

Выше осадочных пачек залегают туфы, туфо- и лавобрекчии сферолитовых порфиров и фельзитов. Подобное двухчленное строение свиты характерно для всего описываемого района.

В бассейнах рек Кармазар и Уткемсу мощность равашской свиты, по данным И. М. Богомольного (1967 г.), не превышает 300 м; 500 м ее мощность достигает лишь в Ташкескене.

В верховьях Гавасая отложения равашской свиты залегают на гранодиоритах верхнего карбона и порфиридах минбулакской свиты. Здесь (стратиграфически снизу вверх) выделены: туфоконгломераты фиолетово-серые с угловатой и окатанной галькой различных эффузивов и красных микрогранитов (300 м); туфолавы липаритового порфира фиолетовые, сиреневато-серые и бурые, вверху — флюидалные (100 м); буровато-серый туф липаритового порфира (50 м); черный туфопесчаник (10 м).

Всего по разрезу — 460 м.

Кызылнурунскую свиту мы изучали в пределах Тавакского плато, в басс. рек Кармазара и Наугарзана, хотя она известна также в Ташкескене, в районе Бабайситена, Акшурана и Тамоши, в басс. рек Чадака и Гавы. Осадочные пачки основания кызылнурунской свиты перечисленных выше районов палеонтологически немы, если не считать обрывков растений неясного систематического происхождения в основании свиты басс. Майликотана (правый приток Наугарзана). В связи с этим мы не будем их детально описывать, так же, как и не будем останавливаться на строении вулканитов всех районов распространения кызылнурунской свиты. Эти данные содержатся в известных работах Н. П. Васильковского, З. П. Артемовой, И. М. Богомольного, Н. Н. Ткачева, Ю. А. Иванова, А. В. Перетрутова и многих других исследователей.

В пределах Тавакского плато в основании кызылнурунской свиты, по данным И. М. Богомольного и В. Я. Клипенштейна (1967 г.), залегает незначительная по мощности (12 м) осадочная пачка, сложенная гравелитами, песчаниками и алевролитами. Доминируют тонкоплитчатые зеленоватые гравелиты с галькой фельзит-порфиров и кварцевых порфиров. Суммарная мощность по разрезу 506 м.

Разрез кызылнурунской свиты известен в верховьях р. Майликотан, правого составляющего Наугарзансаю. Здесь в основании разреза четко выделяется осадочная пачка, залегающая на гранодиорит-порфирах гушсайского типа и сложенная переслаивающимися аргиллитами с линзочками мраморизованного известняка, алевролитами, известняками, туфоалевролитами, туфобрекчиями и туфами (50—60 м). В верхней части осадочного основания свиты наблюдается малиновая пачка чередующихся алевролитов с песчаниками, в которой содержатся обрывки флоры весьма плохой сохранности.

Ю. А. Ивановым и А. В. Перетрутовым в аргиллитах нижней части осадочной пачки найдена ископаемая флора, представленная, по опре-

делению Т. А. Сикстель, фрагментом листа с «сохранившимися дихотомизирующими жилками», побегами, корневищами и стеблями хвойных растений. Помимо макрофлоры в этом же интервале разреза Ю. М. Кузничкиной определена пыльца.

На осадочной пачке лежит толща (462 м), сложенная туфами, туфолавами, флюидалными лавами и игнимбритами кварцевых порфиров. Суммарная мощность по разрезу не более 520 м.

ПРИТАШКЕНТСКИЙ РАЙОН И ФЕРГАНСКАЯ ДОЛИНА

Наличие осадочно-вулканогенной толщи верхнего палеозоя под отложениями мезо-кайнозоя межгорных прогибов Приташкентского предгорного прогиба и западной части Ферганской депрессии установлено по данным глубокого бурения (Приташкентский район) и интерпретации геофизических аномалий.

Поля развития осадочно-вулканогенных пород верхнего палеозоя имеют относительно спокойные магнитные аномалии, интенсивность которых лишь незначительно (20—50 гамм) превышает уровень нормального поля. Гравитационное поле также слабо возмущено, а локально аномалии часто представлены минимумами.

В Приташкентском районе, по данным бурения, и геофизики, установлены две полосы развития осадочно-вулканогенных образований (Арапов, Ахмеджанов, Борисов и др., 1971). Первая протягивается в северо-западном направлении от Каржантау, где она слагает основание Келесского прогиба и Боганалинского поднятия. Верхнепалеозойские отложения выполняют также основание Верхнечирчикского прогиба.

Вторая полоса развития пород верхнего палеозоя прослеживается от юго-западной части Чаткальского хребта до г. Ташкента включительно.

Кроме того, наличие этих образований предполагается в фундаменте Джаусумкумского поднятия и в северной части Приташкентских Чулей.

От Чаткальского хребта в сторону хр. Каржантау в разрезе осадочно-вулканогенной толщи намечается увеличение терригенного материала, уменьшение вулканогенного и появление в ее основании типично морских образований в виде переслаивающихся глинистых сланцев, алевролитов, аргиллитов и известняков¹⁴. По-видимому, подобная слоистость пород, преимущественно песчаников, с известняками, пройдена скважинами 96 и 2-Р на юге Приташкентского района. Скважиной 4-Г вскрыты аргиллиты с прослоями песчаников.

В районе г. Ташкента (скв. IX Текстилькомбинат), г. Янги-Юля (скв. 2-Т) и к-за им. Свердлова (скв. X) вскрыта толща конгломератов, песчаников с прослоями туфопесчаников, туффитов. По петрографическому составу она весьма напоминает отложения шурабсайской свиты.

Скважиной X (к-з Свердлова) ниже каолинизированной коры выветривания (инт. 2620—2643 м) пройдена пачка чередующихся аркозовых, граувакковых и гравийных песчаников и алевролитов.

Скважиной 2-Т (Янгиюль) в интервале 1570—1645 м пройдены переслаивающиеся темно-серые граувакковые песчаники с туфопесчаниками андезитового порфирита.

¹⁴ Данные отложения могут быть и аналогами свиты Уя (серпуховский — нижне-башкирский). Прим. Ф. Б.

Граувакковый песчаник, среднезернистый, неотсортированный, гравийный (инт. 1595—1601). Порода сложена округлыми, реже неправильными по форме обломками стекла и кристаллов андезитовых и диабазовых порфиритов размером 0,1—0,5 (80%) и 0,5—1 мм. Большая часть (60%) породы состоит из обломков андезитовых порфиритов.

Скважиной 873 (Сарыагач) и около Келеса (инт. 2228—2281) пройдена кора выветривания, в шламе из которой имеются обломки граувакковых песчаников, что позволяет относить данные участки к площадям с выходами отложений среднего — верхнего карбона на погребенную поверхность палеозойского фундамента.

В пределах Ферганской депрессии осадочно-вулканогенные образования установлены только на основании геофизических данных. Они, вероятно, не распространяются далеко к востоку от Северо-Ферганского глубинного разлома (Борисов, 1970).

В пределах Гавасая обнажается только западная часть осадочно-вулканогенной депрессии, которая на востоке почти достигает бассейна р. Нарын. Небольшие поля развития осадочно-вулканогенных пород предполагаются в районе Восточно-Кокандской флексурно-разрывной линии (юго-восточное продолжение Кумбель-Арашанской зоны разломов), а также в полосе от Кармазарсая до Коканда, где предполагается наличие ряда крупных вулканических построек типа Самгарского палеовулкана.

ТАЛАССКИЙ АЛАТАУ

Верхнепалеозойские отложения известны только в бассейне р. Даубаба и представлены формацией щелочных базальтов, по составу и возрасту сходных с щелочными вулканитами хр. Каржантау (бассейны рек Бадам, Кызылата, Джузум, Уя).

Район сложен известняками нижнего карбона, образующими пологую синклиналичную структуру. В центральной ее части — эффузивные и пирокластические породы, залегающие с несогласием на известняках нижнего карбона. Площадь распространения этих пород 15×8 км. На них с разрывом лежат угленосные отложения юры.

По р. Даубаба разрез описан М. П. Орловой (1959), а позже изучен К. А. Абдурахмановым. По их данным, излившиеся породы образуют маломощные покровы, чередующиеся с горизонтами пирокластических пород. Разрез представляется в следующем виде (снизу вверх):

- 1) базальтовые и эпилейцитовые базальтовые порфириты, перемежающиеся с маломощными прослоями эпилейцитов (10—15 м);
- 2) литокластические туфы и туфобрекчии, чередующиеся с маломощными прослоями базальтовых порфиритов (40—50 м);
- 3) маломощный и не везде прослеживаемый горизонт базальтовых порфиритов мощностью 10—15 м;
- 4) горизонт лавовых брекчий, в которых наблюдаются крупные (30 см — 1,5 м) неокатанные обломки базальтовых порфиритов, эпилейцитов и эпилейцитовых базальтовых порфиритов в лавовом цементе (50—60 м);
- 5) микропорфировые эпилейцитовые базальтовые порфириты (10—15 м).

Общая мощность толщи 170—180 м. Она прорвана гипабиссальными гелами эпилейцитовых тефритов и серией даек.

Позже осадочно-вулканогенная толща была выделена в даубабинскую свиту и подразделена на две подсвиты (Геология СССР, т. XI, 1971). Нижняя содержит до семи покровов лав и туфов лейцитовых.

базальтов, тефритов, лейцитов, щелочных плагиоклазовых и ортоклазовых базальтов, причем в низах залегают меланократовые базальты, в средней части преобладают их ортоклазовые разновидности, выше сменяющиеся лейцитовыми базальтами (900—1000 м). Верхняя подсвита (около 500 м) начинается вулканомиктовыми конгломератами (6—7 м) с окатанной галькой щелочных базальтов, перекрытых тремя горизонтами вулканокластических пород (60—100 м); последние разделены двумя покровами латитовых порфиров (100—120 м) и трахиандезитовых порфиритов (60—70 м).

УГАМСКИЙ И ПСКЕМСКИЙ ХРЕБТЫ

В Угамском хребте осадочно-туфогенная верхнеугамская свита развита в верхней части бассейна р. Сайрам и в истоках рек Угам и Бадам, в ядре Верхнеугамской синклинали. По данным А. Д. Миклухо-Маклая, Н. Н. Подкопаева, А. С. Аделунга и др., разрез начинается конгломерато-брекчиями, состоящими из обломков нижнекаменноугольных известняков, реже песчаников, кварцитов девона и вулканогенных пород, которые с размывом залегают на известняках нижнебашкирского подъяруса или даже верхнего девона (150 м). Выше располагается толща переслаивающихся песчаников и известково-глинистых сланцев с прослоями глинистых известняков и конгломератов. Общая мощность колеблется от 1000 м на юге до 1600—1800 м на севере. Севернее Верхнеугамского массива от верховьев Ушкарсая до Сууксая и по р. Бадам развиты конгломераты, туфогенные песчаники или даже вулканогенные породы (Дженишкесай).

Возраст свиты условно по положению в разрезе принимается за верхнебашкирский. В ней встречены редкие и нехарактерные остатки брахиопод (известняки Каржайлау), фораминифер (известняки между речья Улучур-Кайнарбулак), губок (ороговикованные породы Ушкарсая) и растений (туфопесчаники Донгузсая). Найденные здесь фораминиферы характерны для нижнебашкирского подъяруса, но могут встречаться в серпуховском, верхней части башкирского и, реже — самых низах московского ярусов (Стратиграфия Узбекской ССР, том I, 1965).

По Испайсаю, в истоках Ихначсая и на правом берегу р. Чаткал сохранились небольшие участки, по-видимому, наземных конгломератов и песчаников мощностью до 100—150 м. О. М. Борисов предполагает, что возраст их позднемосковский или даже позднекарбонный.

СЕВЕРНАЯ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ И ВОСТОЧНАЯ ФЕРГАНА

Рассматриваемый район включает Нанайскую депрессию, горы Босбутау, Атойнакский хребет, Баубашатинский горный узел, Кугартскую долину, Ферганский хребет, а также прилегающие части Ферганской долины (бассейны рек Карадарья и Нарына).

Современные взгляды на стратиграфию верхнепалеозойских толщ сложились под влиянием работ Н. М. Сеницына, В. Н. Огнева, Н. В. Иванова, Н. П. Васильковского, В. И. Тихонова, А. Д. Миклухо-Маклая, Н. А. Аносовой, Ф. Р. Бенш, В. И. Кнауфа, Л. И. Турбина, Е. И. Зубцова, Г. С. Поршнякова и многих других.

Северная и Северо-Восточная Фергана. Верхнепалеозойские отложения развиты в основном в двух районах: 1) в пределах Нанайской депрессии и на обращенных к ней склонах горных сооружений Чаткаль-

ского и Атойнакского хребтов и Босбутау; 2) в Атойнакском хребте, междуречье Нарын—Майлису, горах Баубашата.

В первом районе полоса верхнепалеозойских отложений протягивается из бассейна р. Кассан вдоль юго-восточного склона Чаткальского хребта от р. Урюкты на западе до оз. Сарычелек на северо-востоке.

Разрезы верхнего палеозоя этих районов построены однотипно и отчетливо делятся на три части: 1) нижнюю, базальную, сложенную конгломератами, песчаниками, реже алевролитами и известняками; б) среднюю — карбонатную с подчиненными прослоями известковистых алевролитов, песчаников, аргиллитов и конгломератов и 3) верхнюю — конгломерато-песчаниковую с алевролитами на востоке (рис. 17).

Аналогичные образования слагают западную часть Босбутау, что дает основание предполагать их широкое развитие в фундаменте Нанайской депрессии (подтверждено двумя скважинами).

Переход морских отложений в континентальные осадочно-вулкано-генные наблюдается в бассейне р. Кассан, где появляются разрезы смешанного типа.

Разрезы сложены в основном отложениями нижней перми, но по р. Тост ее подстилает верхний карбон, а на южном склоне Босбутау обнажается терригенная толща верхнемосковского подъяруса. Наличие средне-верхнекаменноугольных отложений не исключено и в пределах Нанайской депрессии, где мощность верхнепалеозойского разреза, по материалам сейсморазведки, достигает 3000—4000 м.

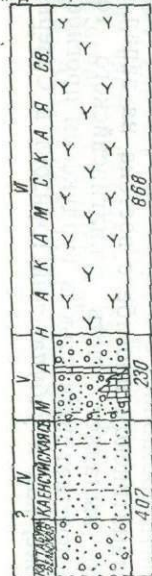
Во втором районе отложения верхнего палеозоя слагают значительные площади и представлены в основном отложениями московского яруса, в то время как отложения верхнего карбона и нижней перми слагают ядра Турдукского и Келематинского наложенных прогибов. Наиболее полные разрезы развиты в Келематинском прогибе, где установлены морские толщи нижне- и верхнемосковского подъярусов среднего карбона, касимовского яруса верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми, перекрытые континентальными образованиями более высоких горизонтов нижней перми.

В данной работе принята следующая последовательность свит: чаакская, акзовская, соуктюбинская, бекечалская, акташская, мамынская, улукская, келематинская и карасуйская. Расчленение верхнепалеозойских толщ Северной Ферганы (междуречье Чанач—Тост—Падшата и гор Босбутау) произведено Ф. Р. Бенш (1955, 1965, 1972), а Северо-Восточной Ферганы (северо-западные отроги Ферганского хребта) — Л. И. Турбиным (1960).

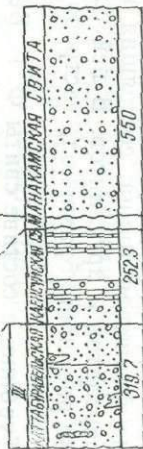
Чаакская свита развита только в Келематинском прогибе (южный склон Чаактау), залегает с размывом на породах среднего палеозоя, в том числе и нижнебашкирского подъяруса, и сложена в основании пачкой базальных конгломератов и гравелитов, выше которых лежат песчаники, глинистые и углисто-кремнистые сланцы, алевролиты, песчаные известняки. Наблюдаются прослой известняков, мергелей и туфов (320—1730 м). В прослоях известняков известны брахиоподы и раннемосковские фораминиферы, среди них — *Profusulinella prisca* (Depr.) и *Aljutovella aljutovica* Raus.

Акзовская свита лежит на породах чаакской с размывом, а в бортовых частях Келематинского прогиба — и на отложениях силура. Разрез сложен красноцветными конгломератами и гравелитами с прослоями песчаников, алевролитов, мергелей и известняков в верхней части (от 0 до 1200 м). Породы содержат довольно обильную фауну

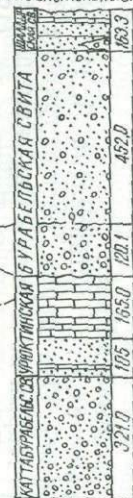
Басс. р. Краенсу
В.Ф.Храмов и др. (1963, 1964)
М.Д.Тесь, Г.Н.Силткевич и др. (1974)



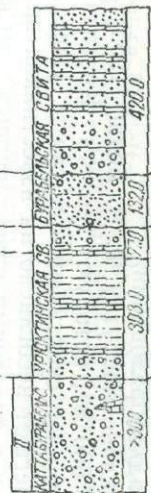
Катта-Буробель
Ф.Р.Бенш (1976)



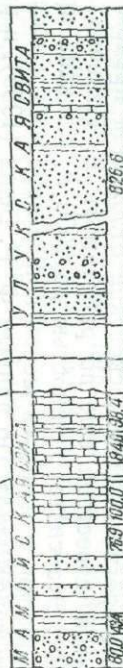
Басс. р. Бурасой
Т.А.Сикстель, Ю.В.Станкевич и др.
(1972, 1975)



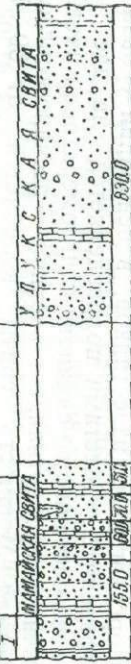
Басс. р. Урюкты
Т.А.Сикстель, Ю.В.Станкевич и др.
(1972, 1975)



Басс. р. Чанач
Ф.Р.Бенш (1955)



Басс. р. Тозит
Т.А.Сикстель, Ю.В.Станкевич
и др. (1975)



Басс. р. Подшагага
Ф.Р.Бенш (1976)

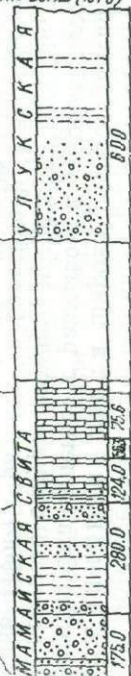


Рис. 7. Схема сопоставления стратиграфических разрезов верхнего палеозоя Северной Ферганы (по Ф. Р. Бенш, 1976 г.). М-б. 1:10000:
I—зона *Pseudofusulina ferganensis*, II—*Occidentoschwagerina alpina*, III—*Schwagerina moelleri* *Pseudofusulina fecunda*, IV—*Schwagerina glomerata*, V—*Ro-*
bustoschwagerina schellwieni, VI—*Pseudofusulina vulgaris*—*Cuniculifnefta naryntca*,
Условные обозначения см. на рис. 4.

фузулинид нижнего подъяруса московского яруса (*Profusulinella ex gr. prisca* (Depr.), *Aljutovella* sp., *Eofusulina ex gr. triangula* Raus. et Bel.).

Суоктубинская свита широко распространена в Келематинском прогибе. Она залегает с разрывом и угловым несогласием на отложениях верхнего силура, нижнего и среднего карбона. По данным Л. И. Турбина (1960), развита в бассейне р. Майлису, междуречье Бекечал-Караколь, на право- и левобережье р. Нарын.

Сложена преимущественно песчаниками и алевролитами, содержащими прослой органогенных известняков; в основании — базальные конгломераты и гравелиты. Местами подразделяется на две части. Нижняя известняково-песчаниково-сланцево-конгломератовая часть разреза преимущественно сероцветная, а верхняя — песчано-конгломератовая — красноцветная. Мощность свиты колеблется от 50—70 до 1700—1800 м. Среди фузулинид встречаются: *Fusulina elegans* Raus. et Bel., *Fusulinella bocki* (Moell.), *F. ex gr. helenae* Raus., указывающие на шункмазарский горизонт московского яруса среднего карбона

В Турдукском прогибе верхнемосковские отложения представлены одноименной свитой, известной еще по работам Н. В. Иванова (1937; Огнев и др., 1940). Эта свита, мощностью до 2000 м, сложена преимущественно песчаниками, в меньшей мере — конгломератами и алевролитами с прослоями известняков. По данным Ф. Р. Бенш (1955), в разрезе р. Манубалды нижняя часть свиты содержит остатки фораминифер актерекского, а верхняя часть — шункмазарского горизонтов. Отсутствие актерекского горизонта в других районах Северо-Восточной Ферганы Л. И. Турбин (1960) связывает с проявлением одной из главных в районе фаз складкообразования.

На южном склоне Босбутау Ф. Р. Бенш (1955) выделена ренжитская свита (500—600 м), которую геологи Киргизии рассматривают как возрастной аналог суоктубинской свиты. Известняковые конгломераты здесь залегают несогласно на известняках визе. Выше располагаются известняки с прослоями известняковых конгломератов, а в верхах разреза — песчаники и сланцы с прослоями конгломератов и известняков.

Внизу, наряду с фузулинидами шункмазарского горизонта (*Fusulinella schwagerinoides* Depr., *Hemifusulina bocki* Moell.), встречаются актерекские (*Fusulina aspera* Chern, и др.) формы. Вверху весь комплекс фузулинид типично шункмазарский (*Fusulinella schwagerinoides* Depr., *Fusulina ex gr. quasifusulinoides* Raus.).

Бекечалская свита установлена Л. И. Турбиным (1960) в Келематинском прогибе. Она широко распространена на право- и особенно левобережье р. Нарын по долинам Сарыкамыш, Аксай, Сарыбель, Бекечал, Абдый и др. По данным Г. С. Бискэ и др. (1971), для свиты характерны серая окраска, почти полное отсутствие карбонатных пород и большой процент конгломератов и гравелитов в нижней части разреза. В целом, это — типично флишевая толща, состоящая из переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. В ней содержатся плохо сохранившиеся остатки растений, брахиопод, гастропод и двустворок, реже фузулинид.

По сборам Л. И. Турбина, в составе свиты Ф. Р. Бенш и Н. А. Аносова установили джилгинсайский и учбулакский горизонты верхнего карбона. Мощность свиты составляет 500—1700 м, залегает согласно на суоктубинской. В Келематинском прогибе с востока на запад сначала из разреза постепенно выпадает часть джилгинсайского горизонта (р. Нарын), затем он исчезает полностью в Турдукском прогибе (р. Карасу Западная) так же, как и учбулакский горизонт в Северной Фер-

гане (р. Чанач и др.). Мощность верхнего карбона меняется от центра Келематинского прогиба (2000—3000 м) и его периферии (до 1000 м).

Акташская свита распространена в центральной части Келематинского прогиба, где залегает с видимым согласием на бекечальской и складается алевролитами, песчаниками, известняками, углистыми сланцами с линзами угля, известняковых конгломератов. Содержащийся в породах свиты комплекс фузулинид также соответствует джилгинсайскому и учбулакскому горизонтам. Максимальная мощность свиты, по Л. И. Турбину, 350 м, по Г. С. Бискэ и др. — 500 м.

По Л. И. Турбину (1960), бекечальская и акташская свиты залегают последовательно и в то же время замещают друг друга по простиранию. Новые исследования Г. С. Бискэ и др. подтвердили невыдержанность по простиранию литологического состава пород верхнего карбона и трудности разделения в отдельных разрезах бекечальской и акташской свит по литологическим признакам. Палеонтологические данные также свидетельствуют об искусственности такого расчленения. В составе верхнего карбона Келематинского прогиба установлены зоны *Protriticites pseudomontiparus* — *Obsoletes obsoletus*, *Montiparus montiparus* и *Triticites arcticus* — *T. acutus*, указывающие на развитие здесь касимовского яруса в полном объеме.

В пределах Турдукского прогиба бекечальской и акташской свитам отвечает цимисбельская свита Ф. Р. Бенш (1955), которая в бассейне р. Карасу Западная в нижней части образована конгломератами с подчиненными им песчаниками, реже известняками (более 1000 м), а в верхней — конгломератами, песчаниками и известняками (около 650 м). В верхней части свиты содержатся фузулиниды верхней зоны учбулакского горизонта *Triticites asiaticus* Bensch., *T. ex gr. secalicus* Say, *T. schiensis* M.—Macl., *Rugosofusulina cylindrica* Sosn.).

Мамайская свита выделена на юго-восточном склоне Чаткальского хребта и в горах Босбутау. Свита с угловым и азимутальным несогласием залегает на красноцветных песчаниках девона (р. Чанач), известняках нижнего (р. Тост и отдельные пункты южного склона Босбутау) и алевролитах среднего карбона (р. Ренжит). В основании ее лежат разногалечные конгломераты мощностью от 30 до 180 м. Стратиграфически выше находятся чаначские слои (300—430 м), сложенные в нижней части песчаниками, алевролитами с прослоями детритовых известняков (150—264 м), в верхней — темно-серыми слоистыми известняками, среди которых отмечаются детритусовые, детритусово-шламовые и биоморфные разности (65—95 м). В чаначских слоях Босбутау Ф. Р. Бенш (1962) изучен комплекс фузулинид нижней зоны керкидонского горизонта (ассельский ярус), содержащий, наряду с характерными для данной зоны *Occidentoschwagerina chatcalica* Bensch., *Pseudofusulinoides pusillus* (Schellw.) и др., более древние формы фузулинид, представленные тритицитами, даиксинами и ругозофузулинами.

В последние годы в разрезе р. Падшаата группой Т. А. Сикстель, а затем и Ф. Р. Бенш над базальными слоями свиты, но ниже зоны *Occidentoschwagerina alpina* установлены фузулиниды дастарского горизонта или гжельского яруса верхнего карбона (*Triticites vulgaris* M.—Macl., *Rugosofusulina procera* Bensch., *R. praevia orientalis* Bensch.), и др., свидетельствующие о возрастном скольжении подошвы мамынской свиты и о медленном продвижении новой трансгрессии, начало которой, по-видимому, следует относить не к ассельскому, а к гжельскому веку.

Нижняя часть чаначских слоев сформировалась в прибрежно-морской и отчасти континентальной обстановке. Это подчеркивается, по мнению Т. А. Сикстель, невыдержанностью ее состава по простира-

нию, латеральным замещением мелкозернистых песчаников и алевролитов (долина р. Чанач) грубозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами (правобережье р. Падшаата). По правому борту долины р. Чанач зернистость пород уменьшается.

В нижней половине чаначских слоев долины р. Чанач Т. А. Сикстель определила следующий комплекс растительных остатков: *Sphenophyllum* sp., *Calamites* sp., *Paracalamites* sp., *Asterotheca arborescens* (Schloth.) Zeill., *Pecopteris* sp., *Odontopteris* sp., *Cordaites* ex gr. *principalis* (Germ.) Gein., *Lebachia* ex gr. *piniformis* (Schloth.) Florin, который, по ее мнению (1960—1970 гг.), может датировать нижнюю половину чаначских слоев поздним карбоном — ранней пермью.

Верхняя половина чаначских слоев образовалась в условиях морских обстановок. Об этом говорят как многочисленные остатки морских беспозвоночных, так и литологический состав пород (наличие мелкозернистых песчаников, характерных для береговой зоны, тонкоотмученных алевролитов, мергелей с многочисленными прослоями известняков).

Согласно на чаначских слоях залегают унгуртауские слои (до 350 м), сложенные тонко- и мелкозернистыми известняками с подчиненными прослоями детритовых, детритово-шламовых, детритово-сугликовых, биоморфных и глинистых известняков. В этих прослоях сосредоточена фауна фузулинид, позволившая Ф. Р. Бенш (1972) установить здесь среднюю зону ассельского яруса.

Наиболее характерны *Schwagerina shamovi* Scherb., *Pseudoschwagerina uddeni* Beede et Kn., *Pseudofusulina pseudopointeli* Raus., *Ps. fecunda asiatica* Bensch, *Ps. globoides* Bensch.

В Северо-Восточной Фергане керкидонский горизонт известен только в одном пункте — в долине Рязансая, на правобережье р. Нарын. Здесь в известняках, ограниченных тектоническими контактами, установлены *Occidentoschwagerina* ex gr., *fusulinoides* (Schellw.), *Schwagerina* ex gr. *moelleri* Raus., *Schw. glomerata* Schwag., *Pseudoschwagerina* cf. *uddeni* Beede et Kn. и другие формы (Турбин, 1960).

Улукская свита широко распространена в Босбутау, в междуречье рек Чанач—Падшаата. Залегает с размывом, но без видимого несогласия на различных уровнях мамынской свиты. Достаточно длительный преулукский размыв фиксируется в разрезах отчетливо. Свита образована мощной толщей (около 1000 м) терригенных пород, среди которых преобладают песчаники, реже встречаются алевролиты, алевропелиты и конгломераты. В основании ее по р. Тост и в отдельных пунктах южного склона Босбутау (сай Кызылалма) отмечены базальные конгломераты. По рекам Чанач и Тост в составе свиты преобладают песчаники и конгломераты; алевролиты и глинистые сланцы встречаются в подчиненном количестве. В южном направлении размерность обломочного материала уменьшается. На северном склоне Босбутау свита сложена преимущественно песчаниками, а на южном — в равной мере песчаниками и алевролитами; конгломераты здесь отсутствуют. Органические остатки встречаются редко. В песчаниках южного склона Босбутау, по Мазарколсаю, в 1955 г. Ф. Р. Бенш найдены крупные спорносые шишки *Sigillariostrobus* ex gr. *tieghemii* Zeill. Позже, в 1972 г. Т. А. Сикстель здесь установила *Walchia* sp., *Sigillaria* sp., *Calamites gigas* Brongn., *Sphenopteridium* sp., *Cordaites* sp. Из этой же части разреза С. В. Мейен, по сборам А. С. Масумова, определил *Calamites* с узкими ребрами (узлы не сохранились), *Walchia hypnoides* Brongn., *Cardiocarpus* sp. Вид *Walchia hypnoides* Br. известен из C_3 — P_1 , но более характерен для P_1 .

Фузулиниды, мшанки и брахиоподы приурочены к редким прослоям обломочных, детритовых и песчаных известняков. Среди фузулинид много форм, переотложенных из подстилающей мамыской свиты. Непереотложенными являются *Pseudofusulina ex gr. confusa* Raus., *Ps. celebrata* Bensch., *Ps. parapulchra* Bensch., *Ps. callosa* Raus., *Ps. irregularissima effusa* Bensch. *Monodiexodina ferganica* M. — Macl., *Cuniculinella parugnica* Bensch. и многие другие. Псевдофузулины позволяют Ф. Р. Бенш (1972) сопоставлять улукскую свиту с верхней половиной сакмарского яруса. Улукская свита еще в 1958 г. признана стратотипом одноименного горизонта региональной схемы.

В более восточных районах Северной Ферганы разновозрастные отложения не установлены.

Келематинская свита широко распространена в Северо-Восточной Фергане, в пределах одноименного прогиба, где залегает с глубоким размывом и угловым несогласием на разных горизонтах силура, девона и карбона. Несогласное залегание свиты на известняках нижней перми (ассельский ярус) наблюдали В. И. Попов и Ф. Р. Бенш на правом берегу Рязансыя. Келематинская свита имеет наземное происхождение. В ее составе Ю. В. Станкевич установил осадки опресненных лагун, озер, периодически заносившихся грубообломочным материалом, и аллювиальных подгорных равнин (Бенш и др., 1972). Свита сложена преимущественно красноцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, среди которых встречаются кислые туфы и лавы мощностью 12—30 м, а также прослои мергелей и известняков. В алевролитах имеются отпечатки трещин усыхания и капель дождя, песчаники нередко косослоистые. Мощность свиты колеблется в широких пределах — от 300—400 до 1000 и даже 1500 м. Органические остатки в отложениях свиты почти не известны. Исключением является случай, когда Т. А. Сикстель нашла в осипи отпечаток лапы земноводного, принадлежащего, по заключению Л. П. Татарина, ящерообразному пресмыкающемуся лацертоидного типа (примитивные диопсиды). Подобные следы характерны для нижней перми Франции.

Послесакмарский (надулукский) возраст свиты установлен Ф. Р. Бенш (Бенш и др., 1972), определившей в гальке конгломератов келематинской свиты по р. Каракол характерные для улукского горизонта формы фузулинид (*Pseudofusulina irregularissima effusa* Bensch., *Cuniculinella parugnica* Bensch.).

На келематинской свите согласно и с постепенным переходом лежит карасуйская свита (более 300 м), сложенная табачно-зелеными, серыми, черными и коричневыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками с прослоями известняков, пепловых туфов, туффитов, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты в среднем 200—300 м. Карасуйская свита могла образоваться в мелких озерах с повышенной минерализацией воды, в поймах и руслах небольших рек (Бенш и др., 1972). Из карасуйской свиты известны остатки растений.

В комплексе, собранном Т. А. Сикстель, содержатся *Phyllothesa equisetitoides* Schmalh., *Sphenophyllum thonii* var. *minor* Sterz., *Psygmo-phyllum cuneifolium* (Kut.) Schimp., *Ullmannia* sp., *Pseudovoltzia* sp., *Dzungariostrobis* sp., известные преимущественно из верхнепермских отложений Северного Китая, Кузбасса, Тунгусского бассейна и Казахстана.

Флора найдена в нижней пачке карасуйской свиты мощностью до 130 м, сложенной зеленовато-серыми песчаниками, желтыми мергелями и кремненными известняками.

А. С. Масумов условно датирует карасуйскую свиту артинско-кунгурским веком, считая, что позднепермский возраст, который ей придала Т. А. Сикстель, малообоснован. По положению в разрезе и по аналогии с другими районами Тянь-Шаня А. С. Масумов относит келематинскую свиту (предположительно, до получения новых данных) к артинскому ярусу.

На основании выше приведенного комплекса Т. А. Сикстель пришла к выводу о синхронности карасуйской и тулейканской флор (Южная Фергана).

Восточная Фергана. Отложения верхнего палеозоя слагают довольно обширные поля в бассейнах рек Кугарт, Яссы, Каракульджа, правобережье р. Тар и, вероятно, основание Узгенской впадины. Разрез представлен мощными терригенными толщами, в которых, за исключением редкой микрофауны, органические остатки отсутствуют. До середины 40-х годов эта толща относилась к силуру и нижнему палеозою.

Отложения среднего карбона, по Н. В. Иванову и М. П. Горюновой, развиты в бассейне р. Кугарт (реки Урумбаш, Кызылсу, Караалма, Кугарт) и в горах Суганды. В первом районе средний карбон не отчленен от верхнего. Он, по-видимому, представлен только верхне-московским подъярусом, доказанным находками *Fusulinella cf. colapiae* Lee et Chen, *Protriticites* sp. Мощность среднего карбона ориентировочно составляет 1500—2000 м. В его строении участвуют песчаники, алевролиты, сланцы, прослой известняков. Мощность верхнего карбона достигает 2400 м. Это в основном чередующиеся глинисто-серицитовые и алевролитовые сланцы, полимиктовые и известковистые песчаники. Встречаются прослой обломочных песчаных известняков с микрофауной. В сборах В. И. Тихонова (1948), Г. Д. Киреевой из нижней части верхнего карбона (500—700 м) определены *Fusulinella cf. bocki* Moell., *Protriticites ovatus* Putrja, *Obsoletes cf. obsoletus* (Schellw.), указывающие на джилгинсайский горизонт, а из верхней — *Montiparus cf. montiparus* (Ehr. em Moell.), *Triticites cf. milleri* Thomps., *T. ex gr. irregularis* (Schellw. et Staff), характеризующие учебулакский горизонт. Надо думать, что здесь представлен полный разрез касимовского яруса. Возможно, имеются и более высокие горизонты карбона, относящиеся к гжельскому ярусу. В междуречье Киненбель — Куровес. А. Д. Миклухо-Маклай и Н. А. Аносова определили тритициты, псевдофузулины и квазифузулины верхней части карбона и низов перми (Бельговский и Эктова, 1972).

По данным Г. Л. Бельговского и Л. А. Эктовой, в пределах гор Суганды на отложениях нижнебашкирского подъяруса с небольшим несогласием залегают толща (до 600 м) переслаивающихся песчаников, гравелитов и алевролитов с фораминиферами нижнемосковского подъяруса. С несогласием и разрывом эту толщу перекрывают песчаники и алевролиты с прослоями гравелитов и линзами известняков (до 600 м) с фауной верхнемосковского подъяруса.

В бассейнах рек Яссы и Каракульджа в 1959 г. Н. В. Иванов и М. П. Горюнова к нижней перми отнесли тургайтюбинскую, балыкскую и капчигайскую свиты В. И. Тихонова (1948) (рис. 8). Указывалось несогласное залегание тургайтюбинской свиты на нижнем карбоне. Мощность ее определялась 2000—2500 м.

Х. Ш. Шамакшудов, Ф. Р. Бенш и И. С. Агишев, работая на данной территории в 1964 г., наблюдали лишь тектонические контакты тургайтюбинской свиты с подстилающими толщами. В изученной ими верхней части (100—350 м) выделено два комплекса фузулинид, из которых нижний, по-видимому, указывает на верхний карбон, а верх-

ний — на нижнюю пермь. Оба комплекса содержат большое количество переотложенных форм, известных из более древних средне- и верхнекаменноугольных отложений. Верхний карбон определяют *Protriticites* aff. *pseudomontiparus* Putrja, *Triticites* ex gr. *arcticus* Schellw., *T.* ex gr. *secalicus* Say, *T. asiaticus* Bensch, *Rugosofusulina* sp., встреченные в виде единичных экземпляров в низах обнаженных участков свиты (басс. р. Таксанкампыр). Для пермской части свиты характерны *Daixina postgallowayi* Bensch, *D. bosbytauensis* Bensch, *Rugosofusulina bimorpha* Bensch, *Pseudofusulina* ex gr. *gregaria* Lee, *Ps. paraanderssoni* Raus., *Ps. fecunda asiatica* Bensch (р. Каракульджа у сел. Тенес, р. Яссы выше устья Зиндансу). Тургайтюбинская свита представлена толщей темных аргилитов, переслаивающихся с песчаниками, среди которых иногда присутствуют известковистые разности, а также прослои песчаных и обломочных известняков. Вышележащая балыкская свита состоит преимущественно из песчаников. По р. Каракульджа Х. Ш. Шамаксуров и И. С. Агишев выделяют в ней три части (ритмы). Нижняя сложена серыми обломочными и песчаными известняками, алевролитами и тонкослоистыми песчаниками. Мощность (бассейн р. Каракульджа) не более 70 м; средняя представлена алевролитами и песчаниками, которые преобладают в разрезе, мощность около 800 м; верхняя часть свиты состоит из песчаников, алевролитов и редких прослоев песчаников и обломочных известняков. Мощность 150 м. Суммарная мощность балыкской свиты по р. Каракульджа превышает 1000 м.

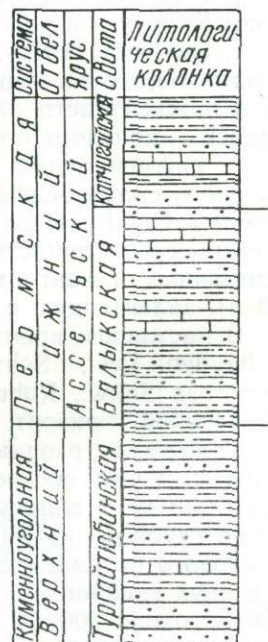


Рис. 8. Стратиграфический разрез верхнекаменноугольных-нижнепермских отложений бассейнов рек Яссы—Каракульджа (Восточная Фергана) (по данным Н. В. Иванова, М. П. Горюновой, Н. А. Аносовой, Ф. Р. Бенш), условные обозначения см. на рис. 4.

Фузулиниды, отобранные из разных уровней балыкской свиты, называют на ассельский ярус, точнее на зону *Schwagerina moelleri*, *Pseudofusulina fecunda*. Здесь наряду с довольно разнообразными трицититами найдены *Daixina bosbytauensis* Bensch, *D. cf. postgallowayi* Bensch, *Rugosofusulina aktjubensis mutabilis* Bensch, *R. paracomplacata* Bensch, *Pseudofusulina fecunda asiatica* Bensch, *Ps. aff. portentosa* Sham. и др.

Стратиграфически выше залегает капчигайская свита, сложенная чередующимися темно-серыми тонкослоистыми глинисто-алевролитовыми сланцами и сероцветными песчаниками с редкими прослоями обломочных известняков. Мощность свиты достигает 2000 м.

Различаются два ритма. Нижний начинается грубослоистыми песчаниками, выше которых следуют алевролиты с прослоями песчаников, а затем — чередующиеся алевролиты, песчаники и обломочные известняки (мощность ритма 720 м). В основании верхнего ритма развиты травелиты и грубозернистые песчаники, в средней части — песчаники и алевролиты с преобладанием последних, в верхней — алевролиты с подчиненными песчаниками и очень редкими прослоями обломочных известняков (мощность ритма 1150 м). В обломочных известняках много переотложенных фузулинид, но все же присутствующие в известняках

нижнего ритма единичные *Pseudofusulina postcallosa* Bensch, *Ps. aff. chihhsiaensis* Lee, *Ps. ex gr. sulcata* Korzh. позволяют предполагать верхнюю зону ассельского яруса. К сакмарскому ярусу условно, по положению в разрезе, могут быть отнесены отложения верхнего ритма капчигайской свиты.

Капчигайская свита, очевидно, прослеживается и на левобережье р. Тар в нижней части северного склона горы Чаканташ, где из-за резкого преобладания переотложенных форм фузулинид до сих пор картировалась под индексом C_{2+3} .

К нижнему отделу пермской системы (ассельский ярус) следует отнести на водоразделе рек Каракульджа — Тар, по Тасрыксаю, Карабелю, Кулуну и в районе оз. Кулун, по данным Г. Л. Бельговского и Л. А. Эктовой (1972), толщу серицитовых сланцев и мелкозернистых песчаников, тонко переслаивающихся между собой, которым подчинены в нижней части разреза прослой известняков и алевролитов, а в верхней — конгломератов. Мощность этих отложений более 2250 м.

К нижней перми также относится терригенно-карбонатная толща северного склона Сийдамского хребта (бассейн р. Алайку). По р. Карагаты к C_3 — P_1 А. В. Яговкин и В. Л. Клишевич отнесли толщу серых и темно-серых глинистых сланцев и алевролитов с прослоями и линзами обломочных и конгломератовидных известняков (общая мощность до 300 м), залегающую с несогласием на мощных известняках девона.

В настоящее время Ф. Р. Бенш отсюда определила *Pseudofusulina cf. haydeni* Lev., *Schwagerina ex gr. orientale* Hanz., *Schwagerina glomerosa* Schw., *Robustoschwagerina* sp., которые указывают на дангибулакский горизонт, т. е. нижнюю зону сакмарского яруса.

Отложения, сходные с верхнекаменноугольными и нижнепермскими, вскрыты двумя скважинами в Нанайской депрессии и несколькими десятками на Майлисуйской и Андижанской нефтегазоносных площадях на глубинах от 1500 до 2500 м под отложениями юрского или нижнемелового возраста. Возраст этих отложений датирован фауной только в двух скважинах. В районе Майлису примерно десять скважин на глубине около 2000 м вскрыли терригенные породы — песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями темных сланцев и серых известняков. В обломках известняка З. С. Румянцева определила фораминиферы среднего и среднего — верхнего карбона (Хаимов, 1967). В Юго-Восточной Фергане на площади Шуркакыр на глубине 1300—1452 м пройдена толща переслаивающихся глинистых и известковистых алевролитов с прослоями алевролитистых известняков, содержащих обрывки стенок кериотечных фузулинид и мелкие фораминиферы ассельского, по мнению Ф. Р. Бенш, облика (Арипов, Ахмеджанов и др., 1971).

ВОСТОЧНОЕ ПРИСОНКУЛЬЕ

Здесь к нижнему отделу пермской системы мы относим осадочно-вулканогенную толщу, обнажающуюся по обеим сторонам долины р. Караункурт (междуречье р. Ичкесу — Терек), южнее поселка того же названия. Эта толща названа коксайской свитой (P_{1kk}), она расположена в тектоническом блоке, ограниченном с юга Сонкульским региональным разломом и более мелкими нарушениями — с других сторон (рис. 9).

Нормальные стратиграфические контакты коксайской свиты с подстилающими и покрывающими образованиями в долине р. Караункурт неизвестны. По северной границе полосы распространения в этом районе коксайская свита по тектоническим контактам соприкасается,

по-видимому, с ичкесуйской, бучукской (р. Оробаши) и сарыйрыйской (р. Чон-Сарыйры) свитами нижнего карбона. Для Торсу-Ичкесуйского района Л. Н. Орлов, Б. А. Асаналиев и др. (1967 г.) в качестве подстилающих коксайскую свиту образований устанавливают мраморы и мраморизованные известняки, принадлежащие сарыйрыйской свите С₁.

Коксайская свита в описываемом районе начинается базальной частью, сложенной песчаниками и конгломератами с прослоями андези-

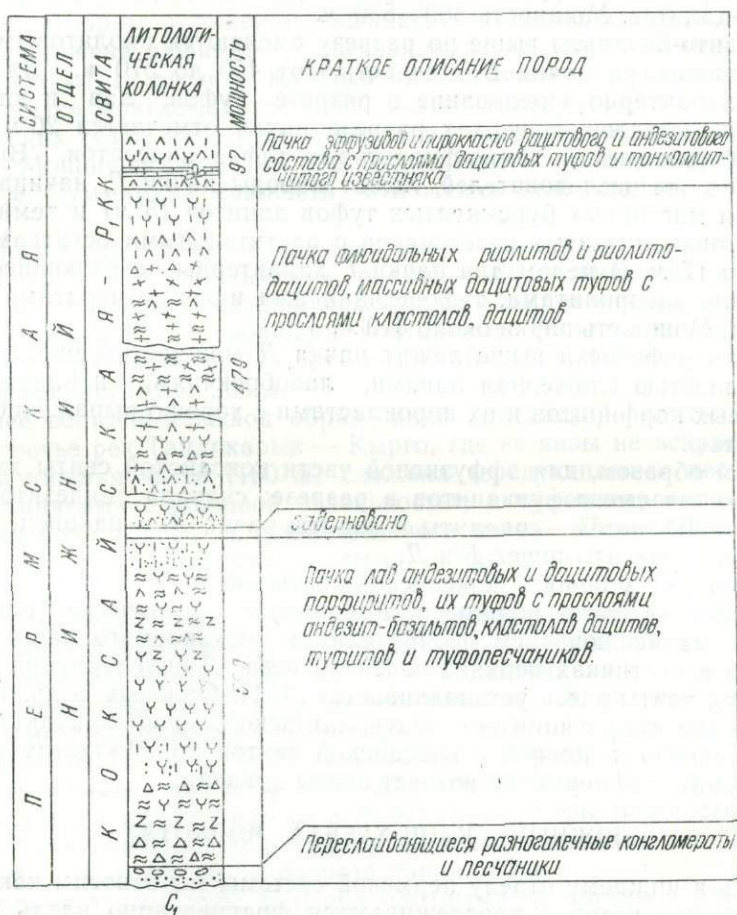


Рис. 9. Стратиграфический разрез отложений коксайской свиты по правому борту р. Караункурт (Восточное Присонкулье), по данным Л. Н. Орлова, Б. А. Асаналиева. М-б 1:600. Усл. обозн. см. на рис. 4.

товых порфиритов. Доминируют песчаники, мелко- и среднезернистые, состоящие из зерен кварца и полевых шпатов, среднеслоистые, с толщиной прослоев от 20—30 до 50—60 см; встречаются листоватые среднезернистые их разности. Песчаники, доминирующие в разрезе, окрашены в малиновые, розовые и шоколадные тона. Эти же цвета характерны для базальной части свиты в целом. Конгломераты, встречающиеся в разрезе довольно редко, разногалечные; состав их обломков следующий: полимиктовые песчаники, кремни разных расцветок, липаритовые порфиры, различные гранитоиды и криноидные известняки. Цемент песчанико-

вый. В разрезе отмечаются редкие прослои темно-серых плитчатых алевролитов.

Базальные слои коксайской свиты в долине р. Караункурт названы нами малиновой пачкой. Л. Н. Орлов, Б. А. Асаналиев и др. (1967 г.) выделяют эту часть разреза в пачку *А*, мощностью до 280 м. Стратиграфически выше, по данным этих исследователей, лежит пачка *Б*, сложенная буро-фиолетовыми палеотипными андезито-базальтами и их туфами с прослоями буро-фиолетовых и бурых кластолав, дацитов и лав андезито-дацитов. Мощность 500—530 м.

Андезито-базальты выше по разрезу сменяются риолитовыми дацитами и риолитами пачки *В* мощностью от 450 до 570 м. Для пачки в целом характерно чередование в разрезе туфов, лав и кластолав дацитов и риолитов. В верхах разреза пачки отмечается 20-метровый прослой буро-серых и темно-фиолетовых туфов андезитов. Выше, по данным тех же исследователей, лежат породы пачки *Г*, начинающейся прослоями массивных буро-желтых туфов дацитов (5 м) и темно-серых и серых тонкоплитчатых известняков с растительными остатками мощностью до 17 м. В целом для пачки *Г* характерны чередующиеся с известняками, алевролитами, туфопесчаниками и конгломератами дациты и их туфы. Мощность пачки около 310 м.

Стратиграфически выше лежит пачка *Д* мощностью около 150 м, почти полностью сложенная лавами, лавобрекчиями и кластолавами андезитовых порфиритов и их пирокластами с хорошо выраженной флюидальностью.

Таким образом, для эффузивной части коксайской свиты характерна следующая смена вулканитов в разрезе: сначала андезито-дациты (или пачка *Б*), затем — риолиты и дациты пачки *В*, и наконец, венчающие разрез андезиты пачек *Г* и *Д*.

Суммарная мощность коксайской свиты около 1810 м.

Коксайская свита долины р. Караункурт органические остатки не содержит, за исключением неопределимого ископаемого растительного детрита в известняках верхней части разреза. Раннепермский возраст коксайской свиты здесь устанавливается Л. Н. Орловым и др. (1967 г.) на основании корреляции ее с ашукольторской осадочно-вулканогенной свитой¹⁵, свитой келемчи¹⁶ и коксайской свитой хр. Молдотау (бассейн р. Колькани), где пермский возраст свиты доказан.

ЮЖНЫЙ СКЛОН ХРЕБТА МОЛДОТАУ

Здесь к нижнему отделу пермской системы мы относим коксайскую свиту, выходы которой прослеживаются фрагментарно вдоль широко ориентированной полосы от долины р. Кашкасу на западе до системы рек Коксай — Капкасай на востоке. В пределах описываемого района отложения коксайской свиты детально изучены В. А. Колесниковым, Е. В. Христовым и др. (1963—1968 гг.).

¹⁵ Залагает, по данным И. Л. Захарова, в восточной части Киргизского и Джумгалского хребтов с угловым несогласием на ортоксской свите, которая содержит эстерины средне-позднекаменноугольного возраста. В осадочных породах свиты найдены споры и пыльца пермских растений. (Орлов и др., 1967 г.).

¹⁶ Известна в северном Присонкулье, где обнажается в долине одноименной реки. Сложена, по данным Масумова, двумя пачками: порфиритовой и осадочной. Первая представлена андезитовыми порфиритами мощностью 60—100 м, вышележащая осадочная пачка — переслаивающимися алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами. Мощность около 500 м. Суммарная неполная мощность свиты в бассейне р. Келемчи около 600 м. Покрывающие отложения неизвестны. По данным И. Л. Захарова (Орлов и др.), 1967, в осадочной части свиты обнаружены пермские споры и пыльца.

В долине р. Кашкасу коксайская свита с угловым несогласием и разрывом залегает на отложениях кавакской свиты, представленных алевролитами, известняками, песчаниками и конгломератами средневерхнекаменноугольного возраста¹⁷.

Коксайской свите в этом разрезе свойственно двучленное строение: нижняя ее часть сложена туфами, вулканогенно-осадочными и осадочными породами; верхняя — ритмично переслаивающимися осадочными образованиями.

По данным В. А. Колесникова, Е. В. Христова и др. (1963—1968 гг.), в разрезе отложений коксайской свиты выделяются две пачки. Пачка *a* сложена туфами, туфопесчаниками и алевролитами. Эти породы образуют 12 ритмов. Каждый ритм в свою очередь состоит из чередующихся конгломератов, песчаников, гравелитов, литокристаллокластических туфов андезитов и дацитов, часто туфопесчаников и алевролитов. Мощность ритма колеблется от 7 до 25 м, очень редко достигает 50 м. Суммарная мощность отложений этой пачки доходит до 250 м.

Вышележащая пачка *b* сложена гравелитами, песчаниками и алевролитами, а также известняками, ритмично переслаивающимися в разрезе. Породы в пачке связаны между собой постепенными переходами, они крупнослоистые, с ровными контактами. Мощность ритмов 30—40 м, а составляющих ритм элементов — 10—15 м. Неполная мощность пачки составляет около 200 м.

Более восточный выход образований коксайской свиты известен в междуречье рек Тайлякарык — Кырго, где ее низы не вскрываются, а видимая нижняя часть (150 м) сложена чередующимися песчаниками, туфопесчаниками с шаровой отдельностью и туфоалевролитами. Породы пачки серого, серо- и грязно-зеленого цвета. Переслаивающиеся в разрезе породы составляют ритмы, мощность которых не превышает 10 м.

Стратиграфически выше лежат андезитовые порфириты мощностью до 6 м, на которых залегают слои пестроокрашенных туфов андезитодацитовых порфиритов, туффитов и туфопесчаников с маломощными пропластками (до 1—1,5 м) андезито-дацитов. В разрезе этой части свиты отмечено три горизонта конгломератов и туфоконгломератов мощностью от 10 до 40 м. Перечисленные породы образуют ритмы, мощность каждого из которых колеблется от 2 до 10—12 м. Иногда в основании ритма отмечаются агломератовые туфы мощностью 10 м, а вверху — туфоалевролиты и туфоаргиллиты, мощностью от 0,9 до 5 м. Мощность описанной части разреза равна 150 м.

Верхняя часть свиты сложена плотными спекшимися риолитовыми сиреневыми и сиренево-серыми туфами мощностью не менее 250 м. Суммарная мощность коксайской свиты колеблется, по данным В. А. Колесникова и др., в пределах 450—550 м.

В песчаниках нижней части разреза свиты в левом борту долины р. Кырго известна ископаемая флора, определявшаяся Т. А. Сикстель: *Calamites gigas* Brongn., *Calamites* sp., *Phyllothea* sp., *Angaridium* cf. *palmatilobus* Salm., *Cordaites* sp. По мнению этого исследователя, возраст вмещающих слоев может быть определен по флоре как пермский без уточнения.

Самый восточный выход коксайской свиты в пределах южного склона Молдотау известен в междуречье Орто-Капкасай — Капкасай

¹⁷ В гальке конгломератов содержится микрофауна намюра и низов башкирского яруса.

и Терме-Тексуйюк, где она детально изучена В. А. Колесниковым, Е. В. Христовым и др. в 1963—1964 гг.

Здесь, как впрочем и везде в Молдотау, коксайская свита самая молодая в верхнепалеозойском разрезе. Она с резким угловым несогласием и базальными конгломератами залегает на карбонатно-терригенных породах кавакской свиты. В долине р. Орто-Капкасай отложения коксайской свиты слагают асимметричную синклиналь и представлены комплексом пестроцветных пород, в основании которого залегают вулканомиктовые туфогенные песчаники и туфы. Верхняя часть свиты сложена тонкозернистыми терригенными породами с известняковыми прослоями.

В междуречье Коксай — Капкасай для свиты характерно следующее строение. Она четко делится на две части. Нижняя сложена в основном конгломератами (5—6 м), на которых лежат бордовые туфопесчаники, темные глинистые алевролиты, туфы андезитовых порфиритов и кварцевых порфиров, полимиктовые песчаники (58 м). Выше следуют вулканомиктовые массивные конгломераты (5 м), литокристаллокластические туфы андезитовых порфиритов, дацитовых и кварцевых порфиров (12 м).

Затем (стратиграфически снизу вверх) наблюдается следующая последовательность пород в разрезе:

а) песчаники полимиктовые и вулканомиктовые, существенно кварцевые и кварц-полевошпатовые с обугленным растительным детритом и песчанистые, иногда битуминозные известняки (13 м);

б) гравелиты, песчаники полимиктовые, крупнозернистые (6 м);

в) туфы андезитовых порфиритов и кварцевых порфиров, песчаники кварцевые, среднезернистые (16 м);

г) алевролиты известковистые (5 м).

Стратиграфически выше следует аналогичный набор пород общей мощностью до 130 м.

Здесь описано несколько характерных ритмов, которых в данном разрезе 12. Средняя мощность ритма от 20 до 25 м, максимальная (редко) — до 50 м.

Каждый ритм начинается конгломератами, гравелитами и песчаниками. Суммарная мощность нижней части разреза до 250 м.

Верхняя часть разреза терригенная. Она сложена гравелитами, песчаниками и алевролитами, которые ритмично чередуются. Литологический состав ее на всей площади распространения приблизительно постоянный. Неполная мощность около 200 м.

В междуречье Терме — Тексуйюк коксайская свита залегает на известняково-конгломератовой толще кавакской свиты. Представлена двумя частями: нижней, сложенной вулканомиктовыми конгломератами, глинистыми сланцами, известняковыми конгломератами, песчаниками, гравелитами и туфогравелитами, песчаниками и алевролитами, глинистыми известняками, туфами андезитовых и дацитовых порфиритов общей мощностью 353 м, и верхней, состоящей из следующих пачек (стратиграфически снизу вверх):

а) песчаников полимиктовых, серых, переслаивающихся с зелено-ваато-серыми вулканомиктовыми разностями и известковистыми и вулканомиктовыми гравелитами (160 м); б) чередующихся полимиктовых и вулканомиктовых песчаников розово-серого, серого, зеленовато-серого цветов и черных известковых алевролитов. На плоскостях напластования пород наблюдается обуглившийся растительный детрит (68 м); в) тонко переслаивающихся известковых алевролитов и плотных глини-

стых известняков (51 м). Суммарная мощность верхней пачки до 280 м. Общая мощность коксайской свиты здесь равна 633 м.

К коксайской свите В. А. Колесниковым, Е. В. Христовым и др. (1963—1964 гг.) условно отнесены метаморфические породы, обнажающиеся в левом борту р. Чеманды Южная. Эти породы представлены скаполитами и двуслюдяными сланцами. К этому же возрастному интервалу упомянутыми исследователями отнесена пачка темно-бурых, бордово-красных андезитовых порфиритов, дацитовых порфиритов и их туфов, развитых восточнее пер. Карагоо.

На основании приведенных материалов видно, что коксайская осадочно-вулканогенная свита (P₇кк) занимает самое высокое стратиграфическое положение в разрезе палеозоя хр. Молдотау. Пермский возраст ее с вероятным уточнением в сторону ранней перми наиболее вероятен, поскольку она содержит раннепермские растительные остатки, и, кроме того, коррелируется по составу и положению в разрезе с ашукольторской и белетукской свитами соседних районов, которые документированы, по данным В. А. Колесникова и Е. В. Христовой (1963—1964 гг.), спорами и пыльцой пермских кордаитов и хвойных.

ДЖАМАНТАУ—БАЙБИЧЕТАУ—НАРЫНТАУ

Среднекаменноугольные отложения в Джамантау и Нарынтау представлены борондинской свитой, в строении которой участвуют песчаники с прослоями известняков и базальные конгломераты. В известняках — фузулиниды (*Profusulinella prisca timanica* Raus., *Aljutovella priscoidea* Raus.) и хориститы, указывающие на кельвасайский горизонт (нижне-московский подъярус). Свита залегает с размывом на нижнебашкирских отложениях. Мощность ее немногим более 700 м.

В верхнем карбоне Е. И. Зубцов и А. А. Луйк выделяют две свиты: минбугинскую и коджагульскую. Минбугинская залегает несогласно на различных горизонтах С₁ и С₂, сложена разногалечными и валунными известняковыми конгломератами. Мощность ее в Джамантау—Байбичетау от 10 до 290 м, в Нарынтау — от 450 до 870 м. На ней в едином разрезе залегает коджагульская (в Нарынтау — нарынтауская) свита мощностью от 100 до 960 м.

Минбугинскую свиту Н. А. Аносова относит к нижней части учбулакского горизонта С₃. Нижнюю часть вышележащей коджагульской свиты мощностью 213—485 м, сложенную песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с прослоями известняков, Н. А. Аносова относит к верхней части учбулакского горизонта по присутствию *Triticites asiaticus* Bensch, *Tr. rossicus* (Schellw.), *Rugosofusulina cylindrica* Sosn. и др. Верхняя часть этой же свиты, сложенная битуминозными известняками, переслаивающимися с алевролитами, песчаниками и конгломератами (редко), отнесена к дастарскому горизонту по присутствию *Triticites vulgaris* M.—Macl., *Rugosofusulina postprisca* Bensch, *Daixina vasilkovskiyi* Bensch, *Pseudofusulina ferganensis* (Dutk.) и др.

Пермские отложения гор Джамантау—Байбичетау—Нарынтау, по данным Н. А. Аносовой 1966 г., представлены в основном нижним отделом системы. К верхнему отделу перми условно отнесены атакситовые фельзиты и лавобрекчии кислого состава, известные во множестве небольших обнажений на северном склоне гор Байбичетау. А. Г. Чеботева в 1962 г. предложила именовать эти образования ачинской свитой.

Нижняя пермь здесь сложена мощной песчано-алевролитовой терригенной толщей с включением в виде прослоев и пластов известняков, грубообломочных вулканомиктовых конгломератов и эффузивов.

Полоса отложений P_1 характерна для северного и южного склонов Джамантау и западной части южного склона гор Байбичетау. В восточной части Байбичетау нижнепермские отложения распространены фрагментарно, они известны в отдельных тектонических блоках. В восточной части описываемой территории они характерны для южного

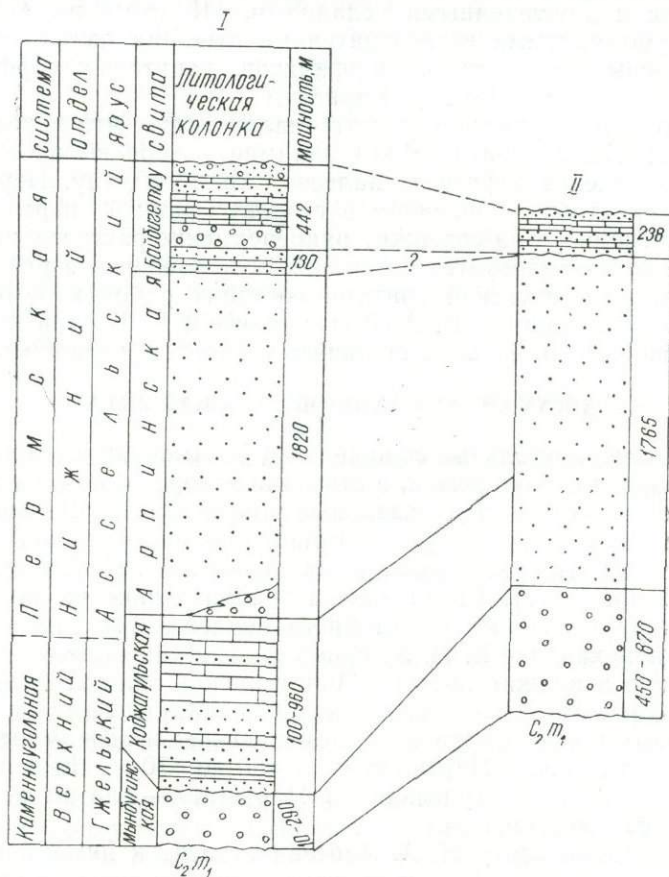


Рис. 10. Корреляция стратиграфических разрезов верхнекаменноугольных—нижнепермских отложений гор Джамантау—Байбичетау—Нарынтау (по данным Н. А. Аносовой):

I—Джамантау—Байбичетау. II—Нарынтау. Условные обозначения см. на рис. 4.

склона гор Нарынтау и северного склона восточной части Атбашинского хребта.

Все особенности отложений нижней перми можно свести к двум типам разрезов: один тип характерен для гор Джамантау-Байбичетау, другой — для Нарынтау.

В горах Джамантау и Байбичетау в составе нижней перми Н. А. Аносова (1968 г.) выделяет арпинскую свиту и свиту байбичетау. В горах Нарынтау эта же часть пермского разреза представлена нарынтауской свитой и перекрывающей ее толщей известняков с массивными Schwagerina (рис. 10).

Арпинская свита сложена монотонно переслаивающимися, хорошо отсортированными, слабо известковистыми слюдистыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями гравелитов и обломочных известняков.

Нижнюю границу свиты в Джамантау Н. А. Аносова проводит в кровле слоистых известняков коджагульской свиты; в западной части гор Байбичетау (бассейны рек Турасу, Кокджар, Акбеит) — по подошве пачки вулканомиктовых конгломератов (акбеитские слои), появляющихся в основании арпинской свиты. Акбеитские слои залегают согласно, как отмечает Н. А. Аносова, на породах дастарского горизонта. Полная мощность арпинской свиты известна в восточной части гор Джамантау и на южном склоне западной части гор Байбичетау (долины рек Кокджар, Коджагул, Джонбулак, Тегерексай). Она колеблется от 700 до 1820 м. В верхней части арпинской свиты (долина р. Аксай) Н. А. Аносова обнаружила комплекс фораминифер, который не позволяет точно датировать возраст, так как представлен формами широкого вертикального распространения (верхи S_3 —низы P_1). Возраст арпинской свиты как ассельский определяется по положению в разрезе — выше коджагульской свиты и под кашкасуйскими слоями свиты байбичетау. На арпинской свите согласно лежит свита байбичетау, разделенная Н. А. Аносовой на кашкасуйские и уланские слои.

Кашкасуйские слои неполной мощностью до 130 м сложены (стратиграфически снизу вверх) красноцветными конгломератами, известняковыми конгломератами с линзами обломочных известняков, известняковыми конгломератами, песчаниками и алевролитами с прослоями известняков (эти породы согласно перекрывают арпинскую свиту в бассейнах рек Кокджар, Джонбулак, Тегерексай). Комплекс фораминифер, характеризующий кашкасуйские слои, именуется Н. А. Аносовой кокджарским, возраст его ранне-среднеассельский (*Triticites* ex gr. *vulgaris* M.—Macl., *Rugosofusulina* ex gr. *complicata* Schellw., *Occidentoschwagerina chatcalica* Bensch, в Кокджаре — *Schwagerina vulgaris* Scherb., *Pseudoschwagerina* ex gr. *uddeni* Beede et Kn.).

Стратиграфически выше кашкасуйских слоев лежат уланские, но они не встречаются, однако, друг с другом в едином разрезе. К ним Н. А. Аносова относит пачки известняков, заполняющих в изолированных тектонических блоках узкие впадины (бассейны рек Коксай, Туякуйрук, Улан Восточный). В бассейне р. Улан, в стратотипическом разрезе известняки имеют значительную мощность (до 252 м) и заключены среди пачек конгломератов. Для них характерны фузулиниды, а также брахиоподы, водоросли и мшанки.

Уланские слои датированы по фузулинидам серединой, а возможно и верхами ассельского яруса. Среди фузулинид установлены *Rugosofusulina postprisca* Bensch, *R. complicata* (Schellw.), *R. splendida* Bensch, *Occidentoschwagerina chatcalica* Bensch, *Schwagerina shamovi* Scherb., *Paraschwagerina* cf. *veberi* M.—Macl. и др.

В пределах южного склона гор Нарынтау возрастным аналогом коджагульской и арпинской свит, а также кашкасуйских слоев является нарынтауская свита, сложенная монотонной толщей алевролитов, песчаников и сланцев с прослоями и линзами черных пелитоморфных известняков. Мощность свиты колеблется от 500 (долина р. Башача) до 1765 м в междуречье Боронды — Ичкесу Восточная. В непрерывном разрезе нарынтаускую свиту подстилают конгломераты минбугинской свиты, а перекрывают известняки мощностью до 238 м, содержащие ассельские фузулиниды.

Верхний возрастной предел нарынтауской свиты устанавливается Н. А. Аносовой не выше нижней части ассельского яруса. Перекрывающая нарынтаускую свиту пачка известняков и песчаников, содержащая массовые скопления фузулинид, считается возрастным аналогом уланских слоев.

В западной части хребта Нарынтау (басс. рек Чар и Боронды—Ичкесу) в низах нарынтауской свиты находится известная точка со стефанской флорой, обнаруженная в 1926 г. В. Г. Мухиным. Родство этой флоры со стефанской Западной Европы установлено в 1928 г. М. Д. Залесским, который впервые изучил и описал ее. Позже ископаемую флору из долины р. Чар собирали В. И. Кнауф, А. Г. Ласовский, А. Г. Чеботаева. В целом ископаемый комплекс содержит следующие формы: *Pecopteris (Asterotheca) arborescens* (Schl.), *P. cyathea* (Schloth.) Brongn., *P. oreopteridia* (Schloth.) Brongn., *P. candolleana* Brongn., *P. monyi* Zeill. — (определения М. Д. Залесского), *Pecopteris miltonii* Artis, *Calamites* sp., *Lobatannularia* sp., *Callipteris* sp., *Cordaites* sp., *Walchia* ex gr. *piniformis* (Schloth.) Sternb., *Ullmannia bronni* Goerr., *Cladophlebis* ex gr. *microphylla* Font. и др. (определения Т. А. Сикстель). Возраст флоросодержащих слоев — поздний карбон — ранняя пермь; по мнению Т. А. Сикстель, скорее ранняя пермь.

Фузулиниды в этой части разреза редки, они также датируют возраст вмещающей толщи верхами верхнего карбона — нижней пермью.

ЮЖНАЯ ФЕРГАНА

Под Южной Ферганой понимается южный борт Ферганской депрессии, ограниченный с юга Южно-Ферганским глубинным разломом и включающий горы Каратау, Гузан, Карачатыр и Алдыяр — Намаздек. Верхнепалеозойские осадочные образования обнажаются в пределах указанных гор и установлены, по данным бурения и геофизики, почти на всем протяжении от меридиана г. Уратюбе на западе до бассейна р. Тар на Востоке.

Биостратиграфическим расчленением верхнего палеозоя в разные годы занимались В. Н. Вебер, Б. К. Лихарев, А. Д. Миклухо-Маклай, Н. П. Васильковский, Г. С. Поршняков, В. И. Волгин, О. Н. Богуш, Ф. Р. Бенш, Т. А. Сикстель и многие другие. Структурно-формационную характеристику и тектоническую позицию верхнепалеозойских отложений изучали Н. П. Васильковский, В. И. Попов, А. В. Пейве, Г. С. Поршняков, Д. П. Резвой, Н. М. Синицын и др., указывавшие на их прибрежно-морской генезис и локализацию в пределах позднегеосинклинального (предгорный) прогиба.

Карачатыр. Горы Карачатыр расположены между реками Исфайрам на западе и Араван на востоке. Отложения верхнего палеозоя протягиваются почти непрерывной полосой на расстоянии 50 км. Ими слагаются две крупные с плоским дном синклинали — Тулейканская на востоке и Карачатырская на западе, и Джилгинсайская антиклиналь. С востока на запад разрез наращивается. На востоке развиты отложения среднего карбона (башкирский и московский ярусы), по обоим бортам Джилгинская — верхней части среднего карбона и нижней части верхнего (верхнемосковский подъярус и низы касимовского), на западе — все горизонты верхнего карбона и нижняя пермь. В мульде тулейканской синклинали обнажается верхняя толща перми континентального происхождения.

Относительно хорошая обнаженность, слабая дислоцированность и наличие богатых и разнообразных сообществ фауны и флоры позволили выставить Карачатырский разрез (особенно западную часть), где полно представлены верхний карбон и нижняя пермь, в качестве опорного для верхнего палеозоя Тянь-Шаня. Многие подразделения, выделенные в Карачатыре, вошли в региональную схему карбона и перми Средней Азии (рис. 11).

Схема детального расчленения верхнепалеозойских отложений Карачатыра разработана Ф. Р. Бенш (1972; Бенш, Гончар, 1973; Бенш и др., 1975).

Калмакбулакская свита включает фаунистически охарактеризованные отложения верхнебашкирского и нижнемосковского подъярусов среднего карбона.

Отложения верхнебашкирского подъяруса с видимым согласием перекрывает коксарайскую свиту нижнебашкирского подъяруса и представлены в нижней части песчаниками с линзами гравелитов и прослоями обломочных и песчаных известняков с фораминиферами. Выше лежат коричневатые-серые мелкозернистые песчаники, флишоидно чередующиеся с темно-серыми алевролитами, аргиллитами и редкими линзами гравелитов, светлых мелкокристаллических известняков с рассеянными зернами плагиоклаза и кварца (700—750 м).

К нижнемосковскому подъярусу относится средняя и верхняя подсвиты, сложенные соответственно осадками трансгрессивной и регрессивной серий. Наиболее полно они представлены в северном крыле Тулейканской синклинали. Нижняя серия складывается серыми, розовато-коричневыми песчаниками и темно-серыми алевролитами с прослоями и линзами известняков с фузулидами кокчинского и кельвасайского горизонтов (200—500 м). Регрессивная серия сложена темными аргиллитами с прослоями песчаников (400—500 м). Количество последних увеличивается вверх по разрезу, появляются линзы гравелитов. Общая мощность свиты 600—1000 м.

Актерекская свита, согласно Ф. Р. Бенш, начинается конгломератами (60 м), выше лежит толща чередующихся пачек песчаников и алевролитов с линзами и прослоями известняков (550—600 м) с фузулидами актерекского горизонта. Регрессивная серия сложена толстослоистыми песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов, переслаивающихся пачками тонкослоистых алевролитов с линзами конгломератов и известняков с фузулидами шункмазарского горизонта (1200 м). На левобережье Джилгинская разрез завершается пачкой толстослоистых розовато-серых и зеленовато-серых средне- и крупнозернистых песчаников, местами гравийных. В ряде мест отмечены обильные скопления отпечатков флоры.

Рис. 11. Сводный стратиграфический разрез верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений хр. Карачатыр (Южная Фергана, по Ф. Р. Бенш, 1973).

I—зона *Protriticites pseudomontiparus*, *Obsoletes obsoletus*; II—*Montiparus montiparus*; III—*Triticites arcticus*, *Tr. acutus*; IV—*Triticites rossicus*, *Jigullites formosus turanicus*; V—*Daixina asiatica*; VI—*Pseudofusulina ferganensis*; VII—*Occidens schwagerina alpina*; VIII—*Schwagerina moelleri*, *Pseudofusulina fecunda*; IX—*Schwagerina glomerata*; X—*Robustoschwagerina schellwieni*. Ссылочные обозначения см. на рис. 4.



Джилгинсайская свита — стратотип одноименного горизонта, впервые выделенного Ф. Р. Бенш в 1959 г. Отложения свиты наиболее полно обнажаются в 4—5 км юго-восточнее центрального отделения совхоза «Пахтачи», между дорогой Караван-Мархамат и Джилгинсаем, где они слагают северо-западное крыло Джилгинсайской антиклинали. Преимущественно это морская моласса, которая без видимого несогласия перекрывает среднекарбонные породы. Разрез начинается линзовидными мелкогалечниковыми конгломератами, переходящими по горизонтали и вертикали в гравелиты и грубозернистые песчаники (50—65 м), сменяющиеся выше переслаивающимися алевролитами и песчаниками с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов в нижней части (45—56 м), а далее вверх по разрезу — алевропелитами с прослоями и обильными конкрециями глинистых известняков (30—36 м). За ними следуют биогермные известняки (23—70 м). Самая верхняя часть свиты сложена алевролитами с многочисленными карбонатно-глинистыми конкрециями и линзами слоистых известняков (77—90 м). Общая мощность свиты колеблется от 240 до 400 м. Наиболее характерны здесь *Protriticites subovatus* Bensch, *P. globulus turkestanicus* Bensch, *Pr. pseudomontiparus* Putrja, *Fusulina* (*Pseudotriticites*) *donbassica asiatica* Bensch, *Quasifusulinoides juvenatus* Kir., *Obsoletes minutus asiaticus* Bogush, *O. obsoletus* (Schellw.), *O. vetus* Rjas.

Комплекс фауны из джилгинсайской свиты позволяет датировать ее низами касимовского яруса верхнего карбона (Геология СССР, т. XXIII, 1972; Путеводитель экскурсии..., 1973—1975).

Учбулакская свита развита в основном на северо-западном крыле Джилгинсайской антиклинали и по бортам Карачатырской синклинали. Она расчленена на две подсвиты: нижнюю, соответствующую зоне *Montiparus montiparus*, и верхнюю, соответствующую зоне *Triticites arcticus*, *Tr. acutus* (верхняя часть касимовского яруса).

По Учбулакскому взаимоотношения с породами джилгинсайской свиты тектонические.

На северо-западном крыле Джилгинсайской антиклинали конгломераты учбулакской свиты ложатся на разные горизонты джилгинсайской. Здесь же сохранился наиболее полный разрез нижнеучбулакской подсвиты. Нижняя часть ее (450 м) имеет груборитмичное строение. Выделяются пять ритмов, каждый из которых начинается тесно связанными между собой конгломератами, гравелитами, песчаниками, а заканчивается паттумами, алевропелитами, аргиллитами с желваками, линзами и прослоями органогенных известняков. Мощность ритмов вверх по разрезу увеличивается от 30 до 155 м. Верхняя часть подсвиты (160 м) представлена ритмично переслаивающимися песчаниками и алевролитами (преобладают песчаники), а затем — темно-серыми неслойчатыми алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников. Среди фузулинид, обнаруженных в известняках нижней части подсвиты, присутствуют *Protriticites subschwagerinoides inflatus* Bensch, *Obsoletes minutus asiaticus* Bog., *Montiparus paramontiparus* Ros., *M. umbonoplicatus* (Raus. et Bel.), *M. rhombiformis karawanensis* Bensch, *Triticites expressus* Anos., *T. kurshabensis* Bensch. Здесь же в отдельных прослоях аргиллитов встречаются остатки растений *Lepidodendron* ex gr. *lycopodioides* Sternb., *Sphenophyllum* sp., *Calamites gigas* Brongn., *Paracalamites* sp., *Annularia* ex gr. *microphylla* Sav., *Pecopteris cyathea* Schloth., *Sphenopteris* sp., *Neuropteris obliqua* Brongn., *Trigonocarpus* sp., *Ginkgophyllum* (?) sp.; *Cordaites* sp., *Samaropsis* sp., *Walchia piniformis*

(Schl.) Florin., *Walchia* sp., *Gomphostrobus* sp., *Czatkalostrobus bifurcatus* Saviz.

Верхняя подсвета по Джилгинсаю и на северном крыле Карачатырской синклинали сложена в нижней части (800—850 м) массивными и толстослоистыми гравийными песчаниками с шаровой отдельностью, которым подчинены гравелиты и конгломераты в виде мощных линз и пластов (до 10—15 м). Включает от 2 до 5 горизонтов с фауной — алевропелиты с линзами и прослоями известняков. На южном крыле Карачатырской синклинали эта часть разреза представлена массивными и толстослоистыми песчаниками, темно-серыми алевропелитами и алевролитами. Верхняя толща (650—770 м) мелкообломочная, всюду сложена слоистыми алевропелитами и песчаниками, нередко ритмично переслаивающимися между собой. Включает 1—2 горизонта с фауной, линзы конгломератов и пачки толстослоистых песчаников. Среди фузулинид для подсветы в целом характерны *Montiparus sinuosus alaicus* Bensch, *Triticites fusiformis* Bensch, *T. ferganensis* M.—Macl., *Rugosofusulina prisca ovoidea* Bensch и др. Вместе с остатками фузулинид встречаются брахиоподы, двустворки, гастроподы. На северном крыле (юго-восточнее родн. Учбулак) и на восточном замыкании складки обнаружены аммоноидеи *Agathiceras uralicus* Karp., *Kargalites* (*Subkargalites*) *neoparkeri* Ruzh., *Emilites incertus* (Böse). Остатки растений плохой сохранности. По Т. А. Сикстель и др. (1975), они представлены каламитами и хвойными.

Дастарская свита слагает крылья и восточное замыкание Карачатырской синклинали. Она довольно хорошо выдержана по распространению, но мощность некоторых интервалов разреза колеблется.

Ф. Р. Бенш подразделила дастарскую свиту на три подсветы, которым отвечают соответственно три зоны: *Triticites rossicus*, *Jigulites formosus turanicus*; *Daixina asiatica*; *Pseudofusulina ferganensis*. Нижняя подсвета сложена алевролитами и песчаниками с линзами и прослоями известняков (215—350 м). Начинается пластом известнякового гравелита (местами конгломерат), залегающего с небольшим разрывом на породах учбулакской свиты. На южном крыле синклинали находятся глыбы (до 20 м в поперечнике) и валуны известняков учбулакского горизонта, наблюдаются следы подводных оползаний. По А. Д. Гончару (1977), это — дикий флиш. Средняя подсвета включает в свой состав алевролиты, аргиллиты, песчаники с линзами и прослоями известняков (100—230 м). Третья, верхняя подсвета представлена алевропелитами, аргиллитами, песчаниками, местами сильно известковистыми, тонкослоистыми мергелями и известняками (840—900 м).

Среди органических остатков дастарской свиты установлены водоросли (часто породообразующие), фузулиниды, кораллы, мшанки, брахиоподы, моллюски, нередко встречается флора. Сообщества фузулинид включают разнообразные тритициты, среди которых много проходящих форм. Однако в нижней подсвете, наряду с тритицитами, установлены *Jigulites jigulensis* Raus., *J. formosus turanicus* Bensch., *Daixina* sp., *Rugosofusulina cylindrica* Sosn., *R. praevia orientalis* Bensch, в средней — *Jigulites* aff. *donetzianus* Putrja, *J. altus corpulentus* Bensch, *J. aff. major* Ros., *Daixina asiatica* Bensch, *D. minima* Bensch, *Rugosofusulina praevia orientalis* Bensch, а в верхней — *Daixina diafana* Bensch, *Rugosofusulina dastarensis* Bensch, *R. complicata lancetiformis* M.—Macl., *R. ex gr. alpina* (Schellw.), *Pseudofusulina vesiculosa* Bensch, *Ps. olgae* M.—Macl., *Ps. ferganensis* (Dutk.) и др. Вблизи кровли средней подсветы находится слой с аммоноидеями, которые собирали А. Д. Мик-

лухо-Маклай, а затем Ф. Р. Бенш, Е. Ф. Захаров, А. Д. Гончар, А. С. Масумов. Здесь Е. Ф. Захаров и В. Е. Руженцев установили *Schistoceras uralense* Ruzh., *Sch. hyatti* Smith, *Paraschistoceras optatum* Ruzh., *Uddenites ferganensis* Ruzh., *Glyphyrites striatus* Ruzh., *Emilites plummeri* Ruzh., *Agathiceras uralicus* Karp.

К этому же слою приурочены остатки растений *Sigillaria brardii* Brongn., *Stigmaria* sp., *Calamites* sp., *Cordaites* sp., *Walchia* sp.

К нижнему отделу пермской системы относятся отложения, обнажающиеся в мульде Карачатырской синклинали. Это мощная (около 1500 м) терригенно-карбонатная толща с довольно слабой литологической и фациальной изменчивостью по латерали. Отложения нижней перми здесь согласно лежат на гжельском ярусе верхнего карбона, а перекрываются несогласно юрскими образованиями.

Характерная черта нижнепермского разреза Западного Карачатыра — богатство его ископаемыми организмами, среди которых водоросли формируют органогенные постройки. Массовые скопления образуют фораминиферы, кораллы, губки, криноидеи, брахиоподы, гастроподы, двустворки, встречаются наutilusоидеи, мшанки, морские ежи, трилобиты и др. Списки этих окаменелостей опубликованы в путеводителях по разрезам карбона Средней Азии (1973—1975). А. С. Масумов впервые обнаружил в этом разрезе довольно много остракод. Они не образуют массовых скоплений, представлены равномерно и довольно однообразно: *Healdia* (?) *enervis* Martinova, *Cavellina* Kotsch., *C. aff. permiana* Kotsch., *C. aff. longa* Kotsch., *Kirkbya* sp., *Healdianella* sp., *Bairdia* sp. (по З. Д. Белоусовой); *Healdia* sp., *Healdianella* sp., *Cavellina* cf. *pulchella* Coryell, *Bairdia* cf. *auricula* Knight., *B. cf. aculeata* Cooper, *Jonesina* aff. *etheridgei* Chapmani, *J. aff. arcuata* (Bean), *Acratia* sp. (по Е. А. Гусевой).

З. Д. Белоусова определила возраст вмещающих отложений как «верхнепалеозойский, возможно пермский» на основании присутствия видов рода *Kirkbya*. Такого же мнения по поводу карачатырской коллекции придерживается и Н. М. Кочеткова.

Е. А. Гусева считает, что коллекция остракод из Карачатыра бедна и поэтому сделать какие-либо выводы о возрасте вмещающих отложений пока затруднительно.

Как указала Е. А. Гусева, вид *Cavellina* cf. *pulchella* Coryell, известен из пенсильванских отложений Северной Америки и верхнего карбона Донбасса, *Bairdia* cf. *auricula* Knight. — из пенсильванских отложений Северной Америки и нижнепермских отложений Печорского угольного бассейна, *Jonesina* aff. *etheridgei* Chapmani — из нижнепермских отложений Северной Америки, *Bairdia* cf. *aculeata* Cooper — из каменноугольных отложений Северной Америки и нижнепермских отложений Печорского угольного бассейна, *Cavellina* cf. *pulchella* Coryell, *Jonesina* *arcuata* (Bean) — из верхнекаменноугольных отложений Донбасса.

Наиболее многочисленная и хорошо изученная группа в этом разрезе — фузулиниды, позволившие Ф. Р. Бенш (1972) выделить в составе нижней перми Карачатыра ассельский и сакмарский ярусы.

В региональной схеме первому отвечает керкидонский горизонт, подразделенный Ф. Р. Бенш на три зоны (снизу вверх): *Occidentoschwagerina alpina*; *Schwagerina moelleri* — *Pseudofusulina fecunda*; *Schwagerina glomerata*, второму — дангибулакский горизонт, эквивалентный зоне *Robustoschwagerina schellwieni*.

Нижнюю границу пермской системы в Карачатыре Ф. Р. Бенш проводит по подошве зоны *Occidentoschwagerina alpina*, что соответствует официально принятой границе в Европейской части СССР.

Стратотипической для керкидонского горизонта является керкидонская свита.

Нижнекеркидонская подсвита (300—336 м) соответствует зоне *Occidentoschwagerina alpina*. Она сложена переслаивающимися алевролитами, алевропелитами, песчаниками и редкими известняками. Породы этой части разреза как правило тонкослоистые и окрашены в серо-зеленые тона. Известняки глинистые или песчаные с обилием брахиопод, фузулинид и криноидей. Среди фузулинид наиболее харак-

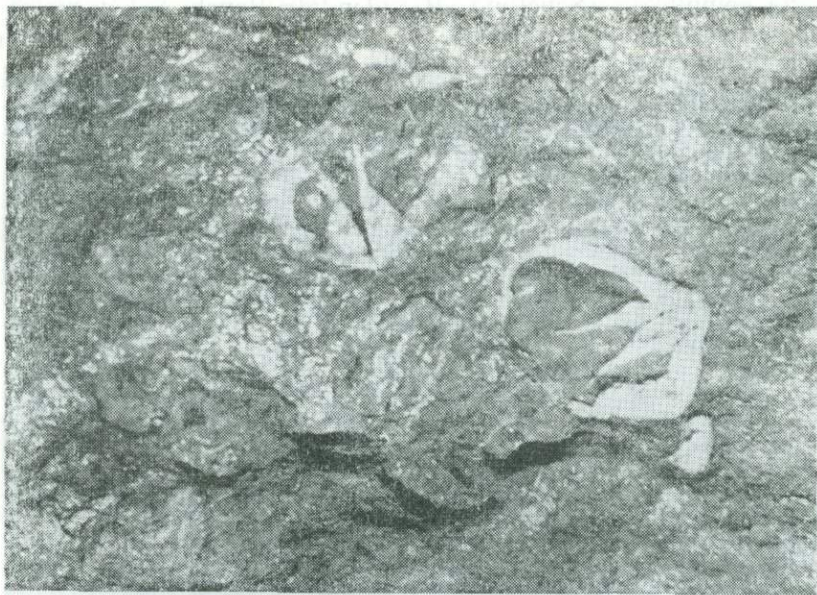


Рис. 12. Биогермы P_1 с остатками брахиопод. Западный Карачатыр. (Дангибулаксай). Фото А. С. Масумова

терны *Daixina bipartita plicatissima* Bensch, *Occidentoschwagerina alpina* (Kahl. et Kahl.), *Alpinoschwagerina* (?) *paranitida* Bensch, *Pseudofusulinoides parasecalicus* (Chang), *Pseudofusulina ferganensis* (Dutk.).

Среднекеркидонская подсвита (600—665 м) соответствует зоне *Schwagerina moelleri*, *Pseudofusulina fecunda*. Сложена теми же породами, что и нижняя часть, но с большим количеством известняков в разрезах северного крыла и восточного замыкания синклинали.

Известняки как правило водорослевые, биоморфнослоистые, содержат остатки фузулинид, брахиопод, брюхоногих и двустворчатых моллюсков, амблисифонелл и других организмов. Характерны среди фузулинид *Rugosofusulina directa* Bensch, *R. alpina gigantea* Bensch, *R. ruzhenzevi* Raus., *Schwagerina shamovi* Scherb., *Alpinoschwagerina saibulakensis* Bensch, *Pseudoschwagerina uddeni* Beede et Kn., *Pseudofusulina pseudopointeli* Raus. и др. Верхнекеркидонская подсвита (480 м) отвечает зоне *Schwagerina glomerata* и сложена приблизительно на 50% карбонатными породами. По данным Ф. Р. Бенш и др. (1973), здесь преобладают светлые массивнослоистые пелитоморфные и водорослевые известняки. Они как правило биогермные и, кроме водорослей, содержат остатки фузулинид, брахиопод, кораллов, криноидей, мшанок, морских ежей, наутилоидей, сфинктозоа и трилобитов (рис. 12, 13). Окаменелости в большом количестве содержатся и в слоистых детритовых известняках. Примечателен пласт с обильными,

но однообразными кораллами, представленными *Timania schmidtii* Stuck и *Caninophyllum aff. ruprechtii* (Stuck) (сборы А. С. Масумова, определения Т. Г. Ильиной). Обе формы известны из верхнего карбона и нижних горизонтов перми (ассельский ярус) на Северном Урале.

Пачки слоистых и массивных известняков мощностью 5—45 м разделены известковистыми аргиллитами и мергелями, содержащими прослой глинистых известняков с двусторками и брюхоногими. В нижней части подсвиты еще встречаются песчаники и алевролиты (рис. 14).

Среди фузулинид для данной подсвиты наиболее характерны *Rugosofusulina complicata* (Schellw.), *R. splendida* Bensch, *Schwagerina glo-*



Рис. 13. Биогермы Р₁. Западный Карачатыр (Дангибулаксай). Фото А. С. Масумова.

merosa Schw., *Schw. asiatica* M.—Macl., *Alpinoschwagerina rotundata* Bensch, *Alp. maclayi* Bensch, *Paraschwagerina pseudomira* M.—Macl., *Pseudofusulina diversiformis* (Dunb. et Sk.).

Дангибулакская свита, как и керкидонская, является стратотипической для одноименного горизонта. Она завершает разрез пермских отложений Западного Карачатыра.

Эти отложения (около 70 м) сохранились лишь в ядре синклиальной складки и представлены серыми, голубовато-, зеленовато- и шоколадно-серыми аргиллитами с подчиненными прослоями мергелей, алевропелитов и глинистых, песчаных оолитовых, водорослевых и ракушняковых известняков. Для кровли дангибулакского горизонта характерны среднеслоистые органогенные известняки.

Фузулинидовое сообщество данной части разреза включает немало форм, общих с подстилающими образованиями керкидонской свиты. Появляются *Robustoschwagerina schellwieni* (Hanz.), *Monodioxodina ferganica* (M.—Macl.).

Тулейканская свита слагает ядро одноименной синклинали в Восточном Карачатыре и представлена континентальными образова-

ниями, по возрасту, по-видимому, синхронными келематинской и карасуйской свитам Северной Ферганы (рис. 15).

Тулейканская свита, как известно, впервые выделена и описана А. С. Аделунгом в 1939 г., который считал ее нижнепермской по залеганию на различных горизонтах среднего и верхнего карбона. Позже ее изучали О. И. Богуш, В. П. Олли, Г. А. Каледа и Л. С. Тарасов, затем Ф. Р. Бенш, Т. А. Сикстель, А. В. Ждан и др.

Нижняя граница свиты очень отчетливая, она проводится в основании конгломератовой пачки. Покрывающие отложения неизвестны.

А. В. Ждан и др. (1971 г.) расчленяют песчано-конгломератовые образования тулейканской свиты на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

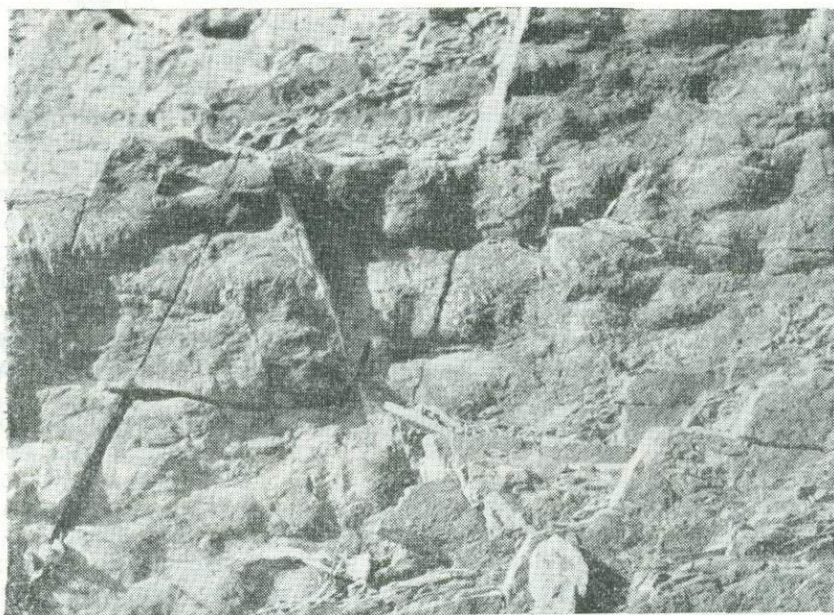


Рис. 14. Сlepки асимметричных валиков ряби в волноприбойных отложениях P₁. Западный Карачатыр. Фото А. С. Масумова.

К нижней отнесена толща конгломератов, переслаивающихся с песчаниками (550 м), к верхней — толща чередующихся светло-коричневых, красновато-бурых разнозернистых песчаников и алевролитов (1500 м). К нижней части разреза верхней подсвиты приурочен горизонт липаритов.

После А. С. Аделунга многие исследователи склонялись к мысли о позднепермском возрасте свиты. Такое мнение сложилось на основании определений Т. А. Сикстель. Она приводит следующий список растений из нижней подсвиты тулейканской свиты: *Calamites* (?) sp., *Phyllothesa* sp., *Neuropteris* sp., *Oligocarpia* sp., *Pecopteris* sp., *Madygenopteris aravanensis* Sixt., *Baiera aravanica* Sixt., *Strobilites bronni* Solms.—Laub., *Pseudovoltzia* sp. По заключению этого исследователя, приведенный комплекс датирует возраст вмещающей толщи поздней пермью; он обнаруживает значительное систематическое сходство с позднепермскими растительными ассоциациями Англии и Казахстана.

Возможно, из этого же стратиграфического интервала, по сборам А. С. Масумова, С. В. Мейен определил: *Cordaites* (?) sp., *Tylo dendron* sp.

Как следует из его заключения, «обескоренные стволы со структурой типа *Tylo dendron* известны преимущественно из нижней перми Европы. Следует учитывать, что эти стволы принадлежат хвойным типа *Walchia*, имеющим (по обильным побегам) более широкое распространение — от верхов карбона до низов нижней перми».

В гальках базальных сероцветных конгломератов и красноцветных отложениях верхней подсвиты тулейканской свиты встречены переотложенные фузулины средне-верхнекаменноугольного, ассельского и, возможно, сакмарского возраста.

Исходя из вышесказанного, А. С. Масумов принимает раннепермский возраст тулейканской свиты, относя ее условно, по положению в разрезе, к артинско-кунгурским образованиям.

Нижнетулейканская подсвита (P_{1t_1}) установлена, по данным А. В. Ждана и др. (1971 г.) и наблюдениям А. С. Масумова, между р. Абширсай и Найманским водохранилищем, в саях Ташикташ и Актерек. Нижняя часть подсвиты мощностью до 150 м сложена неокатанными и неотсортированными брекчиями и рыхлыми конгломератами грязно-зеленого цвета. Конгломераты и брекчии местами переслаиваются гравелитами и песчаниками. В составе гальки конгломератов метаморфические сланцы, гранитоиды, эффузивы основного состава и известняки. Последние содержат в значительном количестве раковины фузулины.

Верхняя часть подсвиты мощностью от 150 до 400 м представлена мощной толщей серых конгломератов, средне- и крупногалечных, массивно-слоистых. В подчиненном количестве находятся прослои гравелитов и песчаников мощностью от 1 до 5 м. Алевролиты в составе верхней части нижней подсвиты крайне редки. Число прослоев песчаников значительно увеличивается с продвижением на запад и в пределах юго-западного замыкания синклинали они уже чередуются с конгломератами.

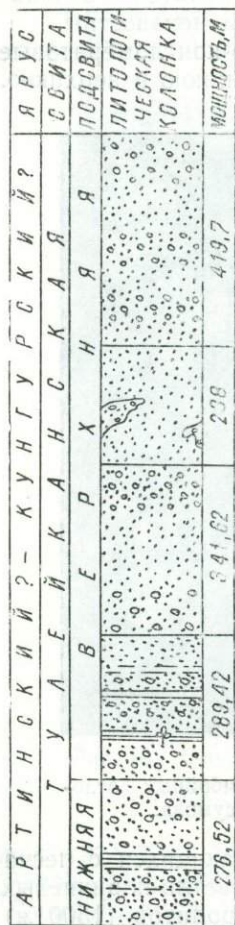


Рис. 15. Стратиграфический разрез отложений тулейканской свиты Карачатыра (Южная Фергана). Составил А. С. Масумов. Масштаб 1 : 10000. Условные обозначения см. на рис. 4.

Обломочный материал конгломератов в целом идентичен таковому из нижней части разреза.

Верхнетулейканская подсвита (P_{1t_2}) в пределах Тулейканской синклинали разделена А. В. Жданом и др. на пачки.

Пачка А (от 0 до 150 м) залегаєт с несогласием на различных горизонтах сероцветных конгломератов, сложена глинами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, мергелями, битуминозными известняками, линзующимися и переслаивающимися между собой, фациально замещая друг друга по простиранию. Породы окрашены в серый, желтовато-серый, черный и бурый тона. Стратиграфически выше лежат аргиллиты и алевролиты с прослоями мергелей, известковистых аргиллитов и редких известняков, песчаников и гравелитов. Цвет пород бурый, красный, желтовато-серый.

Пачка Б (200—250 м) залегает, по данным А. В. Ждана (1971 г.) либо на отложениях пачки А, либо на конгломератах нижней подсвиты. Сложена разногалечными конгломератами, ритмично чередующимися с подчиненными им прослоями буро-красных аргиллитов и алевролитов. В верхней части разреза пачки преобладают песчаники, в которых четко фиксируются два горизонта бурых глин и кислых эффузивов. Мощность горизонта бурых глин с прослоями мергелей и алевролитов варьирует от 10 до 30 м. Разрез пачки венчается горизонтом липаритовых и дацитовых порфиров (5—20 м).

Пачка В (200—250 м) сложена ритмично чередующимися алевролитами, аргиллитами и тонкозернистыми песчаниками желтых, зеленых и бурых тонов.

Пачка Г (до 550 м) состоит из полимиктовых, разнозернистых, слоистых, плотных песчаников розовато-коричневого и буровато-красного цвета. Они расслаиваются бурыми глинами, линзами рыхлых конгломератов и песчаников. В низах пачки А. В. Ждан отмечает линзы красных и серых известняков, слабо доломитистых, а в верхах — пласты с известняковыми желваками.

Пачка Д (250—300 м) встречена в мульде тулейканской синклинали, представлена полимиктовыми разнозернистыми песчаниками розовато- и светло-коричневого тона.

Мощность верхней подсвиты, по нашим данным, составляет 1200—1600 м. Суммарная мощность тулейканской свиты — 1300—2100 м.

Междуречье Шунк — Шуран. В северных предгорьях хр. Катран и далее в полосе Шуран-Кызылкия обнажаются терригенные отложения среднего карбона, расчлененные на янгакскую, каратангинскую, кунякульскую и шункмазарскую свиты (Миклухо-Маклай, Поршняков, 1961; Поршняков, 1973).

Янгакская свита (нижняя часть не обнажена) сложена внизу песчаниками и сланцами (100—200 м), а вверху — грубослоистыми крупнозернистыми песчаниками с редкими прослоями конгломератов (150—250 м). Среди них встречаются прослой песчанистых и обломочных известняков с фораминиферами верхнебашкирского подъяруса.

Каратангинская свита (до 120 м) представлена в основном бурыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев и конгломератов (редко). В известковистых песчаниках найдены водоросли, кораллы, фораминиферы кокчинского и кельвасайского горизонтов нижнемосковского подъяруса.

Кунякульская свита несогласно налегает на неровную поверхность нижнемосковских песчаников (долина р. Шунк) или среднедевонских вулканитов (Кызылкия). Она представлена темными плотными массивными конгломератами, состоящими из галек диабазов, диабазовых порфиритов, мендельштейнов и их туфов, девонских и нижнекаменноугольных известняков, кремнистых сланцев и песчаников. Цемент базальный, кремнисто-песчанистый. В верхней части имеются прослой серо-зеленых и малиновых сланцев. Мощность колеблется от 700 (р. Шунк) до 400 м (Кызылкия). По положению в разрезе эта свита отвечает актерекскому горизонту.

Шункмазарская свита согласно перекрывает конгломераты кунякульской; в ее разрезе преобладают темно-серые и серые песчаники (местами известковистые) и песчано-глинистые сланцы с частыми прослоями конгломератов и линз органогенных известняков с хеттидами, брахиоподами, фузулинидами одноименного горизонта. Мощность свиты колеблется от 400 (р. Шунк) до 1200 м (Кызылкия).

В междуречье Исфайрам — Шахимардан В. И. Волгин и А. Д. Миклухо-Маклай отметили в составе свиты наличие прослоев туфов и туфо-песчаников.

Т. А. Сикстель и др. (1975) в верхнемосковских отложениях «кызылкийской полосы» установили породы континентального происхождения с многочисленными остатками растений. Последние изучены в ур. Тохтек. Они включают *Lepidodendron* aff. *lycopodioides* Sternb., *Sigillaria pentagonalis* Sixt., *Sphenophyllum* sp., *Calamites* sp., *Astrotheca cyathea* (Schloth.) Zeill., *A. miltonii* (Artis) Zeill., *Ptychocarpus unitus* (Brongn.) Zeill., *Sphenopteris* sp., *Cordaites* sp.

Шункмазарская свита со следами незначительного размыва перекрывается конгломератами верхнего карбона, которые в полосе Катран-Кызылкия залегают на среднекарбонных или даже силурийских (Чумчуклык) отложениях. Разрез их начинается базальными конгломератами, выше следуют песчаники с *Calamites*, а затем ритмично чередуются песчаники и песчанистые сланцы, содержащие фораминиферы и брахиоподы учбулакского горизонта. Мощность верхнего карбона здесь до 1000 м.

Гузан. Отложения Pz_3 широко распространены в восточной половине гор, где они залегают в ядре крупной альпийской брахиантиклинали, слагая герцинскую синклираль широтного простирания. Последняя осложнена разрывными нарушениями и складками более низкого порядка. Небольшие выходы верхнепалеозойских отложений известны и в западной оконечности гор, недалеко от кишл. Шортанг. Наиболее древние толщи Pz_3 (московский, касимовский и нижняя часть гжельского ярусов) распространены на южном склоне. В пределах северного склона развиты верхи гжельского яруса и нижняя часть перми. Полных разрезов нет.

Отложения верхнего палеозоя гор Гузан изучали А. Д. Миклухо-Маклай, Н. П. Васильковский, М. М. Шамсутдинов, М. А. Аваков, Т. А. Сикстель, Ф. Р. Бенш и др., фауну определяли О. И. Сергунькова и Б. К. Лихарев (брахиоподы), Ф. Р. Бенш (фораминиферы), И. А. Попова (гастроподы), а флору — Т. А. Сикстель.

По данным М. М. Шамсутдинова и М. А. Авакова, разрез верхнего палеозоя начинается отложениями кельвасайского горизонта (нижнемосковский подъярус). Он сложен в основном серыми плитчатыми известняками с примесью глинистого и алевроитового материала, которым подчинены серые и зеленовато-серые тонкослоистые полосчатые сильноизвестковистые полимиктовые песчаники и алевролиты. В известняках — *Eofusulina triangula gasdorica* Putrja, *Hemifusulina pseudo-bocki* (Putrja et Leont.) и др. Неполная мощность 180 м.

Породы нижнемосковского подъяруса на северном склоне гор Гузан без видимого несогласия перекрыты отложениями шункмазарского горизонта (верхнемосковский подъярус). Разрез начинается песчаниками и алевролитами с прослоями серых окремненных известняков, выше появляются неотсортированные гравелиты и конгломераты с хорошо окатанной галькой известняков (в них встречены фораминиферы верхнего визе), известковистых алевролитов, песчаников, кремней, сцементированных хлорито-кальцитовым цементом. В верхней части вновь преобладают серые, средне-тонкослоистые, неравномернозернистые, полимиктовые, карбонатизированные алевролиты и аргиллиты (200 м). Имеются обуглившиеся растительные остатки, а в песчаниках — брахиоподы, пеллециподы, гастроподы, фузулины. Среди последних — *Hemifusulina gratiosa* (Lee), *H. truncatula* Raus. и др.

Отложения джилгинсайского горизонта (касимовский ярус) на южном склоне гор начинаются известняковыми конгломератами, выше которых следуют линзы (мощностью до 30 м) серого среднеслоистого детритового известняка, а затем буровато-малиновые тонко-среднеслоистые, разнозернистые кварц-полевошпатовые песчаники. В известняках и песчаниках имеются фузулиниды, брахиоподы и гастроподы основания верхнего карбона. Мощность до 100 м. На северном склоне гор Гузан представлена верхняя часть разреза. Это переслаивающиеся полимиктовые песчаники, тонколеночнослоистые алевролиты, серые и темно-серые водорослевые известняки, реже аргиллиты и гравелиты (230 м). Здесь содержатся брахиоподы, пелециподы, гастроподы, а также фузулиниды, включающие *Fusulinella adjuncta* Schlyk, *Protriticites ovatus* (Putrja), *Quasifusulinoides juvenatus* Kir., *Obsoletes grossdilovae* (M.—Macl.).

Подшоша следующего учбулакского горизонта не вскрыта. Самые низкие обнажающиеся слои здесь содержат комплекс фузулинид зоны *Triticites arcticus*, *T. acutus*. Разрез начинается песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами и аргиллитами. Преобладают серые и зеленовато-серые толстослоистые неравнозернистые полимиктовые песчаники. Имеются линзы (в раздувах до 50—70 м) серых и темно-серых среднеслоистых песчаных и органогенных известняков. К востоку они замещаются среднегалечными известняковыми конгломератами, которые восточнее расщепляются на ряд мелких линз и вновь замещаются известняками и известковистыми песчаниками.

Верхняя половина разреза, представленная только в восточной половине гор Гузан, сложена ритмично переслаивающимися гравелитами, песчаниками, алевролитами с редкими линзовидными известняками (660 м). Имеются растительные остатки (побеги и стволы), пелециподы, гастроподы, мшанки, трилобиты криноидеи, наутилоидеи, гониатиты, кораллы, водоросли и фузулиниды. Среди последних особенно многочисленны *Triticites secalicus shortangensis* Bensch, *T. primarius isfarensis* Bensch, *T. burghanensis* Bensch, *Rugosofusulina cylindrica* Sosn.

Отложения дастарского горизонта (гжельский ярус) залегают с видимым согласием на учбулакском.

Низы горизонта, по данным М. А. Авакова и Ф. Р. Бенш, обнажены на южном склоне восточного окончания гор Гузан и сложены в основном серыми слоистыми разнозернистыми, иногда гравийными песчаниками, переслаивающимися с зеленовато-серыми тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями серых плитчатых песчаных и обломочных известняков и линзами мелкогалечных конгломератов. Присутствующие здесь *Triticites rossicus* (Schellw.), *T. paraarcticus* Raus., *Jigulites* sp., *Rugosofusulina praevia orientalis* Bensch, *R. procera* Bensch устанавливают зону *Triticites rossicus*, *Jigulites formosus turanicus*. Мощность, по Ф. Р. Бенш, равна 310 м.

Верхняя часть разреза обнажается по р. Ащису на южном и северном склонах гор Гузан.

На южном склоне Ф. Р. Бенш доказаны зоны *Daixina asiatica* и *Pseudofusulina ferganensis*. Отложения первой зоны обнажены вдоль широтного Кузлантауского разлома. Кровля их также ограничена небольшим разломом. Неполная мощность около 125 м. В основании видимого разреза залегают измененные массивно- и толстослоистые песчаники (25 м), выше которых следуют темно-серые алевропелиты, аргиллиты и черные углистые сланцы с растительными остатками и раковинами двустворок (15,7 м). Углистые породы встречаются и выше среди зеленовато-серых толстослоистых песчаников (8 м). Мик-

рофауна, включающая *Rugosofusulina procera* Bensch, *R. praevia orientale* Bensch, *Daixina minima* Bensch, *D. asiatica* Bensch обнаружена в следующей пачке алевролитов с прослоями известковистых песчаников и темных глинистых известняков. Выше следуют песчаники, глинистые алевролиты и аргиллиты с прослоями глинистых известняков, содержащих разнообразные органические остатки плохой сохранности (38 м).

Отложения зоны *Pseudofusulina ferganensis* образованы тонкослоистыми аргиллитами, алевропелитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками (свита В М. Ш. Шамсутдинова). Распадаются на две толщи: внизу — чередующиеся песчаники, алевропелиты и аргиллиты, прослой кварцевых песчаников и гравелитов (215 м), вверху — темно-серые, тонкослоистые алевропелиты и аргиллиты с прослоями песчаных и детритовых известняков, содержащих *Rugosofusulina procera* Bensch, *R. praevia orientale* Bensch, *Pseudofusulina* (?) aff. *longissimoidea* (Beede), *Ps. vesiculosa* Bensch, *Ps. olgae* M.—Macl., *Ps. ferganensis* (Dutk.).

На северном склоне гор Гузан к верхней части дастарского горизонта, по-видимому, относится ащисуйская свита, имеющая в основном континентальное происхождение. По данным М. А. Авакова, Т. А. Сикстель и А. С. Масумова, она представлена грубоэриктично переслаивающимися зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, зелеными и бурными грубообломочными кристаллокластическими туфами кварцевого порфира, редко фельзитами и кварцевыми порфирами. Отмечаются маломощные прослой темных, иногда битуминозных, водорослевых и пелециподовых известняков, а также мергелей, углистых сланцев и углей. В прослоях углистых пород и углей нередко растительные остатки хорошей сохранности, много раковин остракод и гастропод. Ископаемая флора характерна и для более высоких частей разреза, где Т. А. Сикстель обнаружила ее даже в туфах.

В описываемом разрезе отмечено пять горизонтов туфов кварцевых порфиров различной мощности (от 5 до 38 м), хорошо выраженных в рельефе и выдержанных по простиранию (рис. 16).

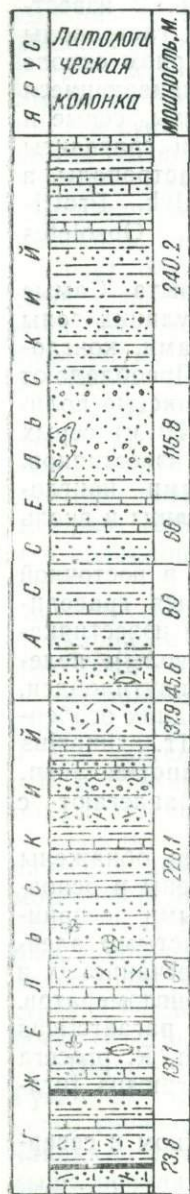


Рис. 16. Стратиграфический разрез верхнекаменноугольных-нижнепермских отложений хребта Гузан (Южная Фергана). Составил А. С. Масумов (по данным М. А. Авакова, Т. А. Сикстель, Ф. Р. Бенш, А. С. Масумова). Масштаб 1:5000. Условные обозначения см. на рис. 4.

В конгломератах, гравелитах и туфах дастарского горизонта встречаются обломки андезитов, дацитов и фельзитовидных пород, происходящих, по мнению А. С. Масумова и В. Я. Клипенштейна, вероятно из минбулакской (C_{2mb}) и акчинской (C_{2ak}) свит среднего карбона Карамазара.

Граница между отложениями карбона и перми в Гузани недостаточно ясна. В разрезах южного склона выше толщи алевролитов и

аргиллитов, содержащей в известняковых прослоях ругозофузулины и псевдофузулины дастарского горизонта, обособляется толща, в строении которой, наряду с алевропелитами и аргиллитами, существенное значение имеют песчаники и известняки — бурганинская свита (более 600 м).

Первые несколько десятков метров этой свиты по микропалеонтологической характеристике не отличаются от подстилающей. Нижнюю границу перми Ф. Р. Бенш проводит внутри бурганинской свиты по появлению *Rugosofusulina implexa* Bensch, представителей *Pseudofusulinoides* и ряда форм из рода *Pseudofusulina*. Отсутствие в данном разрезе фузулинид швагериновой группы объясняется, по-видимому, фациальными причинами.

Вулканогенно-осадочную ащисуйскую свиту, развитую на северном склоне гор, М. Ш. Шамсутдинов (1954) ранее относил к нижней перми. Основанием для таких выводов послужили находки А. Д. Миклухо-Маклая в 1950 г. в нижней части свиты ископаемой флоры, определенной А. Н. Криштофовичем как *Asterophyllites longifolius* (Sternb.) Brongn., *Sphenophyllum* sp., *Pecopteris unita* Brongn., *P. cyathea* (Schl.) Brongn., *Bowmanites laxus* Halle, *Calamites* sp. Этой же точки зрения придерживалась и Т. А. Сикстель, обнаружившая в 1948 и 1966 гг. в тех же прослоях углей и углистых алевролитов *Phyllothesa scyphulifera* Zal., *Calamites gigas* Brongn., *Paracalamites* sp., *Trizygia speciosa* Royle, *Tr. radzenkoi* Sixt., *Pecopteris (Asterotheca) arborescens* (Schl.), *P. candolleana* Brongn., *P. monyi* Zeill., *Ptychocarpus unites* (Brongn.) Zeill., *Sphenopteris ex gr. affinis* Lindl. et Hutt., *Neuropteris gigantea* Sternb., *Cordaites principalis* (Germ.) Gein., *C. aequalis* (Goepf.) Zall. non Gran'Eury, *Cordaitanthus* sp., *Pterophyllum* sp., *Taeniopteris* sp., *Angaropteridium* sp., *Sphenobaiera* sp.

В последнее время Т. А. Сикстель (1975а, б) пересмотрела свои взгляды на возраст вулканогенно-осадочной толщи в долине р. Ащису. В нижней части свиты на основании определений *Sphenophyllum* sp., *Trizygia radzenkoi* Sixt., *Calamites gigas* Brongn., *Pecopteris (Asterotheca) miltonii* (Artis) Zeill., *Pecopteris* sp. и др. выделен гжельский ярус верхнего карбона. К нему отнесено примерно 300 м разреза. В песчаниках и туфах верхней половины свиты (250 м) найдены *Annularia ex gr. sphenophylloides* (Zenker.) Gutb., *Calamostachys ex gr. calathifera* Weiss., *Taeniopteris guzanensis* Sixt., *Pterophyllum* sp., *Guzania ferganica* Sav. et Sixt., и др., позволившие эту часть разреза условно отнести к нижней перми.

Из сказанного следует, что вулканогенно-осадочная толща Ащису включает комплекс растений, не позволявший в течение длительного времени однозначно определять ее возраст.

По сборам А. С. Масумова и определениям С. В. Мейена, состав растительной ассоциации из углистых алевролитов нижней части свиты следующий: *Calimites ex gr. cistii* Brongn., *Asterophyllites dumasii* Zeill., *Calamostachys dumasii* Zeill., *Cordaites ex gr. principalis* (Germ.) Gein., *Cordaitanthus* sp., *Pecopteris* sp., *Asterotheca arborescens* (Schl.) Zeill., *Pecopteris cyathea* (Schl.) Brongn.

Сочетание представителей родов *Asterophyllites*, *Calamostachys*, *Asterotheca* и *Pecopteris*, по мнению С. В. Мейена, характеризует стефан (западно-европейская схема). Остальные виды имеют более широкое возрастное распространение. Большое количество кордаитов с фруктификациями (*Cordaitanthus*), сопровождаемыми папоротниками, свойственно стефанской флоре. В приведенной ассоциации отсутствуют как характерные для стефана птеридоспермы, так и типично пермские

элементы. Комплекс богат особями, но беден по видовому составу. Вероятно, его черты присущи какой-то особой фации (лагунно-дельтовой, по Ю. В. Станкевичу, 1972—*прим. А. М.*). При сравнении рассматриваемого комплекса с комплексом стефанской флоры, описанным М. Д. Залесским (1928) в верхнем палеозое Нарынтау (долина р. Чар.), обращает на себя внимание обилие в обоих местонахождениях папоротников из рода *Pecopteris*.

В ассоциации с растительными остатками в пласте темных углестых алевролитов А. С. Масумов обнаружил многочисленные остракоды¹⁸. Их белые раковины размером от 0,5 до 3 мм четко выделяются на темном фоне породы. Как правило, ориентация их створок параллельна напластованию и совпадает с ориентацией остатков растений. Комплекс остракод несомненно захоронен *in situ*: на поверхности очень тонких и хрупких створок сохранилась ячеистость и другие элементы скульптуры. Несколько выше по разрезу обнаружено еще два горизонта с остракодами. Из этого интервала И. Ю. Неуструева, по сборам Т. А. Сикстель определила *Paraparchites cf. humerosus* Ulrich et Bassl., *Kirkbya sp.* и др. (Сикстель и др., 1975б). Первый вид известен из нижней перми Канзаса (США), однако, определенный со знаком «cf», стратиграфической ценности, на наш взгляд, в данном случае не представляет. К тому же, стратиграфическое распространение этого вида и близких ему форм в разрезах верхнего палеозоя Средней Азии не изучено. То же справедливо и для представителей рода *Kirkbya*, распространенного в Европе и Северной Америке в интервале визе (Lower Mississippian) — верхняя пермь (*Guadalupian Stage*).

Из этого же стратиграфического интервала, по сборам А. С. Масумова, З. Д. Белоусова определила следующий комплекс остракод: *Kirkbya sp.*, *Paraparchites sp.*, *P. cf. humerosus* Ulrich et Bassler, *P. aff. grozdilovae* Mend., *Perprimitia cf. buvirostris* Schneider, *Healdia cf. distributa* Guseva, а Е. А. Гусева — *Paraparchites punctatus* Harris et Worrell, *Jonesina aff. etheridgei* Chapmani, *Cavelina sp.* Вид *Paraparchites punctatus* распространен в нижнепермских отложениях Северной Америки (серия *Wolfcampian*). Этот же вид описан В. К. Ивановым, вероятно, из средней и низов верхней зон ассельского яруса Донбасса под названием *Paraparchites humerosus* Ulrich et Bassler. Вид *Jonesina aff. etheridgei* характерен для нижнепермских отложений Северной Америки. По заключению Е. А. Гусевой, комплекс остракод из разреза хр. Гузан носит весьма своеобразный фациальный характер; возраст толщи, содержащей остракоды, по ее мнению, следует датировать ассельским веком.

Таким образом, собранные из одного и того же интервала остатки остракод и флора датируют вмещающие слои различно: остракоды — ассельским ярусом нижней перми, флора — стефанским ярусом верхнего карбона. Известные отсюда двустворчатые и брюхоногие моллюски возраста не определяют, так как имеют широкое вертикальное распространение. Фузулиниды в ащисуйской свите, а также в нижних слоях бурганинской не встречены.

На северном склоне гор Гузан М. А. Аваков начинает пермь с подошвы верхнего (пятого) в ащисуйской свите горизонта игнимбритов, указывая на размыв и трансгрессивное налегание этого горизонта на нижележащие породы. На южном склоне этот размыв он видит в основании пачки известняков (местами гравелитов и мелкогалечных конгло-

¹⁸ Точка с остракодами была показана А. С. Масумову Т. А. Сикстель и Ю. В. Станкевичем.

мератов), начинающих собой бурганинскую свиту. Данные Ф. Р. Бенш свидетельствуют об отсутствии или кратковременности перерыва в осадконакоплении на границе карбона и перми. А. С. Масумов также не придает этому решающего значения и границу между карбоном и пермью проводит по кровле пятого горизонта игнимбритов, что совпадает с подошвой бурганинской свиты.

Условность этой границы, по мнению А. С. Масумова, очевидна, она отражает два понятия о границах вообще. Первый — это конкретная граница (s. s.) в разрезе, второй — граница (s. l.) менее конкретная, но не менее реальная, которая отделяет каменноугольный период от пермского. Такая граница не может быть приурочена к какому-то определенному уровню, а охватывает определенный интервал разреза. В этом интервале в Гузане (имеется в виду ащисуйская и низы бурганинской свиты) ни один конкретный уровень не может отразить те изменения, которые характеризуют переход от карбона к перми. Если исходить из палеонтологических данных, то здесь может существовать, по мнению А. С. Масумова, несколько уровней, каждый из которых может быть принят за границу между системами. Один из них соответствует остракодам, другой — флоре, третий — фузулинидам.

Если принимать во внимание данные по остракодам, то необходимо всю ащисуйскую свиту отнести к ассельскому ярусу, но вопрос о границе С и Р все же останется не решенным, поскольку в нижележащих отложениях остракоды неизвестны. Если исходить из палеоботанических данных, эту границу здесь провести пока невозможно, так как мы не знаем еще достоверного распространения флор в разрезе. Граница между карбоном и пермью, проведенная по фузулинидам, самая высокая: она находится на несколько десятков метров выше подошвы бурганинской свиты.

Условно всю бурганинскую свиту можно считать пермской, точнее ассельской.

Это толща ритмично переслаивающихся песчаников, туфопесчаников, туфобрекчий и туфоконгломератов, алевролитов, аргиллитов, известняков. Известняки часто содержат остатки фузулинид, по которым Ф. Р. Бенш выделяет нижнюю и среднюю зоны ассельского яруса, а также брахиоподы, гастроподы, мшанки и водоросли. Известняки детритовые, криноидно-фузулинидовые, олитовые, биоморфные, водорослевые и детритовые криноидно-водорослевые.

Комплекс фузулинид нижней зоны ассельского яруса включает *Daixina ulukensis* Bensch, *Rugosofusulina implexa* Bensch, *R. ljakanica* Bensch, *Pseudofusulinoides* sp., *Pseudofusulina vesiculosa* Bensch, *Ps. olgae* M.—Macl., *Ps. ferganensis* Dutk. На среднюю зону указывают довольно частые и разнообразные представители групп *Rugosofusulina ruzhenzevi*, *R. complicata*, а также *Pseudofusulina pseudopointeli* Raus., *Ps. paraconcinna* и др.

Наиболее полные разрезы бурганинской свиты известны на северном склоне гор Гузан, западнее и северо-западнее горы Акташ. Здесь М. А. Аваков выделяет 10 ритмов, каждый из которых начинается песчаниками, туфопесчаниками, туфобрекчиями и туфоконгломератами, а заканчивается алевролитами и аргиллитами с прослоями известняков.

Эта же толща выделяется в горах Бурганэ. Здесь она сохраняет свое ритмичное строение, но отличается от северных разрезов меньшим количеством пирокластического материала.

Каратау. Хребет Каратау сложен преимущественно морскими и континентальными отложениями верхнего карбона — перми, которые изучали Н. П. Васильковский, А. Д. Миклухо-Маклай, Д. П. Резвой,

О. И. Богуш, Ф. Р. Бенш, Т. А. Сикстель, Ю. В. Станкевич, Л. И. Савицкая.

По данным Т. А. Сикстель и др. (1973, 1975б), в западной оконечности Каратау касимовский ярус представлен песчаниково-конгломератовой толщей, нижняя часть которой сложена, в основном, разногачечными серыми, коричневато-серыми, местами валунными конгломератами с большой сгруженностью и плохой сортировкой галек. В основании разреза располагается горизонт известняковой брекчии переменной мощности.

Подчиненные им песчаники серые, реже зеленоватые, плотные, массивные, разнозернистые (полимиктовые), но преимущественно кварцевые. Цемент карбонатный или глинисто-карбонатный. В слоистых разностях имеются редкие отпечатки растений. Песчаники и алевролиты нередко ритмично переслаиваются.

Общая мощность нижней части толщи 600 м.

Для верхней части толщи (120 м) характерны чередующиеся пачки конгломератов, слоистых песчаников, алевролитов и известняков. Здесь известны остатки пелеципод, брахиопод и растений. Возраст определен в 4—5 км восточнее Акчекека, где в верховье сая Беркутыясы Ф. Р. Бенш установила комплекс фузулинид зоны учбулакского горизонта: *Montiparus montiparus* (Ehr. et Moel.) *Triticites schwageriniformis* Raus., *T. koktjubensis* Bensch, *T. subundulatus* Bensch, *T. gissaricus* Bensch, *T. irtregularis* (Schell. et Staff), *T. ex gr. arcticus* (Schellw.).

В районе горы Коктюбе А. Д. Миклухо-Маклай и Ф. Р. Бенш выявили более древний горизонт верхнего карбона — джилгинсайский. Здесь среди алевролитов и песчаников в прослоях известняков встречен *Obsoletes grosdilovae* (M.—Macl.).

Гжелский ярус на западе Каратау, по Т. А. Сикстель и др. (1975б), в нижней части (1000 м) представлен переслаивающимися песчаниками (преобладают), алевролитами и конгломератами, реже аргиллитами, глинистыми и песчанстыми известняками, в средней части (600 м) — песчаниками и конгломератами с прослоями алевролитов и редких известняков, в верхней (350 м) — алевролитами, известняками, туфопесчаниками, несколькими пластами туфов и конгломератов. В известняках много раковин двустворок, изредка встречаются брахиоподы и гастроподы, отдельные прослои переполнены фузулинидами, весьма однообразными в систематическом отношении (*Rugosofusulina procera* Bensch, единичные *R. ex gr. alpina* Schellw., *R. uralensis* Ros., *Pseudofusulina vesiculosa* Bensch), не позволяющими произвести детальное стратиграфическое расчленение толщи. В глинистых алевролитах встречаются остатки растений, среди которых Т. А. Сикстель и Л. И. Савицкая установили *Calamites gigas* Brongn., *Pecopteris cyathea* Schloth., *P. unita* Brongn., *Alethopteris gothanii* Stockm. et Math., *Odontopteris subcrenulata* (Rost) Zeill., *Sphenopteris* sp., *Protoblechnum ferganicum* Sav., *Taeniopteris* sp., *Cordaites principalis* (Germ.) Gein., *Cordaitanthus volkmannii* (Ett.) Zeil., *Walchia* sp., *Gomphostrobus* sp., *Norinii rigida* Sixt.

К ассельскому ярусу в пределах описываемой территории Т. А. Сикстель и др. (1975б) отнесли толщу (500 м) ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, которая залегает согласно на гжелских отложениях верхнего карбона и перекрывается пачкой красноцветных конгломератов гальчабашинской свиты. Граница с верхним карбоном проводится по кровле туфо-карбонатной пачки, выше которой в линзовидных прослоях известняка обнаружены *Rugosofusulina complicata* (Schellw.), *Pseudofusulinoides subobscurus* Bensch, *Pseudofu-*

sulina ferganensis (Dufk.), а также форма со швагериновой спиралью, предположительно отнесенная к *Alpinoschwagerina* (?) *paranitida* Bensch. Ассельская песчано-сланцевая толща занимает незначительную площадь на западе Каратау, в пределах сухого русла Карасай и одноименной ложины. Разрез толщи начинается мелкогалечными конгломератами с линзовидными прослоями песчаников и аргиллитов. Конгломераты сложены хорошо окатанными гальками известняков, песчаников, красного гранита, зеленых эффузивов, кремней и т. д. Сортировка обломочного материала плохая. Заполняющая масса конгломератов представлена разнозернистым песчаником.

Выше в разрезе появляются разногалечные конгломераты аналогичного состава и строения, переслаивающиеся с грубозернистыми полимиктовыми песчаниками и светло-серыми алевролитами. Вверх по разрезу конгломератов все меньше и, наконец, они исчезают. В разрезе преобладают мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты, венчаются они пачкой ритмичного тонкого переслаивания алевролитов и песчаников. Алевролиты почти белые, местами зеленоватые. Песчаники светло-серые, зеленовато-серые, тонкослоистые, полимиктовые. Цемент известково-глинистый. В низах толщи преобладают песчаники, в верхах разреза — алевролиты. В алевролитах средней части толщи, по сборам А. С. Масумова, С. В. Мейен определил многочисленных представителей *Callipteris conferta* (Sternb.). Этот вид, как известно, появляется с основания красного лежня Европы и встречается преимущественно в нижнем красном лежне (отен), хотя отдельные находки указываются и из верхов стефана.

Т. А. Сикстель, впервые обнаружившая в описываемой толще *Callipteris conferta*, вместе с этим видом определила *Calamites gigas* Brongn., *Cordaites* sp., *Samaropsis* sp., *Walchia* sp., *Taeniopteris* sp.

Прослой с растительными остатками расположен на 70—90 м ниже известняка с ассельскими фузулинидами.

В горах Курганташ, расположенных южнее Каратау, к касимовскому ярусу условно, по положению в разрезе, Т. А. Сикстель и др. (Путеводитель..., 1975) отнесли толщу (290 м) песчаников и алевролитов, содержащую редкие прослой известняков с плохо сохранившимися остатками беспозвоночных, в том числе и брахиопод. В алевролитах этой толщи имеются остатки растений плохой сохранности (стебли каламитов, листья кордаитов и редких пекоптерид). Вышележащую песчано-алевролитовую толщу мощностью до 200 м Т. А. Сикстель и др. (Путеводитель..., 1975) рассматривают как гжелскую. Она залегает согласно на отложениях касимовского яруса, а перекрывается с несогласием и размывом юрой. Содержит остатки *Calamites* sp., *Sphenopteris* sp., *Callipteris conferta* Brongn., *Cordaites* sp., *Sphenophyllum oblongifolium* (Germ. et Kaulf.) Unger, *Pecopteris* sp., *Dicranophyllum* sp., *Neuropteris* sp., *Walchia* sp., *Gomphostrobus* sp. и др. Сложена в нижней части (мощность до 80 м) чередующимися малиновыми алевролитами с прослоями аргиллитов, песчаников и туфопесчаников; в верхней — песчаниками с прослоями и линзами известняков, алевролитов и одним прослоем (мощность до 6 м) мелкогалечного конгломерата.

В прослоях известняков встречаются *Rugosofusulina implexa* Bensch, *R. ljakanica* Bensch, *Pseudofusulina vesiculosa* Bensch, свидетельствующие о развитии здесь самых верхних горизонтов гжелского яруса, переходящих в пермь.

Гальчабашинская свита, развитая в одноименных горах, с незначительным угловым несогласием залегает на описанной

выше песчано-сланцевой толще ассельского яруса. Внизу разреза, по данным А. С. Масумова, конгломераты ритмично переслаиваются с гравелитами и песчаниками. Конгломераты разногалечные, но большинство их средне- и мелкогалечные. Иногда встречаются гальки размером до 40 см в поперечнике. Галька средней степени окатанности, состоит из серых пелитоморфных мелкокристаллических известняков, черных, красных, серых и бурых кремней и туфопесчаников. Конгломераты толстослоистые, с толщиной прослоев 10—30 м. С продвижением вверх по разрезу мощность пластов конгломератов уменьшается до 2—5 м, а сами конгломераты становятся исключительно мелкогалечными. В их гальке Ф. Р. Бенш обнаружила микрофауну кельвасайского горизонта среднего карбона. Гравелиты, содержащиеся в пачке, имеют тот же состав, что и конгломераты; мощность их пластов не превышает как правило 1 м. Песчаники более распространены, нежели гравелиты. Они средне- и грубозернистые, массивные, толстослоистые, полимиктовые, с карбонатным цементом. Начиная с верхней трети разреза пачки, количество песчаников резко увеличивается. Разрез венчается 10-метровой пачкой серых песчаников и малиновых алевролитов.

Описанная конгломератовая пачка, неполной мощностью до 500 м, перекрывается с резким угловым несогласием и размывом отложениями мела. Т. А. Сикстель указывает отсюда *Taeniopteris ex gr. tajuanensis* Halle, *Ullmannia* sp. и предполагает, что возраст гальчабашинской свиты позднепермский.

Пачку переслаивающихся конгломератов, гравелитов и песчаников, развитых в Гальчабаше, А. С. Масумов коррелирует с тулейканской свитой и предположительно относит к артинскому ярусу.

СЕВЕРНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ

Верхнепалеозойские осадочные образования, по данным геофизики и бурения, установлены в фундаменте Срединного Тянь-Шаня в пределах погребенных под чехлом мезо-кайнозойских отложений Присырдарьинского прогиба (Ибрагимов, 1973), Жаукаш-Бердинской котловины (Кунин, 1974), Тюраташского (Воскобойников, 1958) и Арало-Камыслыбасского прогибов (Кирюхин, 1971).

В Присырдарьинском прогибе, располагающемся к югу от Северо-Западного Каратау, отложения верхнего палеозоя вскрыты 10 скважинами.

Толща (4000—5000 м) сложена ритмично переслаивающимися кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками, углистыми алевролитами и аргиллитами, редко мергелями, известняками, доломитами и туфами среднего состава, сформировавшимися, по-видимому, в прибрежно-морских условиях и отнесенными нами к шлифовой формации. Породы пестроокрашенные.

В Жаукаш-Бердинской котловине и прилегающих участках, по данным сейсморазведки, выделена толща недислоцированных темноцветных и пестроцветных терригенных пород (до 1500—2000 м), возраст которых предполагается верхнепалеозойским. В районе поднятия Каратау и на Ортакудукской структуре они залегают под юрскими отложениями и вскрыты скважинами (Кунин, 1974).

По данным электроразведки, недислоцированная толща (1000—2000 м) терригенных пород наблюдается к юго-востоку от г. Кызыл-Орда и в ряде участков бассейна р. Сырдарьи.

В Тюратамском прогибе верхнепалеозойские отложения пройдены скважинами Тюратам-1 и 4. В первой общая вскрытая мощность отло-

жений равна 460 м. Породы разделены на три пачки: нижнюю (96 м), сложенную темно-бурыми кварцитовидными среднезернистыми песчаниками (с обильными обломками вулканитов) с прослоями бурых алевролитов; среднюю (180 м), состоящую из аргиллитов с прослоями алевролитов, содержащих неопределимые остатки фораминифер; и верхнюю (193 м), представленную красноцветными песчаниками и аргиллитами, перекрытыми розовыми алевролитами.

В скважине Тюратам-4 подобная толща подстилается темно-серыми андезитовыми порфиритами со стекловатой, слабонакристаллизованной основной массой и свежими вкрапленниками моноклинного пироксена, основного олигоклаза и кристаллами актинолита. В скв. 100 вскрыты кристалловитрокластические туфы кислого состава. По мнению В. А. Буша, Р. Г. Гарещкого, Л. Г. Кирюхина (1975), наличие довольно свежих вулканитов сближает описанную толщу с туринской серией, заполняющей Кушмурунский грабен.

Еще западнее, в низовьях р. Сырдарьи, наличие верхнепалеозойских пород предполагается в фундаменте Аральско-Камыслыбасского прогиба. Скважиной 321 у оз. Камыслыбас вскрыты серо-коричневые аргиллиты и туфопесчаники с обломками вулканических стекол кислого состава и кварца, а также стекловатые пузырчатые лавы пикритового состава.

Таким образом, верхнепалеозойские отложения прослеживаются на отдельных участках от южных отрогов Каратау до г. Аральска, фиксируя здесь предгеосинклинальный прогиб. Необходимо отметить, что терригенная верхнепалеозойская толща залегает в основном на карбонатной толще нижнего карбона. В центральной части Северных Кызылкумов верхнепалеозойские отложения проблематичны, их присутствие возможно лишь в небольших изолированных прогибах или грабенах.

Букантау. Букантау — это система горных возвышенностей Центральных Кызылкумов, разделенная Букантауским разломом на Северный и Южный Букантау. В пределах Северного Букантау располагаются собственно горы Букантау и Тахтатау, а в пределах Южного — Алтынтау, Кокпатас, Джетымтау-1. В зоне Букантауского разлома выступает прерывистая известняковая гряда (Тубаберген, Ирлир, Джетымтау-II и др.).

Верхнепалеозойские (в основном среднекаменноугольные) отложения слагают обширные площади в Северном Букантау, составляя единую синклинальную складку, погребенную под отложениями мезозоя и кайнозоя. В Южном Букантау они известны только в Кокпатасе и Окжетпесе.

Мы принимаем следующую последовательность свит: джиракудукская (верхи верхнебашкирского подъяруса), ажриктинская (самые верхи нижнемосковского подъяруса), архарская свита Букантау, ее возрастной аналог тахтатауская свита Тахтатау (верхнемосковский подъярус) и конгломератовая толща условно позднекаменноугольного возраста.

Джиракудукская свита выделена в районе кол. Джиракудук в 1954 г. М. Н. Соловьевой¹⁹. Отложения ее слагают полосу на северном склоне гор Букантау, в районе колодцев Джиракудук, Архар, Чилли, Ташибулак; представлены конгломератами, постепенно сменяющимися грубозернистыми серыми песчаниками, алевролитами и ар-

¹⁹ З. С. Румянцева (1974) установив, что комплекс фузулинид джиракудукской свиты переотложен, относит ее к верхнемосковскому подъярсу. По ее данным, джиракудукская и архарская свиты — синонимы (прим. Ф. Б.).

гиллитами с линзами запесоченных детритусовых известняков. В отложениях свиты известны остатки беспозвоночных и флоры. Общая мощность достигает 300 м (Стратиграфия УзССР, 1965).

К. К. Пятков и др. (1967) отмечают литологически сходные отложения в горах Огузтау, Токтыныктау, Шушактау.

Возрастной аналог джиракудукской свиты известен в горах Тубаберген и Ирлирской гряде под названием белькудукской свиты. Это выделенная З. С. Румянцевой (1974) карбонатная пачка (53 м), которая трансгрессивно без видимого несогласия с бокситами (до 3 м) в основании залегает на известняках верхнего визе — серпуховского яруса. Пачка сложена переслаивающимися оолитовыми, водорослево-фораминиферовыми, детритово-фораминиферовыми, реже шламово-детритусовыми слонистыми и массивными известняками с редкими прослоями мергелистых известняков и аргиллитов, линзовидными прослоями и стяжениями кремня.

Упомянутая пачка надвинута на ажриктинскую свиту, в которой имеются крупные обломки известняков белькудукской свиты.

Из органических остатков известны фораминиферы верхней зоны верхнебашкирского подъяруса (Румянцева, 1974).

Б. В. Айсанов отмечает наличие подобных известняков (до 140 м) на северном склоне Ирлирской гряды, содержащих северо-западнее пос. Кулкудук и северо-западнее г. Ирлир фораминиферы верхнебашкирского и нижнемосковского подъярусов.

Ажриктинская свита описана в 1968 г. З. С. Румянцевой в Тамдытау, а ее аналоги установлены в западном окончании гор Тубаберген, где она выделена из состава тахтатауской свиты. Для основания разреза характерны переслаивающиеся алевролиты, аргиллиты, песчаники, в которых обнаружены брахиоподы, пелециподы и гониаты. Выше лежат ритмично чередующиеся серые и голубовато-серые кварцево-полевошпатовые песчаники, алевролиты и аргиллиты с единичными прослоями черных афанитовых известняков. Неполная мощность свиты 300 м.

В горах Тубаберген отложения свиты имеют тектонические взаимоотношения с окружающими толщами, а в Тахтатау она с несогласием перекрыта породами верхнемосковского подъяруса. Низы разреза не вскрыты.

Свита здесь сложена зеленовато-серыми и темно-серыми рассланцованными алевролитами и полимиктовыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Общая мощность свиты 400 м.

В горах Букантау геологическое строение свиты изучал Я. Б. Айсанов в 1974—1976 гг., который не отделял ее от а р х а р с к о й. По его данным, она имеет тектонические контакты с подстилающими отложениями и трансгрессивно перекрывается породами тахтатауской свиты, а местами — с глубоким размывом и угловым несогласием — валунниками предположительно верхнего карбона. Наиболее полный разрез в районе высоты Ащибулак сложен тремя пачками пород (снизу вверх): нижняя — граувакково-песчаниковая (до 250 м) — представлена крупнозернистыми грубослоистыми песчаниками зеленовато-голубоватых тонов.

Средняя пачка — алевролитопесчаниковая (до 600 м) — характеризуется ритмично переслаивающимися зеленовато-голубовато-серыми до черных слюдисто-полевошпатовыми, кварц-альбит-карбонатными аргиллитами с граувакковыми песчаниками (преобладают вверху). Для пород пачки характерны тонкая горизонтальная слонистость, следы

течений, знаки ряби. В песчаниках наблюдаются линзы с хаотическими нагромождениями стволиков растений (15—20 см в длину). Встречаются линзовидные прослои гравелитов и пестроцветных аргиллитов.

Верхняя пачка — гравелито-песчаниковая (до 800 м) — сложена серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, а также гравелитами с прослоями и линзами конгломератов и алевролитов. Обломочный материал хорошо окатан. Породы пачки то грубо-, то тонко-слоистые. Довольно часто встречаются растительные остатки.

Суммарная мощность свиты 1650 м.²⁰

Остатки флоры *Calamites suckovii* Brongn., *Samaropsis* sp. (опр. Л. И. Савицкой), встреченные в породах свиты, характерны для каменноугольных и пермских отложений.

Возраст архарской свиты определяется по находкам в обломочных карбонатных породах у кол. Джеракудук башкирских фораминифер. Последние, по заключению З. С. Румянцевой, переотложенные. Дополнительные сборы Я. Б. Айсанова из этой же точки выявили комплекс переотложенных фораминифер верхнебашкирского подъяруса (опр. З. С. Румянцевой): *Ozawainella* aff. *pararhomboidalis* Map., *Pseudostafella* sp., *Profusulinella staffellaeformis* Kir., Pr. sp.

Средняя пачка по строению и составу сходна с ажриктинской свитой гор Тубаберген, вследствие чего не исключен раннемосковский возраст (верхи нижнемосковского подъяруса) пород нижней пачки.

Тахтатауская свита выделена в 1938 г. В. А. Захаревичем в горах Тахтатау. Последующими исследованиями Х. Х. Урманова, А. К. Бухарина, Я. Б. Айсанова, З. С. Румянцевой и др. уточнен ее объем и возраст. В Букантау, как уже говорилось, аналогом этой свиты является архарская. Поскольку отложения верхнемосковского подъяруса наиболее полно фаунистически охарактеризованы в горах Тахтатау, целесообразнее на данном этапе выделять только тахтатаускую свиту, разделив ее на две подсвиты.

Нижняя в горах Тахтатау (ее именуют здесь огузской свитой) с несогласием залегает на ажриктинской (южный склон Тахтатау) и черных доломитах девона (Джетымтау), моноκлинально падает на север (10—40°) и почти не дислоцирована.

Внизу разрез представлен конгломератовой пачкой (400—550 м), сверху — песчаниковой (400 м).

В Букантау в нижнюю подсвиту мы включаем ниже- и среднетахтатаускую подсвиты Я. Б. Айсанова, соответственно рассматривая их как зеленоцветную конгломератовую (200 м) и пестроцветную конгломерато-песчаниковую (300 м) пачки.

К общим особенностям подсвиты необходимо отнести изменчивость состава пород как по латерали, так и в разрезе, преобладание массивных разностей над ритмично переслаивающимися породами, наличие горизонтальной и косой слоистости, знаков ряби и ходов червей, трещин усыхания и т. д. Породы подсвиты окрашены в пестрые тона. Сортированность и окатанность обломков весьма различны.

В карбонатных обломках многие исследователи собрали фауну беспозвоночных девона — нижнемосковского подъяруса. В песчаниках довольно многочисленны обугленные растительные остатки. В запесоченных известняках встречены брахиоподы, пелециподы, гастроподы, известные, по заключению О. И. Сергуньковой, из верхней части среднего и нижней части верхнего карбона.

²⁰ По З. С. Румянцевой (1974), мощность ажриктинской свиты в Букантау не превышает 300 м.

По фораминиферам З. С. Румянцева (1974) устанавливает возраст нижней подсвиты как низы верхнемосковского подъяруса.

Верхняя подсвита сложена регрессивной серией пород и разделена на две пачки: алевролитовую (до 1000 м) и песчаниково-конгломератовую (400—600 м).

Алевролитовая пачка в Тахтатау (джелтумсукская свита, по З. С. Румянцевой) охарактеризована в верхней части, по данным З. С. Румянцевой (1974), фораминиферами актерекского горизонта, т. е. нижней части верхнемосковского подъяруса (до 1000 м).

Песчаниково-конгломератовая пачка развита только в северной части гор Тахтатау и известна как бассайская свита (320 м).

В Букантау алевролитово-песчаниковой пачке соответствует пачка голубых песчаников (400 м) — верхнетахтатауская подсвита, по Я. Б. Айсанову.

Для подсвиты в целом характерно чередование полимиктовых песчаников и алевролитов с линзовидными прослоями известняков, аргиллитов, гравелитов и конгломератов. Кверху увеличивается количество линз гравелитов и конгломератов. В Тахтатау в алевролитовой пачке содержатся брахиоподы, пелециподы, гастроподы, гониатиты, мшанки, а также многочисленные отпечатки стволов плауновых, веток лепидодронов среднего — верхнего карбона. Комплекс фораминифер, по определению З. С. Румянцевой (1974), характерен для отложений нижней части верхнемосковского подъяруса.

Верхнекаменноугольная (?) толща конгломератов выделена в 1976 г. Я. Б. Айсановым из состава тахтатауской свиты в Букантау. Она слагает ряд разобценных полос субширотного простирания (к северу от пос. Кулкудук и г. Ирлир, на широте колодиев Ащибулак и Джиракудук). Толща (до 130 м) с глубоким размывом, угловым и азимутальным несогласием лежит на породах кумбулакской, тубабергенской, ажриктинской и тахтатауской свит; сложена плохо отсортированными грубослоистыми валунными конгломератами с линзами гравелитов и песчаников.

По мнению О. М. Борисова, к данной толще необходимо отнести конгломератовую пачку (верхи бассайской свиты) Тахтатау, мощность которой с востока на запад возрастает от 100 до 380 м (у кол. Бассай).

По составу и строению конгломератовая толща напоминает мурынкудукскую свиту Северного Тамдытау (Румянцева, 1974), возраст которой считается моложе московского века.

Северный Тамдытау, Сангрунтау, Ханбандытау. Для Северного Тамдытау З. С. Румянцева (1974) разработала детальную схему расчленения среднего карбона, по которой здесь выделяются белькудукская (верхи верхнебашкирского подъяруса), кокчинская (низы нижнемосковского подъяруса), боздонская (верхи нижнемосковского подъяруса), ажриктинская (самые верхи нижнемосковского подъяруса) свиты.

Белькудукская свита выделена З. С. Румянцевой в 1960 г. на северном склоне гор Мурунтау, западнее кол. Белькудук. Нижняя часть сложена темно-серыми микрозернистыми и детритовыми известняками с многочисленными обломками криноидей, раковин остракод и фораминифер.

Верхняя часть свиты состоит из тонкослоистых серых мелкозернистых известняков с линзовидными прослоями и стяжениями кремней, переслаивающихся с детритово-сгустковыми, детритовыми, водорослевыми и водорослево-фораминиферовыми известняками, нередко сильно

битуминозными, с многочисленными остатками разнообразной фауны верхов верхнебашкирского подъяруса.

Неполная мощность свиты в Мурунтау — 90 м.

Отложения свиты (90 м) слагают южное крыло Актауской антиклинали, где она залегает трансгрессивно без видимого несогласия на «ругозовых» известняках верхнего визе, имея в основании довольно выдержанную по простиранию бокситовую залежь. Разрез представлен темно-серыми и черными тонкослоистыми битуминозными известняками с прослоями и линзами кремня, желтоватыми ракушняковыми известняками, темно-серыми прослоями окремненных известняков с кораллами.

Кокчинская свита выделена М. Н. Соловьевой и В. Д. Чехович в 1954 г. в Южном Нуратау. По данным З. С. Румянцевой (1974), в Мурунтау ее отложения согласно налегают на известняки белькудукской свиты, а сами перекрываются известняками боздонской.

Нижняя часть свиты сложена темно-серыми тонкослоистыми микрозернистыми полосчатыми известняками, затем следуют светло-серые органогенные, комковатые, афанитовые, фораминиферовые, водорослевые известняки и их сочетания со стяжениями светлых кремней и массивными скоплениями брахиопод и одиночными кораллами (80 м).

В горах Актау отложения кокчинской свиты выделяются условно.

Боздонская свита (кельвасайский горизонт) выделена З. С. Румянцевой в 1959 г. в ур. Боздон (Мурунтау), где она состоит из переслаивающихся светло-серых и серых водорослево-фораминиферовых, сгустково-детритовых, детритово-афанитовых, криноидных и органогенно-обломочных известняков с многочисленными фораминиферами и брахиоподами (150 м).

Подобные же отложения обнаружены в горах Актау, но здесь они нарушены разломами и дислоцированы.

Ажриктинская свита (верхи кельвасайского горизонта) выделена в 1968 г. З. С. Румянцевой на южном склоне гор Актау (верхове Ажрикти), где она согласно лежит на известняках боздонской свиты и прослеживается вдоль южного склона ур. Боздан. Разрез начинается рассланцованными черными углистыми аргиллитами (30 м), выше которых располагаются переслаивающиеся аргиллиты и разнозернистые песчаники.

Для аргиллитов и песчаников характерны линзовидные прослои гравелитов, конгломератов и песчаных известняков с обломками и глыбами (до 1,5—2 м в диаметре) известняков, которые содержат фауну кембрия, девона и нижнего карбона. Ритмичность и наличие глыб позволяет отнести свиту к формации дикого флиша.

Мощность свиты 520 м.

В Сангрунтау в 1959 г. З. С. Румянцева выделила аналог ажриктинской свиты из состава сангрунтауской свиты. Это пачка (более 200 м) зеленовато-серых песчаников, переслаивающихся с алевролитами, аргиллитами и линзами растительного детрита. В песчаных известняках с оолитами обнаружены единичные раковины фораминифер среднекаменноугольного возраста. Пачка отделена разломом от нижележащих осадочно-вулканогенных отложений с гониатитами намюра, а на нее надвинуты аналоги тасказганской свиты верхнего рифея.

К аналогу ажриктинской свиты О. М. Борисов склонен относить «предгорнонуратинскую», выделенную в 1962 г. П. Н. Подкопаевым. Она обнажается на южном склоне хр. Ханбандытау (видимая мощность до 700 м).

Разрез отложений начинается базальным горизонтом серых обломочных известняков с обломками кремней и известняков. Выше лежат известковистые аргиллиты, алевролиты, переслаивающиеся с глинистыми и песчанистыми известняками, содержащими растительные остатки и фораминиферы. Трансгрессивная серия завершается пачкой чередующихся темно-серых и зеленовато-серых известковистых тонкоплитчатых аргиллитов и полимиктовых песчаников с прослойками известняков, зеленой яшмовидной породы и конгломерато-брекчий с полукатанными и окатанными обломками аргиллитов, афанитовых известняков и порфиритов (2—10 мм в диаметре). Регрессивная серия представлена грубослоистыми переслаивающимися песчаниками, известняками, реже аргиллитами. В верхней части ее, по данным бурения, севернее пос. Учкулач полимиктовые песчаники и конгломерато-брекчии чередуются с известняками и известняковыми аргиллитами.

В известняках свиты собраны фораминиферы предположительно визе-башкирского яруса (заключение Ф. Р. Бенш). Растительные остатки, определенные Т. А. Сикстель, указывают на среднекаменноугольный возраст.

Учитывая присутствие в отложениях гальки вулканитов, О. М. Борисов помещает их выше намюрской осадочно-вулканогенной толщи южных склонов Писталитау и выше отложений верхнебашкирского возраста.

Мурынкудукская свита выделена в 1965 г. П. Н. Подкопаевым в Северном Тамдытау. На левом борту сая Ажрикти, в районе кол. Кыныр описываемая свита несогласно и с перерывом залегает на ажриктинской, а в горах Мурунтау — на известняках верхнего визе и среднего карбона (кол. Мурынкудук, северное подножье) или различных горизонтах известняков среднего — верхнего девона (Западно-Боздонская антиклиналь и др.).

Разрез свиты начинается базальным горизонтом конгломератов, содержащих глыбы с разновозрастной фауной — от силурской до каменноугольной (до 200 м). Верхняя часть сложена конгломератами и гравелитами с прослоями и линзами песчаников и песчанистых известняков. В районе кол. Кыныр обнаружены обломки известняков с деформированными веретенообразными фузулинидами, напоминающими представителей родов *Profusulinella* и *Aljutovella*. З. С. Румянцева (1974) относит эту свиту к верхнемосковскому подъярису.

Аналогом мурынкудукской свиты является нижнеписталитауская (300 м), выделенная П. Н. Подкопаевым южнее Писталитау. Свита несогласно лежит на известняках среднего визе и представлена базальными слоями (до 40 м), выше которых идет горизонт (до 90 м) серых афанитовых массивнослоистых известняков с прослоями биоморфных разностей. Фораминиферы, по определению М. Н. Соловьевой (1963), имеют позднемосковский возраст.

Фаришская свита обнажается вдоль подножья Северо-Нуратинского хребта между Янгикишлаком и Сев. Нуратау. Она представлена красноцветными конгломератами и песчаниками мощностью до 900 м.

Подобные образования вскрываются недалеко от естественных обнажений скважинами 251 и 252 (Ахмеджанов, Борисов, Фузайлов, 1967).

Глава III. ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Современные взгляды на стратиграфию верхнего палеозоя этого региона сложились на основе работ огромного числа специалистов (Ф. Р. Бенш, О. И. Богуш, Г. И. Биличева, А. В. Дженчураева, Т. А. Каледа, М. М. Кухтиков, В. И. Лаврусевич, Н. А. Лисицына, В. Р. Мартышев, А. Д. Миклухо-Маклай, С. К. Овчинников, Г. С. Поршняков, Б. В. Поярков, Д. П. Резвой, З. С. Румянцева, В. Д. Салтовская, О. И. Сергунькова, Т. А. Сикстель, Н. М. Синицын, М. Н. Соловьева, А. Т. Тарасенко, О. Л. Эйно́р и многие другие).

Из обобщения имеющихся сведений и проведенных авторами наблюдений вытекает, что в пределах Южно-Тяньшаньской герцинской геосинклинали отложения верхнего палеозоя сохранились от размыва только в грабен-синклинориях и остаточных прогибах. В разрезе преобладают среднекаменноугольные и нижнепермские осадки. Фациально отложения меняются с запада на восток и с севера на юг в связи с увеличением роли морских образований.

Отложения верхнего палеозоя с размывом залегают на различных толщах нижнего — среднего палеозоя, а сами в пределах унаследованных мезо-кайнозойских прогибов перекрыты породами юры и более молодыми по возрасту осадками.

НУРАТАУ-ТУРКЕСТАНО-АЛАЙСКАЯ ГОРНАЯ СИСТЕМА

Верхнебашкирский подъярус. В северной половине Южно-Тяньшаньской геосинклинали (Нуратау, горы Мальгузар, высокие предгорья Туркестанского и Алайского хребтов) эти отложения развиты локально, представлены в основном известняками, зачастую бокситоносными.

В Северном Нуратау отложения верхнебашкирского подъяруса представлены нарванской свитой, выделенной в 1953 г. М. Н. Соловьевой. Отложения свиты выступают в ядрах синклинальных складок по южному (Койташская, Меришкорская, Каратауская) и северному (Даристанская) крылу Северо-Нуратинского антиклинория, и трансгрессивно залегают на отложениях от ландовери до намюра включительно.

Разрез начинается конгломератами, песчаниками или конгломератовидными известняками. Выше лежат детритовые, оолитовые, ступковидные, водорослевые известняки с прослоями конгломератов, песчаников и сланцев. Здесь имеются ружозы плохой сохранности и фораминиферы *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Profusulinella staffellaeformis asiatica*

Sol., Pr. arta Leont. Мощность весьма изменчива: 15—170 м (Койташ), 120 (Меришкор), 200 (Каратау), 45 м (Даристан).

Верхнебашкирские отложения высоких предгорий Туркестанского и Алайского хребтов на свиты не подразделяются.

В высоких предгорьях Туркестанского и Алайского хребтов А. Д. Миклухо-Маклай и Г. С. Поршняков (1961) выделяли туокдангинскую свиту («пятнистые» известняки), которую считали верхнебашкирской. В настоящее время установлено, что эта свита не имеет определенного стратиграфического положения, так как в разных пунктах содержит фауну разных возрастов (от серпуховского до низов московского).

На рассматриваемой площади (включая и хр. Мальгузар) верхнебашкирские отложения нередко отсутствуют в связи с перерывом в осадконакоплении (Пешкаут, Абшир, Катран-Яурунтуз и др.).

В ряде мест этот перерыв сопровождался накоплением бокситов и бокситоносных пород, лежащих на закарстованных поверхностях нижележащих известняков. Бокситоносные породы обычно представлены буровато-серыми и пятнистыми известняками, нередко конгломератовидными, с линзами диаспор-каолинитовых и шамозит-диаспоровых пород. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Бокситоносные породы отмечаются в основании нижнебашкирских образований (Джалаир), внутри верхнебашкирских отложений (Каравшин, Каранглы), а также в подошве отложений нижнемосковского подъяруса (Джалаир, басс. р. Чаувай и др.). В Джалаире имеется два горизонта с бокситами. Нижний горизонт покрывается нижнебашкирскими известняками или акбулакской свитой, а верхний — нижнемосковскими известняками или рамазанской свитой (Румянцева, 1973).

Там, где отложения верхнебашкирского подъяруса устанавливаются в полном объеме, они тесно связаны с нижнебашкирскими слоями газской свиты и также представлены темными слоистыми известняками с кремнями (реки Газ, Карабулак). В Газском разрезе, по данным А. В. Дженчураевой и Б. В. Пояркова (1973), мощность верхнебашкирских отложений достигает 145 м. В их составе установлены две зоны: *Profusulinella primitiva* внизу и *Verella spicata*, *Profusulinella rhombiformis* вверху.

В южной половине Южно-Тяньшаньской геосинклинали верхнебашкирские отложения слагают прерывистую полосу по северным отрогам Зарафшанского (реки Шингак, Шишкат, Дарх, Порут, Ревут) и Гиссарского (реки Шинг, Кара-Куль, Зидды, горы Тозлак и до р. Джижикрут) хребтов. Отложения верхнебашкирского подъяруса представлены нижней частью бачаульдинской свиты, а именно, арчинской и шингакской подсвитами (Салтовская, 1974). Первая подсвита сложена буровато-серыми пятнистыми конгломератовидными известняками и конгломерато-брекчиями с пластами темно-серых детритусовых известняков (50—70 м). Известняки повсеместно залегают с размывом на известняках нижнебашкирского подъяруса и содержат *Pseudostaffella antiqua grandis* Scliyk., *Verella spicata* Dalm. Шингакская подсвита сложена желтовато-бурыми узловатыми, иногда тонкослоистыми известняками с прослоями и линзами кремней (35—50 м) с *Beresella erecta* Mast. et Kul., *Verella varsanofievae* Dalm., *V. spicata* Dalm.

Нижнемосковский подъярус. В северной половине Южно-Тяньшаньской геосинклинали представлен преимущественно карбонатными (внизу) и терригенными (вверху) осадками, которые то согласно, то несог-

ласно перекрывают башкирские известняки, а за пределами их развития с угловым несогласием ложатся на более древние образования.

В Северном Нуратау нижнемосковский подъярус включает койташскую карбонатную (10—100 м) и михинскую терригенную (150—650 м) свиты с фауной кельвасайского горизонта. Они без видимого несогласия залегают на верхнебашкирских отложениях. По микрофауне установлено выпадение кокчинского горизонта (Соловьева, 1963).

Койташская свита сложена биоморфными брахиоподово-фузулиновыми и водорослевыми известняками с прослоями детрито-водорослевых, детрито-фораминиферовых, шламовых и афанитовых известняков. Мощность 10—25, редко 100 м. Отложения михинской свиты (Койташ, Даристан, Каратау, Меришкор) слагают ядра синклиналей и представлены чередующимися аргиллитами и известково-глинистыми сланцами с линзами детритовых известняков, алевролитов, песчаников и гравелитов (150—650 м). В аргиллитах верхней части разреза известны растительные остатки *Asterophyllites* ex gr. *equisetiformis* Bronn., а в линзах известняков — фораминиферы.

Среди фузулид, обнаруженных в койташской и михинской свитах, наиболее характерны *Profusulinella ovata* Raus., *Aljutovella saratovica* Putrja et Leont., *Dagmarella prima* Sol., *Fusulina citronoides* Man.

В западной части Туркестанского хребта (басс. р. Джалаир, р. Ходжа-Мушкент) нижнемосковские отложения также представлены двумя свитами — рамазанской (известняки) внизу и тамчисайской (терригенная толща) сверху. Эти отложения здесь изучала З. С. Румянцева (1973). По ее данным, светло-серые, массивные и слоистые известняки рамазанской свиты (до 90 м) без видимого несогласия, но с перерывом лежат на нижнебашкирских известняках. Они содержат *Profusulinella subovata* Saf., *P. prolibrovichi* Raus., *P. parafittsi* Raus. et Saf. и др. Местами (гора Рамазан) разрез начинается тонкослоистыми ожелезненными известняками и красными бокситоподобными алевролитами (4 м). Тамчисайская свита (80—175 м) связана постепенным переходом с рамазанской. Она образована тонко слоистыми алевролитами и песчаниками, среди которых имеются прослой углистых сланцев, детритовых и песчанистых известняков. В песчаниках — *Parastaffella* ex gr. *matildae* (Dutk.) и растительные остатки, напоминающие поперечные перегородки стволов *Artisia*. Эта свита значительно распространена в Мальгузарских горах, где она впервые установлена О. Н. Халецкой, а затем З. С. Румянцевой, находками *Profusulinella* sp., *Eofusulina* sp. Мощность тамчисайской свиты здесь около 500 м. В ее нижней части преобладают алевролиты и песчаники с маломощными прослоями сланцев, а в верхней — аргиллитовые и углистые сланцы с прослоями запесоченных известняков, алевролитов и песчаников (450 м). Характерны многочисленные глыбы и обломки известняков с фауной силура.

Восточнее, в высоких предгорьях Туркестанского и Алайского хребтов, нижнемосковский подъярус начинается пыркафской свитой, выделенной А. Д. Миклухо-Маклаем и Г. С. Поршняковым (1961) в бассейне р. Чаувай. Распространена от р. Киргизата на востоке до р. Ляйляк на западе.

Она согласно или с размывом налегает на отложения башкирского яруса и даже известняки виле. В горах Каузан, по рекам Исфайрам и Шахимардан, гряде Карадаван-Пешкаут свита представлена темно-серыми и серыми грубослоистыми и плитчатыми известняками с прослоями брахиоподовых и фораминиферовых разностей (20—200 м). В гряде Терскей-Алтынбешик и хр. Андыген имеются многочисленные

прослойки и желваки кремней, количество которых к западу уменьшается. Деление на кокчинский и кельвасайский горизонты получено М. Н. Соловьевой (1963) в Боординском разрезе. Для кокчинского горизонта (15 м) характерны пятнистые и светло-серые известняки с *Aljutovella aljutovica* (Raus.) и массовыми *Schubertella* ex gr. *obscura* Lee et Chen. Sch. aff. *pauciseptata* Raus., для кельвасайского¹ (60 м) — грубослоистые органогенные, иногда доломитизированные известняки с *Profusulinella prisca timanica* Kir., *Eofusulina triangula* (Raus. et Bel.), *Choristites mosquensis* Fisch. и др.

В Газском разрезе отложения пыркафской свиты слагаются темно-серыми и серыми толстослоистыми детритовыми известняками, внизу с желваками черных кремней.

Они содержат многочисленные фораминиферы кокчинского (*Profusulinella prisca*, *Pr. ovata*, *Aljutovella aljutovica*) и кельвасайского (*Aljutovella priscoidea* Raus., *Paraeofusulina trianguliformis* Putrja, *Fusulinella subpulchra* Putrja) горизонтов. Мощность первого 33 м, второго 13,7 м (Дженчураева и Поярков, 1973).

В других разрезах кокчинский горизонт либо отсутствует (район Хайдаркана), либо не отделен от кельвасайского (Каравшин).

А. Д. Миклухо-Маклай и Г. С. Поршняков к верхней части нижнемосковского подъяруса отнесли терригенную толубайскую свиту (200—600 м), которая согласно залегает на пыркафских известняках и слагается песчаниками, известняками, глинистыми сланцами, правелитами и конгломератами. Фауна в ней встречается нечасто, но все же вполне определенно указывает на кельвасайский горизонт, хотя местами в составе свиты присутствуют и верхнемосковские отложения.

Для нижнемосковской части толубайской свиты среди фузулинид характерны *Profusulinella praeprisca* Sol., *Pr. ovata* Saf., *Pr. ex gr. librovitchi* (Dutk.), *Aljutovella* ex gr. *postaljutovica* Saf., *Eofusulina triangula* (Raus. et Bel.).

В бассейне р. Сурметаш и верхнем течении р. Исфайрам к аналогу толубайской свиты Г. С. Поршняков относит толщу (до 1000 м) песчаников и сланцев, подстилающую сурметашские конгломераты (Бельговский и Эктова, 1972).

Таким образом, нижняя часть московского яруса слагается в основном известняками (кокчинский и кельвасайский горизонты), верхняя — карбонатно-терригенными породами и грубым флишем (кельвасайский горизонт).

На южном склоне Алайского хребта нижнемосковские отложения установлены М. Н. Соловьевой (1963 г.) у Дам-Джайляу, где они представлены мощными (370 м) известняками с *Profusulinella* ex gr. *prisca* (Depr.), *Pr. ovata* Raus., *Pr. ex gr. constans* Saf., *Fusulinella schubertellinoides* Putrja, указывающими на кельвасайский горизонт.

В южной половине Южно-Тяньшаньской геосинклинали отложения нижнемосковского подъяруса слагают верхнюю часть *б а ч а у л ь д и н с к о й* свиты, точнее урмитанскую и суйскую подсвиты (Салтовская, 1974). Урмитанская подсвита сложена чередующимися массивными и тонкослоистыми темно-серыми детритусовыми известняками с тонкими прослоями и линзами буровато- и темно-серых кремней (25—50 м) с *Dvinella comata* Chvor., *Aljutovella priscoidea* Raus., *A. saratovica* Putr. et Leont., *Eofusulina triangula* (Raus. et Bel.), *Paraeofusulina angusta* Salt. В суйской подсвите переслаиваются тонкослоистые глинистые буровато-серые известняки и буровато-серые известковистые

¹ У М. Н. Соловьевой (1963), соответственно, верейский и каширский горизонты.

сланцы (25 м), содержащие многочисленные мелкие брахиоподы и фузулиниды, комплекс которых аналогичен вышеприведенному.

Верхнемосковский подъярус на западе рассматриваемой территории сохранился лишь в ядрах крупных синклинальных складок. В Северном Нуратау к отложениям этого подъяруса предположительно отнесена континентальная фаришская свита конгломератов, сланцев и известняков с базальными конгломератами (400—550 м). К этой же свите О. М. Борисов относит песчаниково-конгломератовую толщу (120—150 м) Койташской синклинали. Отложения с глубоким размывом лежат на дислоцированных образованиях карбона, девона и силура. В составе гальки преобладают известняки с фауной верхнего силура, нижнего и среднего (башкирский и нижняя часть московского яруса) карбона, а также вулканиты основного состава. В прослоях песчаников Койташской синклинали А. А. Хлобустов нашел *Calamites gigas* Bronn. По составу фаришская свита напоминает огузскую гор Тахтатау, в которой также обнаружены аналогичные каламиты, но в ассоциации с фораминиферами низов верхнемосковского подъяруса (Румянцева, 1974).

В Мальгузаре верхнемосковская курпинская свита (Курпа, Уаб, Кармазар) залегает трансгрессивно на отложениях виле и нижнемосковского подъяруса. Разрез начинается либо песчаниками, либо гравелитами и конгломератами, выше которых лежит пачка переслаивающихся аргиллитовых сланцев, известняков, известковистых алевролитов и песчаников. Весьма характерно наличие крупных глыб известняков с верхнесилурийской фауной. В верхах разреза увеличивается количество прослоев конгломератов и гравелитов, появляются прослои туфов кислых и средних вулканитов. Мощность свиты 300—320 м. Ее позднемосковский возраст определяется в основном стратиграфическим положением. Встреченные здесь единичные *Fusulinella* ex gr. *pulchra* Raus. et Bel., *F.* ex gr. *colaniae* Lee et Chen не противоречат отнесению свиты к верхнемосковскому подъярусу.

Подобная же терригенная толща развита участками восточнее Мальгузара, по Шахристансаю и в Сулюктинском районе (Кухтиков, 1969), но не исключено, что это могут быть аналоги нижнемосковской тамчисайской свиты (Румянцева, 1973).

В высоких предгорьях Туркестанского и Алайского хребтов верхнемосковские отложения многими предполагались в составе толубайской свиты. Основанием для этого служили указания А. Д. Миклухо-Маклая на присутствие единичных экземпляров *Putrella* (?) sp. и *Fusulinella* ex gr. *colaniae* Lee et Chen., а также находки Ю. А. Сорокина в междуречье Сох-Каравшин *Hemifusulina* cf. *elliptica* (Lee), *Putrella* cf. *donetziana* Putrja, *Fusulinella* cf. *pseudocolaniae* Putrja. Детальными исследованиями А. В. Дженчураевой (1974) повторить эти сборы не удалось. По ее данным, толубайская свита венчает разрез палеозоя во всех широтновытянутых структурах Туркестано-Алая и целиком относится к нижнемосковскому подъярусу. Исключение, очевидно, составляет бассейн р. Чаувай, где появляется вторая терригенная толща (200 м), выделенная М. Н. Соловьевой (1963) в чаувайскую свиту, которая отделена от первой несогласием и содержит *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *F.* ex gr. *pulchra* Raus. et Bel. верхнемосковского подъяруса.

Еще восточнее — в среднем течении р. Киргизата и по р. Шанкол, верхнемосковские отложения образуют мощную, преимущественно грубообломочную толщу, лежащую несогласно на вулканитах девона. А. Д. Миклухо-Маклай и Г. С. Поршняков (1961) делят ее на две сви-

ты: шанкольскую (внизу) и алдыкинскую (вверху). Первая (до 800 м) сложена массивными пестроцветными конгломератами, в верхней части с прослоями алевролитов, вторая (200 м) — конгломератами, песчаниками, алевролитами с прослоями известняков. В известняках алдыкинской свиты известны фузулины, брахиоподы и гастроподы. Ф. Р. Бенш и Е. Ф. Захаров в нижней части свиты по р. Киргизата недавно обнаружили гониатиты. Среди фузулинид отсюда известны хемифузулины, *Fusulinella bocki* Moell., *Putrella* aff. *brazhnikovae* (Putrja) (Бельговский, Эктова, 1972).

Алдыкинская свита развита также в верхнем течении р. Кичикалай (Восточный), горах Джиланды, по р. Кырк-Кичик, в басс. р. Талдык (Северный). Здесь она залегает несогласно на породах среднего палеозоя. Мощность ее доходит до 1200 м.

В центральной приводораздельной части Туркестанского хребта (горы Курганак, верховье р. Расраут) Д. А. Старшинин обозначил индексом $C_2m_2-C_3$ мощную (500—1000 м) толщу глинистых сланцев, полимиктовых песчаников и алевролитов (Расчленение..., 1976). Судя по материалам, представленным им на Стратиграфическое совещание 1969 г., разрез здесь сложный, включает, по-видимому, несколько свит, разделенных стратиграфическими несогласиями. Элементы позднемосковской микрофауны установлены в составе нижней свиты, образованной известняками с линзами кремней, прослоями конгломератов и сланцев (40—150 м). Нижняя часть этой свиты включает типичный для нижнемосковского подъяруса комплекс фораминифер. В ее верхней части содержатся не точно определившиеся *Fusulinella* cf. *eopulchra* Raus., *Hemifusulina* cf. *elliptica* Lee, *Fusulina* cf. *juncta* Chern., *Putrella* cf. *donetziana* (Lee), известные на Русской платформе в отложениях каширского и подольского горизонтов. С нашей точки зрения, верхнемосковской скорее всего является следующая (вверх по разрезу) средняя свита, образованная сланцами, песчаниками, алевролитами, конгломератами и кремнистыми породами (300—400 м). В гальке конгломератов этой части разреза содержится микрофауна нижних горизонтов московского яруса (*Eofusulina triangula* Raus. et Bel., *Fusulina* cf. *bona* Chern. et Raus.). В унифицированной схеме средняя свита условно отнесена к верхнему карбону.

По данным И. Н. Черенкова (1973), общая мощность терригенной толщи в этом районе достигает 2500—3000 м. Толща протягивается почти непрерывно вдоль приводораздельной части Туркестанского хребта из бассейна р. Кшемьш на востоке до бассейна р. Янгиарык на западе. В разрезе р. Каравшин мощность верхнемосковской части толщи им определена в 500 м, а верхнего карбона — 2474 м. Фауна, доказывающая верхнемосковский и верхнекаменноугольный возраст, здесь не найдена. В известняковых гальках и глыбах, а также в цементепесчаниках установлены более древние (преимущественно нижнемосковские) формы фузулинид, которые И. Н. Черенков считает переотложенными.

Для отложений верхнемосковского подъяруса рассматриваемой полосы характерно их трансгрессивное залегание на ниже-среднепалеозойских, преобладание терригенных пород над карбонатными, флишевое строение, наличие бескорневых глыб с кембрийской, силурийской, девонской и нижнекаменноугольной фауной (эти участки более отвечают дикому флишу), весьма быстрые фациальные переходы. Эти отложения, по мнению И. Н. Черенкова, фиксируют окончательное замыкание геосинклинального трога и начало общей инверсии.

Палеонтологически доказанные отложения верхнемосковского подъяруса распространены на южных (реки Коксу-Западная, Кызыл-Айрык, Дараут, Джиштык-Южный, Талдык-Южный, Калмаксу и др.) и восточных (правобережье р. Гульча, басс. рек Акбогус, Чон-Казык и др.) склонах Алайского хребта, где впервые их установили О. И. Богуш (Лисицына и Богуш, 1956; Богуш, 1963) и М. Н. Соловьева (1963). Разрез построен однотипно. В основании, с параллельным несогласием на визе, лежит калмакбулакская свита, сложенная обломочными и конгломератовидными известняками, гравелитами, песчаниками и глинистыми сланцами. Свита охарактеризована смешанным комплексом фораминифер, где наряду с типичными позднемосковскими формами (*Fusulinella bocki* Moell., *F. schwagerinoides* Dept., *Fusulina elegans* Raus. et Bel.), много раннемосковских (*Profusulinella ovata* Raus., *Pr. constans* Saf., *Aljutovella priscoidea* Raus. и др.). Вышележащая акбогусская свита залегает согласно на калмакбулакской. Она образована ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с редкими прослоями гравелитов, конгломератов и обломочных известняков. Охарактеризована фузулинидами *Schubertella* ex gr. *obscura* Lee et Chen, *Fusulinella* ex gr. *paracolaninae* Saf., *F. ex gr. bocki* Moell., *F. ex gr. schwagerinoides* (Dept.). Мощность калмакбулакской свиты, по А. В. Яговкину (1974), 230 м. Ранее она оценивалась в 800—1200 м, но на южном склоне Алая сюда включалась и акбогусская свита. Мощность последней достигает 1200 м (Яговкин, 1974).

В южной половине Южно-Тяньшаньской геосинклинали отложения верхнемосковского подъяруса развиты локально. Выделяются они в западной части геосинклинали условно, на основании стратиграфического положения.

В Кульджуктау Я. Б. Айсанов (1971) обосновал камыстинскую свиту, которая слагает ядро синклинали южнее кол. Камысты и Адылсай. В основании разреза присутствует глыбово-валунный конгломерат (до 40 м), залегающий с размывом и угловым несогласием на породах таушанской свиты турне. Обломки от 2—3 см до 1,5 м сложены породами девонского и ранне-среднекаменноугольного возраста. Выше следует пачка (450 м) грубопереслаивающихся конгломератов (преобладают), гравелитов, песчаников и сланцев.

Литологические аналоги камыстинской свиты имеются в Зирабулакских (топаликская свита) и горах Чакылкалян.

По северному склону р. Зарафшан В. Д. Салтовская (1974) выделила обизарадскую свиту, наиболее полный разрез которой наблюдается в долине р. Мадм. Здесь на известняках намюрской вазанской свиты согласно залегают зеленые сланцы с прослоями и линзами песчаников (5—10 м), выше которых ритмично чередуются (терригенный флиш) кремнистые и глинистые сланцы, известковистые алевролиты, песчаники и гравелиты. В средней части имеется горизонт глыбовых конгломератов с галькой известняков, содержащей фауну силура, девона и нижнего карбона, плитчатых кремнистых сланцев, слоистых мелкозернистых песчаников, кварца, зеленых и бурых лампрофинов. В цементе встречены *Ungdarella* sp., *Eostaffella* sp., *Profusulinella* sp., указывающие на средний карбон, скорее всего, на его нижние горизонты. Верхнемосковский возраст свиты принят В. Д. Салтовской на основании сопоставлений с флишевой толщей Сурметаша (Алайский хр.). Палеонтологическое обоснование для такой корреляции отсутствует. Мощность свиты до 1000 м.

В Каракуль-Зиддинской и Ягнобской полосах Гиссарского хребта М. Н. Соловьева (1963) выделила дарахтисурхскую свиту и

отнесла ее к нижнемосковскому подъярису, обнаружив в ней характерных представителей кельвасайского горизонта (*Pseudostaffella topilini* Putrja, *Profusulinella constans* Saf., *Aljutovella priscoidea* Raus. и др.).

Последующие исследования позволили В. Д. Салтовской (1974) установить микрофауну нижнемосковского подъяруса не только в известняках, но и в гальке-конгломератов, отчего дарактисурхская свита перенесена в верхнемосковский подъярус.

По литологическим признакам свита делится на две части: нижнюю, представленную преимущественно конгломератами с подчиненными песчаниками и сланцами (200—250 м) и верхнюю — песчаниково-сланцевую (300—500 м). В гальке, кроме известняков нижнего и среднего карбона содержатся гранитоиды (плагииграниты, мусковитовые и биотитовые граниты, кварцевые диориты, сиениты), внешне сходные с гранитоидами средневарзобского комплекса, а также кварцевые порфиры, андезитовые и диабазовые порфиры. Характерно, что свита повсеместно залегает с видимым согласием (местами с размывом) на отложениях нижнемосковского подъяруса, причем в основании залегает 50-метровая пачка известковистых и глинистых сланцев с прослоями песчаников, выше которых располагается горизонт конгломератов. Встречены ругозы, криноидеи, брахиоподы, водоросли и палеофлора — *Calamites* ex gr. *suckovii* Brongn., *Samaropsis* sp.

Верхний карбон. Отложения верхнего карбона слагают ряд прогибов в Алайском хребте; в более западных участках Южно-Тяньшаньской геосинклинали они не доказаны, но предполагаются в приводораздельной части Туркестанского хребта, о чем говорилось выше. По составу эти отложения преимущественно терригенные и литологически очень близки к верхнемосковским. Как правило, это — мелководные образования с большим количеством грубообломочного материала местного происхождения и довольно бедной фауной и флорой.

В пределах развития морских образований в настоящее время выделяются отложения джилгинсайского, учбулакского (касимовский ярус) и дастарского (гжельский ярус) горизонтов. В рассматриваемом районе расчленение их не всегда возможно.

В басс. р. Талдык-Северный верхнемосковские отложения согласно перекрыты муянкольской свитой песчаников и сланцев (700—1000 м) с фузулинидами касимовского яруса верхнего карбона (Миклухо-Маклай, Поршняков, 1961). В нижней части муянкольской свиты О. И. Богущ (1963) нашла комплекс фузулинид джилгинсайского горизонта (*Obsoletes dagmarae* Kir., *O. minutus asiaticus* Bog.), а в самом верху — учбулакского (*Montiparus* cf. *montiparus* Ehr. em Moell., *Triticites schwageriniformis* Raus., *Tr. rossicus* Schellw.).

Отложения касимовского яруса известны (с запада на восток) на горе Сарыбель (р. Сох), в басс. рек Ходжа-Ачкан, Коксу-Западная и Текелик, по рекам Балтыр-Каинды, Джаман-Кирчип, Кара-Кавак, Талдык-Южный, Джиптык. Наиболее полные разрезы сохранились на западе рассматриваемой территории, где И. А. Марушкин, С. Н. Баногин и др. определили их мощность в 1000—1500 м.

По С. Н. Баногину, на горе Сарыбель нижняя часть разреза (600 м) образована известняковыми конгломератами с прослоями и линзами гравелитов и песчаников. Верхняя часть (500 м) представлена алевролитами, переслаивающимися с глинисто-известковистыми сланцами и полимиктовыми песчаниками с линзами известняковых конгломератов и известняков. В гальке конгломератов встречается микрофауна верхних горизонтов среднего карбона. В известняках Н. А. Аносова и

Ф. Р. Бенш определили *Montiparus cf. umbonoplicatus* (Raus. et Bel.), *Triticites ex gr. schwageriniformis* Rius., *Tr. ferganensis* M.—Macl., *Tr. ex gr. irregularis* (Schellw. lw et Staff.) и др.

Аналогичная фауна обнаружена В. П. Поникаровым и Б. Н. Красильниковым на правом берегу р. Янги-Даван в прослоях известняков, заключенных среди конгломератов. Восточнее, в бассейне рек Текелик и Коксу, где отложения изучал И. А. Марушкин (1962), разрез касимовского яруса почти сплошь конгломератовый. Здесь мало гравелитов, песчаников и алевролитов и очень редко встречаются известняки. В них найдены *Triticites cullomensis* Dunb. et Condra, *Tr. secalicus* (Say) (р. Текелик), *Tr. ferganensis* M.—Macl. (р. Карасуур). Мощность конгломератовой толщи 1500 м.

На юго-запад от р. Кутурган резко уменьшаются конгломераты и возрастают песчано-глинистые образования. Аналогично изменяется литологический состав и в восточном направлении. По р. Балтыр-Канды М. Н. Соловьева описала разрез, в строении которого, наряду с конгломератами и гравелитами, участвуют темные кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы. Конгломераты и гравелиты также окремнены. В верхней части разреза (видимая мощность около 700 м) встречаются *Triticites asiaticus* Bensch, *Tr. parvulus* (Schellw.), *Tr. rossicus* (Schellw.).

По М. Н. Соловьевой и др. (1965), породы верхнего карбона разреза р. Балтыр-Канды сходны с метаморфизованными конгломератами и песчаниками сурметашской свиты, развитой в верховьях р. Исфайрам. В стратотипе этой свиты известны лишь остатки растений *Calamites ex gr. gigas* Brongn., *Walchia* sp.). Длительное время эта свита (до 3,5 км) относилась к C_3 — P_1 . Теперь позднекаменноугольный возраст верхней части свиты принят официально. (Геология СССР, т. XXV, 1972; Стратиграфический словарь СССР, 1977). В нижней части свиты Г. С. Поршняков (1969) наблюдал фациальное замещение конгломератов (на восток) песчаниками и сланцами верхнемосковского подъяруса. Большую часть сурметашских конгломератов он относит к верхней части среднего карбона. На долю верхнего карбона приходится немногим более 1600 м.

Отложения гжельского яруса (дастарского горизонта) доказаны И. А. Марушкиным (1962) на правобережье р. Коксу и в бассейне р. Бегичи. Они сложены темно-серыми глинистыми сланцами с редкими конгломератами и известняками мощностью 20—25 м. В средней части толщи (1000—1200 м) найдены *Jigulites ex gr. jigulensis* (Ris.), *Daixi-pa ex gr. sokensis* Raus., *Rugosofusulina aff. prisca* (Schellw.), *Pseudofusulina ex gr. anderssoni* (Schellw.). Взаимоотношения с подстилающими образованиями верхнего карбона не наблюдались.

Западнее Коксу гжельский ярус предполагается на левом борту р. Ходжаачкан, в устье Гаумыша, в среднем течении р. Июлису, на водоразделе между Джилису и Янги-Даваном, где развита мощная (до 1000 м) сланцевая толща, очень похожая на описанную И. А. Марушкиным по р. Коксу.

Строение верхнекаменноугольных отложений в восточной части южного склона Алайского хребта менее ясно. Судя по спискам микрофауны, приводимым в работах О. И. Богуш и М. Н. Соловьевой, в бассейнах рек Талдык-Южный, Джиптык, Сарык-Магол, Кара-Кавак и Джаман-Кирчин касимовские отложения, по мнению Ф. Р. Бенш, не отделены от гжельских и, возможно, от ассельских. Для толщи сланцев, конгломератов и известняков, залегающей с размывом и угловым несог-

ласием на верхнемосковских отложениях, указанные исследователи приводят смешанные комплексы фузулинид, включающие представителей разных горизонтов среднего и верхнего карбона и даже керкидонского горизонта нижней перми.

Сборы Ф. Р. Бенш по р. Кава-Кавак показали, что монтипарусы и тритициты, характерные для учбулакского горизонта, в образцах с даиксинами и псевдофузулинами, обосновывающими дастарский и керкидонский горизонты, не встречаются. Первые приурочены к прослоям обломочных известняков, песчаников, гравелитов и сланцев и сопровождаются большим количеством среднекаменноугольных форм, вторые встречаются в прослоях и линзах детритовых известняков среди сланцев. Этого материала недостаточно для расчленения касимовских и гжельских отложений. Разрез здесь осложнен разрывными нарушениями (в том числе и надвиговыми), из-за чего нет уверенности в последовательном залегании прослоев с разновозрастной фауной. Они могут и перемежаться, а в таком случае возраст отложений, устанавливаемый по наиболее молодой даиксиновой и псевдофузулиновой фауне, не древнее гжельского.

Судя по данным М. Н. Соловьевой, в восточной части южного склона Алайского хребта к гжельскому ярусу относится толща (740 м) темных глинистых сланцев, известковистых песчаников, среднегалечниковых конгломератов, гравелитов и известняков. Она содержит *Triticites* sp., *Daixina* sp., *Rugosofusulina alpina* (Schell.), *Pseudofusulina divulgata* Bensh, *Ps. ex gr. anderssoni* (Schellw.), которые указывают на зону *Pseudofusulina ferganensis*.

А. В. Яговкин (1974) выделяет верхнекаменноугольные отложения южных (р. Калмаксу) и восточных (р. Чон-Казык, Алайку, ниже устья Урта-Казык) склонов Алайского хребта в деменейскую и ойтальскую свиты, которые находятся в согласном залегании. Для деменейской свиты характерны обломочные известняки с перетолженной микрофауной S_1 и S_2 , прослоенные алевролитами и глинистыми сланцами, нередко окремненными (225—500 м).

Она является хорошим маркирующим горизонтом, разделяющим две флишевые толщи — акбогусскую (S_2m_2) и ойтальскую (S_3). Мощность ойтальской свиты — 550—750 м. В обломочных известняках деменейской свиты в большом количестве устанавливаются древние комплексы фауны (от D_3 до S_2 включительно). По мнению А. В. Яговкина и В. Л. Клишевича, это — результат размыва воздымавшегося рядом Восточно-Алайского поднятия, а не перерыва в осадконакоплении перед образованием свиты. Позднекаменноугольный возраст свиты определяют фузулиниды с кериотекой.

Нижняя пермь. К нижнему отделу пермской системы О. М. Борисов и А. С. Масумов, вслед за Д. А. Старшининым и др. относят кумбельскую и мадамскую свиты Туркестанского хребта. Первая обнажается в междуречье Алтыкол и Расраут; была выделена А. П. Марковским в 1939 г. Сложена пестроцветными полимиктовыми конгломератами с прослоями и линзами красно-бурых гравелитов, песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и отдельными глыбами (до 10—40 м в поперечнике) известняков (600 м). Залегает с угловым несогласием на различных породах палеозоя, в том числе на терригенных толщах предполагаемого верхнего карбона. В гальке известняковых конгломератов установлена фауна силура, девона и карбона. К этой свите привязаны находки пелеципод *Astartella vera* Hall, а также флоры (р. Янги-Арык) позднекаменноугольного — раннепермского возраста

(Лелешус, 1964). Т. А. Сикстель на основании присутствия в комплексе растений *Callipteris*, *Annularia orientalis* Kaw., *Sphenophyllum* sp., *Pecopteris (Asterotheca) hemitelioides* Brongn., *Pecopteris (Asterotheca) orientalis* (Schenk.) H. Pot., *Pecopteris (Ptychocarpus) unita* Brongn., считает возможным отнести свиту к нижней перми.

Аналоги описанных отложений обнажаются в бассейне рек Ляйляк и Каравшин, где мощность красно-бурой песчаниково-конгломератовой толщи колеблется от 300 до 900 м.

Мадмская свита (500 м) распространена в верховьях р. За-рафшан и сложена красноцветными полимиктовыми конгломератами с прослоями и линзами песчаников и гравелитов (Расчленение..., 1976). В составе обломков конгломератов присутствуют кремни, известняки, глинистые сланцы, конгломераты и гравелиты. Помимо осадочных пород, определенную часть гальки составляют плагиограниты, разнообразные граниты, диориты, сиениты и липариты. Эти интрузивные породы близки к средне-, позднекаменноугольным гранитоидам Туркестанского и Североварзобского комплексов.

На подстилающих образованиях мадмская свита залегает с угловым несогласием, а покрывающие отложения неизвестны. А. С. Шадчинева и Д. А. Старшинин считали возраст свиты позднекаменноугольным — раннепермским, другие исследователи — раннепермским, а В. Д. Салтовская вообще не склонна выделять мадмскую свиту в качестве самостоятельной, считая, что вышеупомянутые породы следует относить к обизардской свите.

Нижнепермские отложения с морскими окаменелостями развиты в Кичик-Алае и на южных склонах Алайского хребта. В первом районе их впервые выделила в 1952 г. О. И. Богуш (1963) под названием джиштыкских слоев. В нижней части разреза развиты мощные конгломераты и гравелиты (550 м), залегающие несогласно на сланцах силура. Верхняя часть разреза (около 100 м) сложена известняками, известковистыми алевролитами и аргиллитами. По наблюдениям Ф. Р. Бенш, контакт между конгломератами и известняками резкий, неровный с карманами на верхней поверхности конгломератов.

Известняки детритовые, криноидно-фузулинидовые с примесью терригенного материала, а также чистые детритовые и биоморфные, состоящие из остатков водорослей, фузулинид и члеников криноидей. Среди фузулинид Ф. Р. Бенш собраны и определены *Triticites biformis* Bensch, *Daixina bosbytauensis* Bensch, *D. postgallowayi* Bensch, *Rugosofusulina postprisca* Bensch, *Occidentoschwagerina tianshanensis* (Chang), *Pseudofusulina parafusiformis* Bensch, т. е. характерные формы зоны *Occidentoschwagerina alpina* ассельского яруса. Нижняя, конгломератовая часть разреза, возможно, относится к гжельскому ярусу.

На южном склоне Алайского хребта отложения нижней перми, принадлежащие, по-видимому, ассельскому ярусу, установлены О. И. Богуш в басс. р. Талдык-Южный, где развита толща глинистых сланцев и известняков, в верхней части с остатками фузулинид *Triticites postarcticus* Raus., *Tr. ovalis* Ros., *Pseudofusulina ex gr. gregaria* Lee, *Ps. uralica* (Krot.), *Ps. ex gr. krafftii* Schellw. et Dyhr. (?-*Ps. parafusiformis* Bensch) и др.

Одновозрастные или близкие отложения установлены И. А. Марушкиным на южном склоне Алайского хребта в басс. р. Коксу-Западная, где М. Н. Соловьева определила *Rugosofusulina biformis* Bensch, *Pseudofusulina gregaria* Lee. и др. Мощность, по данным И. А. Марушкина, 623 м.

В других пунктах Южного Алая отложения ассельского яруса, вероятно, уничтожены эрозией, галька с ассельской микрофауной часто находится в конгломератах вышележащей бегичинской свиты (Марушкин, Соловьева, 1964).

Более молодая толща, принадлежащая сакмарскому ярусу, обнажается в басс. р. Янги-Даван, где В. П. Поникаров и Б. Н. Красильников в пачке переслаивающихся тонкослоистых известняков и известняково-углистых сланцев (35 м) обнаружили *Pseudofusulina* ex gr. *verrucilli* Moell., а также другие виды этого рода, позволившие Г. Д. Киреевой провести сопоставление с тастубским горизонтом Урала.

К послесакмарским образованиям южного склона Алайского хребта можно отнести выделенную М. Н. Соловьевой бегичинскую свиту (900 м). Она сложена разногальчными конгломератами, гравелитами и песчаниками с редкими прослоями известняков. Галька конгломератов содержит остатки фораминифер ассельского яруса — *Oscidentoschwagerina alpina* F. et Kahler и др.

Выше согласно залегает толща (350—400 м) черных глинистых сланцев с прослоями конгломератов и черных известняков, названная И. А. Марушкиным карасуурской свитой (Геология СССР, т. XXV, 1972).

ЮЖНЫЙ И ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ГИССАР

Верхнепалеозойские отложения на этой территории впервые выделены в 40-х — 50-х годах С. К. Овчинниковым, А. Т. Тарасенко, Г. С. Чикризовым и Х. В. Рыскиной. В последующие годы верхний палеозой изучали Е. Н. Горецкая, П. Г. Рысин, В. А. Аникина, Н. М. Михно, С. Я. Лапидус, Ф. М. Фаттахов, Ф. Р. Бенш, Д. Л. Рубанов, А. В. Покровский, И. Н. Черенков, Д. А. Старшинин и многие другие.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта в основании разреза верхнего палеозоя лежит сагдорская свита, на ней — алячанинская я. Аналогом этих свит в восточной части южного склона Гиссарского хребта является мубаракская.

По р. Кафирниган отложения, разновозрастные сагдорской свите, выделяются в заркуинскую. Д. А. Старшинин, кроме того, обосновывает шамольскую (C_{1-2}) и чинарскую свиты ($C_{2b_2}—C_{2m}$). Первая представляется сборной, так как включает фрагменты картагской, суффинской и сагдорской свит. Возраст второй необходимо уточнить. Пермские образования известны только на южном склоне Гиссарского хребта и расчленены на лючобскую и ханакинскую свиты. На основе новых сборов флоры из ханакинской свиты, проведенных А. С. Масумовым, возраст этих свит определен нижней пермью.

Верхнебашкирский подъярус представлен нижними частями сагдорской и заркуинской свит. Сагдорская свита впервые была выделена в 1941 г. Е. М. Головиным в бассейне р. Кштут, возраст ее предполагался намюрским. Первая находка фауны сделана П. Г. Рысиным, но позже ее объем и принадлежность к верхнебашкирскому и нижнемосковскому подъярусам уточнены работами Ф. Р. Бенш (1969). По ее данным, свита сложена тонкослоистыми, часто чередующимися между собой песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями и линзами известняков и конгломератов (терригенный флиш — по Е. Н. Горецкой, 1961).

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта сагдорская свита установлена по р. Аксу в северной части Байсунтау, по р. Курганча и

на водоразделе рек Аксу — Вахшивар в южной части Сурхантау. В первом районе сагдорская свита связана постепенным переходом с нижележащей суффинской свитой. Здесь, вследствие контактового метаморфизма, аргиллиты, алевролиты и песчаники превращены в полосчатые ороговикованные породы, а известняки сильно перекристаллизованы и переходят в мраморы. Во втором районе сагдорская свита лежит с размывом на суффинской.

В низах разреза обособляется мощная (около 500 м) грубообломочная толща (конгломераты, гравийные песчаники и гравелиты). Взаимоотношения сагдорской свиты с подстилающими породами на южном склоне Гиссарского хребта неизвестны, так как снизу она ограничена разломами (Кштут, Обизаранг, Каратаг, Ханака). Мощность свиты достигает 2000 м (север Байсунтау), но чаще 700-1000 м, хотя везде она неполная. Из-за редких горизонтов с фауной отделить башкирскую часть свиты от московской не всегда возможно. Верхнебашкирские отложения доказаны в разрезах Аксу в Байсунтау (214 м). Кштут — Сагдор (75 м), Ханака (45 м). Для них характерны архедисциды, килеватые зоштафеллы, *Ozawainella cf. facoides* Man., *Pseudostaffella antiqua grandis* Schlyk., *Ps. cf. praegorskyi* Raus., *Ps. cf. irinovkensis* Leont., *Schubertella obscura* Lee et Chen, *Profusulinella staffellaeformis* Kir., *Pr. ex gr. parva* Lee et Chen.

Заркуинская свита развита на левобережье р. Кафирниган, где впервые выделена в 1962 г. Л. И. Геом и В. П. Лозиевым. Ф. Р. Бенш (1969) включала ее в состав сагдорской. Заркуинская свита отличается от сагдорской наличием туфопесчаников, туфов и туфобрекчий кислого и среднего (андезитового) состава. Известняки здесь богаты окаменелостями и, кроме фораминифер, в них присутствуют раковины брахиопод, двустворчатых и брюхоногих моллюсков, членики криноидей и остатки других беспозвоночных. Среди известняков преобладают биоморфные и детритовые фораминиферово-водорослевые разности, но нередки и обогащенные терригенным материалом. Неполная мощность свиты доходит до 1200 м (Расчленение..., 1976). Ф. Р. Бенш детально изучала здесь нижние 626 м разреза, из них к верхнебашкирскому подъярису отнесены 332 м, к нижнемосковскому — 294 м.

По фораминиферам верхнебашкирские отложения подразделены Ф. Р. Бенш на три части: 1) слои с ромбоидными профузелинеллами, *Pseudostaffella proozawai* и *Ozawainella aff. alchevskiensis*, 2) слои с *Profusulinella rhombiformis*, *Pr. intermedia*, 3) слои с *Profusulinella convoluta*, *Verella aff. spicata*. Первое стратиграфическое подразделение отвечает зоне *Profusulinella primitiva*, два вторых — зоне *Verella spicata*, *Profusulinella rhombiformis* унифицированной схемы Средней Азии 1974 г.

Нижнемосковский подъярус представлен верхней половиной сагдорской свиты. Эти отложения встречаются чаще верхнебашкирских, что, по-видимому, объясняется срезанием последних разломами. Плохая сохранность и ограниченность материала не позволяет расчленить нижнемосковский подъярус на горизонты в разрезах Аксу (Байсунтау), Аксу—Вахшивар (Сурхантау) и Кштут—Сагдор. Кокчинский горизонт несколько условно выделяется в долине р. Ханака по южному крылу одноименной синклинали. Это — 163 м тонкослоистых, часто и правильно чередующихся между собой песчаников, алевролитов, аргиллитов, содержащих прослой гравелитов, конгломератов, а также детритовых, песчаных и обломочных известняков, в которых встречаются фораминиферы, брахиоподы, кораллы. Среди фораминифер — *Profusulinella*

prisca (Depr.), *Pr. pseudorhomboides* Putrja, *Aljutovella aljutovica* Raus. *Al. aff. cybaea* Leont. и др. Кельвасайский горизонт (следующие 460 м разреза) здесь представлен аналогичной толщей, содержащей в прослоях гравелитов и известковистых песчаников *Profusulinella prisca* (Depr.), *Pr. rhomboides* Lee et Chen, *Aljutovella cf. postaljutovica* Raus. и др. По всей толще встречаются глыбы известняков органогенной структуры. Микрофауна из глыб и обломков известняков и цемента песчаников одновозрастна.

В басс. р. Каратаг, по Сарбинсаю, в разрезе кельвасайского горизонта много известняков и известковистых песчаников. Некоторые слои известняков по простираению переходят в конгломераты с карбонатным цементом и галькой вулканогенных пород. Кельвасайский горизонт здесь доказывают *Profusulinella paratimanica* Raus., *Aljutovella priscoidea* (Raus.), *Fusulinella paracoloniae* Saf., *Eofusulina triangula* (Raus. et Bel.), *Fusulina subdistenta* Putrja и др. Его неполная мощность 160 м. Снизу и сверху этот разрез ограничен разломами. По р. Кайрак (южная часть Байсунтау) неполный разрез кельвасайского горизонта (200 м) сложен темными аргиллитами с прослоями биоморфных известняков.

В Сурхантау (реки Курганча, Вахшивар—Аксу) нижняя часть состоит из конгломератов, гравелитов и песчаников (500 м), а верхняя— в основном из песчаников и алевролитов (260 м). В цементе встречены раннемосковские фузулиниды, а из растительных остатков Л. И. Савицкая определила *Calamites gigas* Brongn., *Lepidodendron* (?) sp. Верхние сагдорской свиты уничтожены эрозией (Бенш, 1969).

Верхняя часть заркуинской свиты, принадлежащая нижнемосковскому подъярису, представлена преимущественно известняками, которым подчинены литокластические туфы кислого состава, туфопесчаники, известковистые песчаники и алевролиты. Органические остатки здесь обильны и разнообразны. По фораминиферам Ф. Р. Бенш (1969) устанавливает кокчинский (мощность 264 м) горизонт и нижнюю часть кельвасайского (неполная мощность 30 м). Первый подразделен на две части: слои с *Pseudostaffella pseudoquadrata*, *Aljutovella distorta biformis* и доживающими архедисцидами и слои со складчатыми вереллами, *Pseudostaffella gorskyi*, *Aljutovella elegans*.

В нижней части кельвасайского горизонта выделены слои с первыми псевдоштаффеллами группы *Ps. lagionovae* и доживающими альютовеллами группы *Al. skelnevatica*.

Вернемосковский подъярус доказан в Байсунтау, где представлен нижней частью алячепанской свиты, которая впервые выделена в 1951 г. Г. С. Чикрызовым и отнесена к верхнему карбону.

Основание разреза обнажено лишь на горе Харасан в Сусызтау в виде небольшой пачки конгломератов, несогласно залегающих на суффинской свите. В верховьях р. Кайрак и по р. Алячепан обнажаются серые слоистые и массивные известняки с фузулинидами и выше— тонкослоистые аргиллиты и алевролиты с линзами глинистого известняка и известковистого песчаника. Фузулиниды указывают на шункмазарский горизонт (*Fusulinella bocki* Moell., *F. ex. gr. pseudobocki* Lee et Chen, *F. gara* Schlyk., *F. ex. gr. schwagerinoides* Depr.). Неполная мощность 190 м.

Флишевую толщу по рекам Ханака и Мубарак многие исследователи выделяют в мубаракскую свиту. Поверхность размыва разделяет ее на две части. Нижнюю часть, в которой Ф. Р. Бенш (1969) обнаружила позднебашкирские и раннемосковские комплексы фораминифер, Е. Н. Горецкая (1961), Н. Г. Власов и А. Т. Тарасенко (1970),

И. Н. Черенков (1973) и авторы монографии «Расчленение...» (1976) относят к верхнемосковскому подъярусу. Указанные комплексы фораминифер они считают переотложенными, хотя ни в гальке, ни в цементе микрофауна моложе раннемосковской не обнаружена. Возраст этой части разреза определен по брахиоподам и кораллам. Возраст верхней части мубаракской свиты Ф. Р. Бенш (1969) допускает позднемосковским, а названные выше исследователи — позднекаменноугольным.

Доказательством позднекаменноугольного возраста обычно служат *Triticites* sp. и *Pseudofusulina* sp., известные с сороковых годов, еще по работам С. К. Овчинникова и А. Т. Тарасенко. Детальными исследованиями последующих лет не удалось повторить эти сборы. Не подтвердилась также правильность этих определений, поскольку ни шлифы, ни образцы с этой фауной не сохранились. Карбонатные породы с непереотложенной микрофауной в верхней части мубаракской свиты Ф. Р. Бенш (1969) не найдены. Позднемосковский возраст верхней толщи она предполагает на основании стратиграфического положения и обилия раннемосковской микрофауны в гальке конгломератов. В отличие от нижележащей толщи, верхняя содержит много конгломератов, что позволяет Е. Н. Горечкой (1961) рассматривать ее как грубый флиш. Мощность этой части разреза достигает 700 м. (Черенков, 1973; Расчленение..., 1976).

В долине р. Кафирниган в 1971 г. Д. А. Старшинин выделил чинарскую свиту, несогласно перекрывающую заркуинскую. Сложена она вулканитами андезито-дацитового состава с прослоями конгломератов и глыбами известняков с фауной раннемосковских фораминифер (до 1000 м). В гальке конгломератов имеются равномернозернистые граниты, сходные с гранитами южноварзобского комплекса, возраст которого Д. А. Старшинин считает среднекаменноугольным. Авторы монографии «Расчленение...» (1976) предполагают, что возраст чинарской свиты более молодой, а фауна — во вторичном залегании.

Касимовский ярус верхнего карбона представлен большей частью алячипанской свиты, в составе которой Ф. Р. Бенш (1969) установлены джилгинсайский и учбулакский горизонты. Отложения свиты слагают в верховьях рек Кайрак и Алачапан синклиналь северо-западного простирания и характеризуются большой фациальной изменчивостью.

Джилгинсайский горизонт по правому борту р. Алачапан представлен массивными и толстослоистыми конгломератами с подчиненными пластами песчаников и прослоями, линзами известняков (90 м). Выше залегают полимиктовые и вулканомиктовые песчаники с пропластками алевролитов и линзами и прослоями конгломератов и гравелитов (54 м), массивные среднегалечные конгломераты, переходящие вверх по разрезу в песчаники, с тонкими прослоями алевролитов и линзами глинистых и органогенных известняков (106 м), слоистые известняки с редкими прослоями песчаников и алевролитов (30 м). Стратиграфически выше наблюдается частое чередование песчаников и алевролитов с прослоями гравелитов и конгломератов (32 м). В известняках найдены фузулиниды *Fusulinella adjuncta* Schlyk., *Protriticites globulus turkestanicus* Bensch. Pr. aff. *pseudomontiparus* (Putrja), *Obsoletes* (?) *ovoides* (Putrja) и др.

Полная мощность джилгинсайского горизонта наблюдается лишь на водоразделе Кайрак — Алячапан. С учетом ритмичности она оценивается примерно в 600—700 м.

В басс. р. Кайрак увеличивается количество прослоев известняков. Учбулакский горизонт сложен, в основном, ритмично переслаи-

вающимися пачками песчаников и алевролитов с мощными линзами гравелитов и конгломератов и тонкими прослоями обломочных и органических известняков, количество которых к верхам разреза увеличивается. Микрофауна зоны *Montiparus montiparus*, найденная на водоразделе Кайрак — Алячапан, включает *Protriticites* sp., *Montiparus* ex gr. *montiparus* (Ehr. em Moell.), *M. umbonoplicatus* (Raus. et Bel.), *Triticites* ex gr. *schwageriniformis* Raus. Мощность зоны здесь неполная, около 260 м.

Комплекс фузулинид зоны *Triticites arcticus* — *Tr. acutus* собран во многих пунктах (в верховьях р. Кайрак, по левому притоку р. Алячапан и др.). Для него характерны *Triticites expressus* Anos., *Tr. gissaricus* Bensch, *Tr. ferganensis* M.—Macl., *Tr. subrossicus* Bensch. и др. Мощность зоны точно не определяется, поскольку нижележащие породы учбулакского горизонта фауны не содержат. Ориентировочно она составляет 1000 м.

Гжелский ярус (дастарский горизонт) в истоках р. Алячапан представлен конгломератами с прослоями известняков, которые залегают с размывом на гуматагских гранитах. В известняках А. А. Поповой и В. М. Велитченко найдены фузулиниды, позволяющие предполагать Ф. Р. Бенш (1969) низы дастарского горизонта, т. е. зону *Triticites gossicus*, *Jigulites formosus turanicus*. Комплекс фузулинид включает *Triticites paraarcticus* Raus., *Tr. ex gr. stuckenbergi* Raus., *Tr. dictyophoris tjanschanica* Bensch, *Tr. ex gr. ventricosus* Meek et Hayd.

На южном склоне Гиссарского хребта верхний карбон палеонтологически не доказан, о чем говорилось выше.

НИЖНЕПЕРМСКИЙ ОТДЕЛ

Представлен континентальными образованиями лючобской и ханакинской свит, обнажающихся на южном склоне Гиссарского хребта.

Лючобская свита выделена в 1959 г. С. К. Овчинниковым и А. Т. Тарасенко, которые установили ее раннепермский возраст по положению в разрезе: она трансгрессивно с угловым несогласием залегают на размытой поверхности средне- и предположительно верхнекаменноугольных толщ (мубаракская свита) и гранитоидах Гиссарского батолита, а перекрывается² обломочной ханакинской свитой, возраст которой принят С. К. Овчинниковым как позднепермский.

А. Д. Миклухо-Маклай (1966) не исключал возможности отнесения лючобской свиты к дарвазскому веку ранней перми.

Не уточняют возраста лючобской свиты и остатки ископаемой флоры, которые С. Н. Садоков обнаружил в черных алевролитах базальной пачки свиты на левом борту р. Ханака (верховья сая Лагерного). Это — *Phyllothesa deliquescens* Goepf., *Calamites gigas* Brongn., *Cordaites* sp. По мнению Т. А. Сикстель, определявшей эту флору, возраст заключающих ее слоев датируется поздним карбоном с вероятным переходом в раннюю пермь (Баратов и др., 1973).

Е. Н. Горецкая обнаружила в игнимбритах фельзитовой толщи в долине р. Ходжа-Мафрач остатки *Phyllothesa* sp., формы, существовавшей, по определению Н. Г. Вербицкой, в интервале времени ранний карбон — поздняя пермь. Радиологические данные, по материалам Р. Б. Баратова и др. (1973), указывают на вероятный пермский возраст пород лючобской свиты.

² Нормально стратиграфического контакта этих свит не существует, они пространственно разобщены. В конгломератах ханакинской свиты в значительном количестве содержатся продукты размыва вулканитов лючобской свиты.

Последняя максимально развита в Варзоб—Кштутской подзоне, где известны четыре района ее распространения — Каджоуский, Лючобский, Чинарский и самый крупный — Ханакинский.

В этих изолированных районах полнота лючобской свиты различна, но везде она сложена вулканогенными образованиями, лавами, туфо-лавами, туфобрекчиями и туфами кислого состава (Расчленение..., 1976; А. С. Шадчинева и др., 1971 г.). Незначительную роль в составе свиты играют осадочные тела — песчаники, гравелиты, конгломераты, хотя присутствуют они почти повсеместно в основании свиты.

Существует мнение, что лючобская свита резко несогласно лежит на всех более древних отложениях, включая и мубаракскую свиту (Расчленение..., 1976). Наши наблюдения взаимоотношений упомянутых толщ в верховьях р. Ханака отчасти подтверждают эту точку зрения: если и существует несогласие, то незначительное, не более 20—25°.

Лючобскую свиту А. С. Масумов изучал в бассейне р. Ханака, где в ее строении принимают участие разнообразные вулканогенные породы кислого состава, их туфы, и в резко подчиненном количестве — терригенные породы. Весь этот комплекс осадочно-вулканогенных пород образует мощный слабодислоцированный покров, который к северу от Богаинского разлома залегает на разных горизонтах мубаракской свиты. В основании лючобской свиты лежат красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты и алевропелиты с прослоями и линзами туфоконгломератов, туфов и туффитов (от 25 до 300 м).

Когда базальная пачка отсутствует, лючобская свита более высокими слоями вулканитов ложится на отложения нижнего и среднего карбона, а также на гранитоиды. Стратиграфически выше залегает фельзитовая толща, сложенная бурыми фельзитами, туфолавами и туфами игнимбритовых фельзитовых порфиров (от 25 до 300 м).

Затем в стратиграфической последовательности следуют: нижняя дацитовая (60 м), липаритовая (30—270 м) и верхняя дацитовая (30—130 м) толщи. Существует еще и трахиандезитовая толща, которая развита в пределах водораздела рек Суффа-Зачау, где залегает на базальной подсвите (Шадчинева и др., 1971 г.; Баратов и др., 1973). В породах лючобского комплекса наблюдаются, по данным Р. Б. Баратова и др. (1973), субвулканические тела гранодиорит-порфиров, дацитовых порфиров и кварцевых латит-порфиров.

Базальная подсвита развита, как уже отмечалось, почти повсеместно и представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Ее состав и мощность весьма изменчивы. Местами она может быть сложена лишь конгломератами, местами — полным набором пород. Ее мощность колеблется от первых десятков метров до 300.

В составе базальной подсвиты доминируют конгломераты и песчаники, которые либо образуют отдельные пачки, либо встречаются в виде прослоев среди гравелитов и алевролитов. Цемент конгломератов песчанистый, туфовый. В составе обломочного материала преобладают вулканиты, от основных до кислых, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты и разнообразные граниты. Породы подсвиты бурокрасных, фиолетовых и малиновых тонов. Органические остатки в породах подсвиты чрезвычайно редки (см. выше).

Трахиандезитовая подсвита, по материалам А. С. Шадчинева и др. (1971 г.) развита на водоразделе рек Суффа—Зачау; она согласно налегает на базальную подсвиту, перекрываясь, в свою очередь, фельзитовой толщей. Если в нижней части разреза подсвиты преобладают лейкократовые разности трахиандезитовых порфиров, то в средней

и верхней частях доминируют породы, насыщенные биотитом. Максимальная мощность до 200 м.

Фельзитовая подсвита развита повсеместно и залегает либо на базальных слоях, либо на каменноугольных образованиях. Перекрывается как правило породами нижней дацитовой подсвиты, а местами (г. Чиликак) — липаритовой толщей. Подсвита сложена игнимбритами, игнимбритовыми, фельзитовыми порфирами, фельзитами и их туфами. Местами (верховья р. Ханака) в основании подсвиты наблюдаются базальные слои, представленные туфо-конгломератами, гравелитами, песчаниками, реже алевролитами с линзами пепловых туфов. Породы подсвиты окрашены в бурые, фиолетовые и малиновые тона. Для них характерна выраженная столбчатая отдельность. Встречаются горизонты вулканических бомб. Максимальная мощность не превышает 250 м.

Нижнедацитовая подсвита распространена очень широко, представлена базальными конгломератами и залегает на эродированной поверхности фельзитовой подсвиты. Ее нет в районе г. Чиликак (водораздел рек Лючоб—Варзоб), там вышележащая липаритовая подсвита ложится на фельзитовую толщу (Шадчиев и др., 1971 г.).

Подсвита сложена дацитовыми и андезито-дацитовыми порфирами, их туфолавами и туфами. Но среди них встречаются фельзиты, трахилипариты, липариты и их туфы. В верховьях р. Ханака, на правом берегу, по данным А. С. Масумова, в основании нижней дацитовой подсвиты наблюдается пачка пересланяющихся туффитов, туфопесчаников и конгломератов. Стратиграфически выше лежат лавы и туфолавы дацитовых порфиров. Лавы слагают среднюю часть подсвиты, верхняя представлена туфами, туфолавами и агломератовыми лавами дацитовых порфиров. Мощность подсвиты в этом разрезе колеблется от 300 до 350 м; ее породы имеют коричневато-лиловые тона.

Липаритовая подсвита (750 м) залегает на вышеописанных породах со следами перерыва. Ее нижняя часть (верховья р. Ханака) сложена вулканомиктовыми гравелитами и конгломератами, местами — туфами и конгломератами. Мощность 15—20 м.

Средняя часть разреза (80—300 м) состоит из игнимбритовых липаритовых порфиров, игнимбритов липаритовых порфиров, а также из туфов и туфобрекчий липаритовых порфиров.

Верхняя пачка подсвиты сложена игнимбритами липаритовых порфиров с прослоями туфов. Мощность пачки варьирует от 80 до 400 м.

Завершает разрез лючобской свиты верхнедацитовая подсвита (130 м); она обнажается локально в районе г. Чиликак, на водоразделе р. Арджанак-Зачау-Суффа; залегает согласно на туфах липаритовой подсвиты и сложена туфами и туфолавами липарит-дацитовых порфиров с прослоями тонкослоистых и мелкозернистых туфопесчаников. Породы подсвиты окрашены в коричневато-малиновые тона. Среди них отмечаются (Шадчиев и др., 1971 г.) редкие прослои конгломератов, иногда с известняковой галькой, в которой содержится микрофауна среднего карбона.

Ханакинская свита распространена в междуречье Суффа—Лючоб и долине р. Ширкент-Дарья, где впервые выделена в 1937 г. М. С. Швецовым. Т. А. Сикстель (1961) указывает на присутствие этой свиты в Сангмиле, в ур. Ташкутан, предположительно на площади Шаргуньского угольного месторождения, в долинах Сина-Вахшивар (Сурхантау) и в хр. Байсунтау (долина р. Диймалек). Аналогом ханакинской свиты Т. А. Сикстель считает, по материалам Уэста, свиту Доаб в Северном Афганистане.

Ханакинская свита представлена мощной (до 1300 м), преимущественно красноцветной толщей терригенных и, в меньшей степени, вулканогенных пород.

В бассейне р. Ханака, где находится стратотип ханакинской свиты и где она представлена наиболее полно, нормальных стратиграфических контактов ее с подстилающими и покрывающими отложениями не существует. Нижняя ее часть по тектоническому нарушению контактирует с вулканогенными терригенно-карбонатными толщами нижнего и среднего карбона, а верхняя — по Богаинскому разлому — с породами лючобского вулканоплутонического комплекса. Самая верхняя часть ханакинской свиты здесь, по всей вероятности, отсутствует: она срезана Богаинским субширотным разломом, по которому на нее надвинуты кислые вулканиты лючобской свиты (амплитуда перемещения 2000—3000 м).

В среднем течении р. Ханака ханакинская свита с размывом и резким угловым и азимутальным несогласием перекрывается угленосными образованиями нижней — средней юры, как правило, с корой выветривания в основании, мощностью до 10 м.

Вдоль плоскостей сместителей альпийских разрывных нарушений, по данным С. И. Щукина (1970), местами наблюдается усложненная складчатость. Это хорошо видно в междуречье Ханака—Лючоб, где вдоль Богаинского разлома прослеживаются «вздыбленные» пласты ханакинской свиты и мезозойских отложений. В целом для ханакинской свиты характерны слабые дислоцированность и метаморфизм.

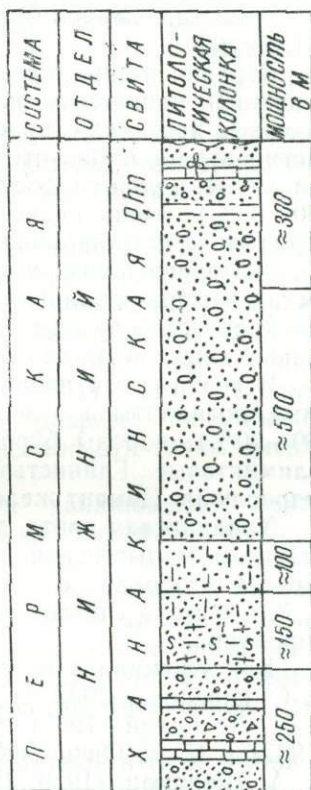


Рис. 17. Стратиграфический разрез отложений ханакинской свиты (Южный Гиссар). Составил А. С. Масумов (по данным Е. Н. Горечкой, А. С. Масумова). Масштаб 1:1000. Условные обозначения см. на рис. 4.

По данным А. С. Масумова, ханакинская свита в басс. р. Ханака и ее правого притока р. Арджанак состоит из двух толщ: нижней и верхней (рис. 17).

Нижняя (около 500 м) сложена внизу конгломератами и песчаниками с прослоями глинистых известняков, а вверху — аргиллитами и песчаниками. Эти две пачки делятся довольно значительными по мощности (25—50 м) прослоями туфогенных конгломератов, туфопесчаников, туффитов и туфолав фельзитовых и кварцевых порфиров. Структура вулканитов литокристаллокластическая; по размеру зерен выделяются пепловые и лапиллиевые разности пирокластов. В составе обломков конгломератов В. С. Лучников (1974) отмечает как минералы (преобладают), так и породы. Цемент туфовый, кислого состава, или с примесью карбонатов и хлоритов. Обломки минералов остроугольные, размером 2—4 мм, представлены полевым шлатом (40—50%) и кварцем (30—40%); цветные минералы либо отсутствуют, либо состоят из полностью разложившихся опацизированных агрегатов, выполненных рудным материалом. Полевые шлаты, по данным В. С. Лучникова (1974), представлены кислым плагиоклазом, реже — альбит-олигокла-

зом. Они изменены с образованием серицита, пелита, карбоната, иногда альбитизированы.

Обломки пород — преимущественно вулканыты среднего—кислого состава с обилием рудного минерала в основной массе и со слабо выраженной трахитоидной структурой. Обломки осадочных пород очень редки, это микрозернистые кварц-полевошпатовые разности.

Верхняя толща (до 800 м) сложена неравномерно крупно линзовидно переслаивающимися конглобрекчиями, гравелитобрекчиями, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Цвет пород темно- и беловато-серый.

Верхняя толща, в свою очередь, состоит из нижней и верхней пачек. В нижней, мощностью около 500 м, преобладают разномзернистые, полимиктовые песчаники, присутствуют конгломераты; и те и другие в этой части разреза плохо отсортированы. В конгломератах обломки пород угловатые, редко слабоокатанные. Состав галек: вулканогенные породы (80—85%), очень редко — известняки и кремнистые сланцы. Цемент пород железисто-карбонатный.

В верхней пачке, мощностью до 300 м, доминируют конгломераты, состав которых аналогичен составу нижней пачки. Разница лишь в том, что количество вулканогенной гальки уменьшается за счет увеличения гальки известняков (до 30—40%).

В верхах этой пачки ритмично переслаиваются песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки с резким преобладанием песчаников (60—70%); породы буровато-серого цвета. Песчаники разномзернистые, полимиктовые. Глинистый состав алевролитов и аргиллитов: хлорит и гидрослюда. Цемент железисто-карбонатный.

Ханакинская свита до сих пор официально считается возрастным аналогом мадыгенской свиты Южной Ферганы, а общепринятый возрастной интервал ее — поздняя пермь — ранний триас. Обе свиты Т. А. Сикстель считает разновозрастными и близкими по условиям формирования.

Как сложились представления о возрасте ханакинской свиты? М. С. Швецов в 1937 г. отнес ее к триасу; Н. А. Кудрявцев (1932) и С. И. Левицкий (1935) считали ее пермо-триасовой, а П. К. Чихачев (1937) и С. К. Овчинников (1959) характеризовали ее как пермскую. П. А. Шехтман (1939, 1941) подтверждал пермо-триасовый возраст ханакинской свиты, а Б. А. Петрушевский (1940), коррелируя эти образования с мынтекинской свитой Заалайского хребта, условно датировал ее поздним триасом. И. Е. Губин (1960) относил ханакинскую свиту к верхней перми. Основные исследования состава, строения и возраста рассматриваемых отложений связаны с именем Т. А. Сикстель (1960, 1966, 1968).

Т. А. Сикстель (1960), найдя в верхней толще ханакинской свиты остатки растений, определяющие, по ее мнению, раннетриасовый возраст флоросодержащих слоев, отнесла нижнюю, большую часть этой свиты к верхней перми условно. Таким образом, Т. А. Сикстель подтвердила находками ископаемой флоры мнение Н. А. Кудрявцева и С. И. Левицкого о пермо-триасовом возрасте свиты.

Детальное изучение ханакинской свиты провел в последние годы В. С. Лучников (1974), который значительно изменил устоявшиеся взгляды на возраст, состав, строение и мощность рассматриваемых образований. Он описал разрез ханакинской свиты в бассейне р. Арджанак, считая известный разрез, описанный Т. А. Сикстель в бассейне р. Ханака, неполным. Кроме того, В. С. Лучников (1974), возможно, повторил сборы ископаемых растительных остатков из точки сбора

Т. А. Сикстель и впервые опубликовал список палеофлоры, датирующий вмещающие отложения ранней пермью, а не ранним триасом³. Однако этот исследователь считает, что флоросодержащие отложения по облику и степени метаморфизма резко отличаются от отложений ханакинской свиты и ей не принадлежат, а надвинуты на нее по тектоническому нарушению.

В. С. Лучников, сопоставляя ханакинскую свиту с доабской и пулихумрийской свитами Северного Афганистана, мынтекинской свитой Памиро-Алая и мадыгенской свитой Южной Ферганы, приходит к заключению, что она средне-позднетриасового (дорэтский) возраста.

Изучение ханакинской свиты А. С. Масумов начал с выяснения местонахождения палеофлоры. Поскольку пермская часть свиты палеонтологически не обоснована и позднепермский возраст ее определен только потому, что в вышележащей («верхней», по Т. А. Сикстель), толще этой свиты найдены, по мнению Т. А. Сикстель, раннетриасовые формы, с особой остротой встает вопрос — где же конкретно были найдены эти флористические остатки.

В опубликованных работах Т. А. Сикстель такого указания нет, хотя о ханакинской свите она писала неоднократно. Сказано только: «в верхней толще ханакинской свиты, в ряде обнажений собраны остатки растений...», и «... в верхней толще Т. А. Сикстель и Б. В. Яковичем собраны остатки растений, определяющие возраст вмещающей толщи как нижнетриасовый» (Т. А. Сикстель, 1961). Но, поскольку Т. А. Сикстель пишет, что «наиболее полные разрезы ханакинской свиты обнажаются в долине р. Ханака»⁴, мы искали эти точки именно в этом месте развития ханакинской свиты.

Раннетриасовый возраст верхней части ханакинской свиты Т. А. Сикстель определяет по наличию *Tersiella* sp., *Pseudovoltzia liebiana* (Gein.) Florin, *Albertia* sp., *Hissarella schamolensis* Sixt., *Schizolepis* sp., *Dicranophyllum* (?) *kirghizicum* Tschirk., *Sphenopteridium brickiana* Sixt., *Stachyotaxus* sp., *Ulmannia bronni* Goepf. и др. Из этого же интервала разреза Ю. М. Кузичкина выделяет комплекс пыльцы, представленный, преимущественно, хвойными: *Cordaitina* sp., *Protocedrus* sp., *Protohaploxyrinus trivialis* (Lub.), датирующими вмещающие слои пермо-триасом.

Флороносный горизонт обнаружили А. С. Масумов и В. Я. Клипенштейн в 200—260 м ниже (по течению р. Ханака) кишл. Шамал, у самого уреза воды, в левом борту, южнее Богаинского надвига. Ископаемые остатки растений содержатся в темно-серых и черных, довольно плотных алевролитах, покрытых черными аргиллитовыми пленками, зеркальными по плоскостям напластования. Алевролиты комковатые, при ударе крошатся, переслаиваются с тонкослоистыми известняками. Зеркальные плоскости алевролитов, а также их комковатость объясняются близостью Богаинского разлома и оперяющих его нарушений. Обнажение, в котором мы зафиксировали эту пачку, имеет площадь более 10 м². Аналогичная пачка обнажается на водораздельной части правого борта р. Ханака.

Из точки в левом борту р. Ханака В. С. Лучников собрал, а С. В. Мейен определил следующую флору: 1) *Sphenopteris* sp., 2) *Walchia* sp. 1, 3) *Walchia* sp. 2, 4) *Ernestiodendron filiciforme* (Schloth.) Florin, 5) *Cordaites* sp., 6) *Samaropsis* div. sp. (3 вида), 7) *Cordaicar-*

³ Ископаемая флора определялась С. В. Мейеном.

⁴ В других районах распространения ханакинской свиты, таких, как Дий—Малек, Ташкутан, Кияусу и др., органические остатки не известны.

rus, 8) очень крупная одномешковая пыльца типа *Florinites* (полный список растений приводится с разрешения В. С. Лучникова). По заключению С. В. Мейена, «совместное присутствие многочисленных вальхий хвойного вида (4), кордаитов и одномешковой пыльцы (8) указывает на принадлежность вмещающих пород к нижней перми (аналоги отена)».

А. С. Масумов собрал в этой же точке близкий комплекс ископаемых растений. По определению С. В. Мейена, это типично нижнепермский комплекс растений с огромными пыльцевыми зёрнами *Florinites*, видными невооруженным глазом.

В полном виде этот комплекс выглядит так: *Walchia* cf. *piniformis* Schl.; *Walchia* cf. *hypnoides* Brongn.; *Allonilssonina?* sp. (мелкий фрагмент одного сегмента); *Cordaicarpus* sp.; *Cardiocarpus* sp.

Сборы Т. А. Сикстель происходят, по-видимому, из этой же точки. Об этом свидетельствует идентификация И. А. Добрускиной растений, собранных В. С. Лучниковым, и фотографий растений, приведенных Т. А. Сикстель из верхней части ханакинской свиты. В результате такого сличения установлена идентичность сборов Т. А. Сикстель и В. С. Лучникова, а, следовательно, и наших. Но почему же тогда в двух списках нет ни единой общей формы, а возраст верхней части ханакинской свиты С. В. Мейен, М. В. Дуранте определяют ранней пермью, а Т. А. Сикстель — ранним триасом (?). Ответить на этот вопрос пока невозможно.

В этом же районе, по скважинному материалу А. А. Шванца, Г. Д. Романовской как будто бы установлен раннетриасовый палинологический комплекс; сомнительно, однако, что он может иметь отношение к верхней части разреза ханакинской свиты. Вышеописанные алевролиты с флорой протягиваются на правый борт р. Ханака, где входят в состав пачки переслаивающихся конгломератов, песчаников, алевролитов и известняков, или так называемой шамольской пачки⁵. Последняя прослежена нами по левобережью р. Суффы (вблизи устья р. Зачау), в пределах левого склона нижнего течения р. Арджанак, в районе кишлаков Шамол и Ходжамастон. В основании пачки залегают сероцветные конгломераты мощностью до 150 м. Галька их представлена, в основном, эффузивами кислого состава, разнообразными карбонатными, кремнистыми и пирокластическими породами, слюдисто-кварцевыми сланцами. Исследованиями А. С. Шадчинава, Г. С. Гриненко и др., проведенными здесь в 1969—1970 гг., выявлена следующая последовательность пород в пачке.

Выше конгломератов залегают плитчатые аргиллиты и карбонатные песчаники (10—15 м), на которых, в свою очередь, лежат грубо-слоистые, а иногда и плитчатые, серые мергелистые известняки (до 11 м) и прослой темных плитчатых кремнистых известняков (5 м). При обследовании шамольской пачки бросается в глаза обилие в ее составе кремнистых пород. Последние так же, как и известняки, не выдержаны по простиранию. Вблизи кишл. Шамол мощность их не более 15 м, у кишл. Ходжамастон она удваивается, а в бассейне р. Суффа, по свидетельству А. С. Шадчинава и др. (1971), подобные породы отсутствуют.

Разрез шамольской пачки правобережья р. Ханака венчается пестрыми плитчатыми карбонатизированными алевролитами и аргиллитами (25 м) с отдельными прослоями (до 1,5 м) тонколистоватых глин и туфопесчаников. Для разреза пачки характерно, что перечислен-

⁵ Не имеет ничего общего с шамольской свитой (С₁₋₂) Д. А. Старшинина (прим. — А. М.).

ные породы тонко переслаиваются. Суммарная ее мощность не превышает, по-видимому, 200—220 м. Растительные остатки обнаружены Т. А. Быковской и А. С. Масумовым в плитчатых охристо-шоколадных алевролитах верхней части шамольской пачки на правобережье р. Ханака, в приводораздельной части, несколько ниже кишл. Шамол. Из наших сборов М. В. Дуранте и С. В. Мейеном определены: 1. *Walchia* cf. *piniformis* Schloth.; 2. *W.* cf. *hypnoides* Brongn.; 3. *W.* cf. *frondosa* Renault; 4. *Gomphostrobus bifidus* (Gein.) Zeill., 5. *Cordaites* sp., 6. *Callipteris* sp. vel. *Sphenopteris* sp. пермского облика; 7. многочисленная, очень крупная одномешковая пыльца типа *Potonieisporites*, и многочисленные семена нижнепермского типа. По заключению М. В. Дуранте и С. В. Мейена, «комплекс хвойных (1—4) и огромное количество одномешковой пыльцы, видимо, принадлежащей этим хвойным, характерны для нижней перми».

Таким образом, возраст шамольской пачки в лево- и правобережье р. Ханака датируется ранней пермью. Шамольская пачка — единственная часть разреза ханакинской свиты, где найдены органические остатки, и, естественно, что по возрасту этих слоев определяется и возраст ханакинской свиты в целом. В противоположность мнению В. С. Лучникова, мы считаем, что вышеописанную шамольскую пачку не следует «отрывать» от разреза ханакинской свиты, так как она естественно завершает разрез свиты в правом борту р. Ханака, залегая без признаков какого-бы то ни было несогласия на заведомо ханакинских конгломератах. На основании вышесказанного, мы считаем шамольскую пачку принадлежащей ханакинской свите. Содержащиеся в пачке растительные остатки датируют возраст верхней части свиты ранней пермью. Возраст нижележащей части ханакинской свиты может считаться раннепермским условно. Мощность ханакинской свиты в долине р. Ханака, по нашим данным, около 1300 м, по данным В. С. Лучникова (1974) — 2500 м.

БУХАРО-КАРШИНСКИЙ РЕГИОН

Здесь верхнепалеозойские образования установлены в результате бурения и по данным геофизики (Узаков, 1974; Бакиров и др., 1970; Курбаниязов, и др., 1976).

К верхнебашкирским — нижнемосковским отложениям, по-видимому, можно отнести толщу серых и темно-серых обычно известковистых и углистых сланцев, аргиллитов и алевролитов с прослоями песчаников, реже гравелитов. В последних установлена галька кислых и основных вулканитов, кварцитов, сланцев, реже известняков. Имеются прослойки светлых и темных углистых известняков, местами органогенно-детритусовых с фораминиферами, кораллами и водорослями среднекаменноугольного облика (опр. М. Н. Соловьевой) (площади Сеталантубе, Зекры, Каракум, Свердловская).

К верхнемосковским — верхнекаменноугольным образованиям, вероятно, следует отнести конгломераты Алата и Фараба, сложенные гальками кварцевых порфиров, порфиритов, спилитов, туфов, гранитов (редко). Цемент карбонатно-слюдисто-глинистый.

Пермские отложения, по нашим данным, представлены двумя отчетливо выраженными в разрезе и в пространстве толщами (стратиграфически снизу вверх): терригенно-вулканогенной, тонко- и мелкообломочной и песчано-конгломератовой, грубообломочной. Обе толщи не имеют прямых аналогов в Южно-Гиссарской и Байсунской структурно-форма-

ционных зонах, но нижняя по наличию вулканитов сходна с лючобской свитой, а верхняя — с грубообломочной молассоидной ханакинской.

Терригенно-вулканогенная толща распространена фрагментарно в виде отдельных небольших останцев на пониженных участках палеорельефа. Отложения нижней части терригенно-вулканогенной толщи прослеживаются на площадях Даутепе (скв. 270) и Янгиказгана (скв. 272). По данным Х. Узакова (1974), на площади Даутепе они представлены песчанистыми алевролитами темно-серого цвета, часто известковистыми и ожелезненными, а на площадях Янгиказгана — разложенными диабазами, а затем — аргиллитами и алевролитами. Последние темно-серого цвета, рассланцованные, с прожилками кварца. Алевролиты полевошпат-кварц-слюдистого состава, темно-серые.

В алевролитах на площади Даутепе (интервал 1940—1944) обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, в составе которого определены: *Coniferaletes incisorius* Andrejeva, *Azonotriletes contortreteticularis* Sadkova (известны из перми Кузбасса), *Cordaitina uralensis* (Lub.) Sam., *C. sp.*, *Florinites luberae* Sam., *Protohaploxyrinus tractiferinus* Sam., *P. bullaeformis* Sam., *P. perfectus* (Naum.) Sam., *Protocedrus parviextensisaccus* Sam., *Protoperodocarpus* sp. (характерны для перми Южного и Западного Приуралья).

В аргиллитах на площади Янгиказган (инт. 2590—2596 м) обнаружен спорово-пыльцевой комплекс: *Protodiploxyrinus giganteus* Sam., *P. silvestriotypus* Sam., *Protocedrus parviextensisaccus* Sam., *Cordaitina ex gr. uralensis* (Lub.) Sam., известный из отложений перми Южного и Западного Приуралья.

Отложения верхней части терригенно-вулканогенной толщи распространены на площадях Кызылрават, Карабаир и Янгиказган. Они слагают свод и южный склон Кызылравата, северный и северо-восточный склон Карабаира, площадь Янгиказгана и представлены, по данным Х. Узакова (1974), туфогенными песчаниками, мелкозернистыми, темно-серыми, массивными, с прожилками кальцита и вкрапленниками пирита. Песчаники кварц-полевошпат-слюдистого состава.

На площадях Даяхатын, Парсанкуль, Хасанкуль, Хатар, Аккум, Хаджий и Кандым терригенно-вулканогенная толща сложена глинисто-песчанистыми сланцами с прослоями порфиритов зеленокаменного преобразования (Даяхатын, Парсанкуль, Хасанкуль, Кульбешкак); известковистыми аргиллитами (Хатар, Аккум); аргиллитами и сланцами с прослоями известняков и туфогенных песчаников (Хаджий); полимиктовыми песчаниками с прослоями известковистых аргиллитов и алевролитов (Кандым). Вскрытая скважинами мощность этих образований — около 200 м. Х. Узаков (1974) полагает, что во всех перечисленных выше скважинах обнаружены различные горизонты единой мощной флишоидной толщи.

На площади Даяхатын, по данным этого исследователя, нижняя толща вскрыта скв. 321 на глубине 2584 м (инт. 2037—2632). Здесь она представлена рассланцованным аргиллитом, крепким, темно-серым, с прожилками кальцита. Отмечены прослойки песчаника кварц-полевошпатового состава и вулканогенных пород основного состава с зеленокаменным преобразованием.

На площади Кульбешкак (скв. 304, инт. 2731—2736) эта толща сложена рассланцованными аргиллитами и глинистыми песчаниками темно-серого и черного цвета с зеленоватым оттенком, с редкими прослоями зеленокаменных порфиритов. Породы слоистые, с глинисто-хлористыми образованиями по плоскостям напластования.

На площади Аккум (скв. 269, 317 и 320) на глубине 2600—2700 м

образования того же хроностратиграфического уровня представлены темно-серыми и черными слонстыми аргиллитами; в них (скв. 269, инт. 2782—2784) обнаружена пыльца: *Protodiploxyrinus bullaeformis* Sam., *Azonoletes irregulariplocatus* Sam., свойственная пермским отложениям Южного и Западного Приуралья.

Отложения нижней толщи, вскрытые на площади Хаджий (скв. 301, инт. 3111,8—3114,4 м, скв. 322, инт. 2930—2931,8 м), состоят из сланцев с прослоями темно-серых песчаников кварц-полевошпат-слюдистого состава, с тонкими прожилками кальцита. Сланцы аргиллитоподобные, сложенные тонкоотмученным глинисто-слюдистым материалом.

На площади Кандым (скв. 303, 305) описываемая толща вскрыта на глубине 2430 м и представлена полимиктовыми песчаниками кварц-полевошпатового состава, темно-серыми, с прослоями известковистых аргиллитов, алевролитов, гравелитов и вулканогенных пород (редко).

На площади Хитар (скв. 1068) нижняя толща сложена плотными темно-серыми известковистыми, комковатыми аргиллитами.

Эта же толща на площади Хасанкуль (скв. 887, инт. 3035—3039) представлена аргиллитами темно-серого цвета, плотными, тонко-слоистыми. На площади Парсанкуль (скв. 881, инт. 2818—2820) она состоит из гравелитистых серых песчаников.

Для описанной выше терригенно-вулканогенной толщи характерны серицитизированные и хлоритизированные породы, иногда они окварцованы и карбонатизированы (Хаджий, Кандым).

Отложения верхней песчано-конгломератовой грубообломочной толщи вскрыты на площадях Галлаасия, Пролетарабад, Сеталантюбе и на северо-западном склоне Карабаира. На площадях Аузбай и Янгиказган к этой толще условно отнесены разногалежные конгломераты, мощностью до 80 м, которые на площади Янгиказган перекрывают алевролиты и аргиллиты нижней терригенно-вулканогенной толщи.

Конгломераты сложены плохоокатанными и угловатыми обломками осадочных, метаморфических и изверженных пород.

В Аузбае (скв. 299) эти отложения представлены конглобрекцией коричневатого-серого цвета, крепко сцементированной и сильно уплотненной. Состав гальки: эффузивные, эффузивно-осадочные, реже осадочные, интрузивные породы. В Янгиказгане (скв. 272, 273; глубина соответственно 2420 м и 2240 м) — это конгломераты мощностью до 80 м. Состав гальки: гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы, гранитоидные породы, эффузивные породы (порфириты) а также туфопесчаники.

В Галлаасие (скв. 97) на глубине 2040 м (инт. 2055,75—2058,35 и 2057,5—2059 м) эти отложения представлены конглобрекцией. Такие же породы встречены в Карабаире (скв. 127, инт. 1820—1826,6) и в Сеталантюбе (скв. 89 и 91, инт. 1149, м и 1232 м).

В Пролетарабаде конгломераты обнаружены на глубине 1250 м (скв. 236). Это буроватая, ожелезненная, крепко сцементированная порода, кластический материал которой представлен обломками осадочных, метаморфических и магматических пород.

От Учкыра на северо-западе до г. Карши на юге подобные образования установлены главным образом по геофизическим данным: им соответствует скоростной горизонт, зафиксированный сейсморазведкой, мощностью около 600 м и залегающий между палеозойским фундаментом и юрскими отложениями. Этот горизонт уменьшается в мощности к северо-западу, выклиниваясь в сводовой части Чарджоуского поднятия, и интерпретируется Б. Б. Галь-Вирским как конгломератовый.

Глава IV. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ И РАННЕМ МЕЗОЗОЕ

СТАДИИ И ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Особенности развития Срединного и Южного Тянь-Шаня освещены в ряде региональных работ, из которых наиболее важны труды Д. В. Наливкина, В. А. Николаева, В. И. Попова, Н. П. Васильковско-го, Х. М. Абдуллаева, А. С. Аделунга, М. М. Кухтикова, Г. С. Поршнякова, Н. М. Синицына, А. Д. Миклухо-Маклая, Б. А. Петрушевского, Р. Г. Гарецкого, В. И. Кнауфа и многих других.

Несмотря на существенные различия во взглядах о начале заложения геосинклиналей, территориальной их приуроченности, длительности развития и т. п., все исследователи рассматривают верхнепалеозойские образования как вещественное выражение орогенной стадии герцинского тектонического цикла.

Основные контуры структурного плана герцинид наметились в результате проявления каледонских тектонических движений. В этот цикл в пределах Северного Тянь-Шаня были сформированы геосинклинально-складчатые сооружения каледонид. В процессе их геосинклинального развития, располагавшаяся к югу от них (южнее линии Николаева) эпикарельская платформа подверглась наложенной активизации с образованием Южно-Тяньшаньского внутриплатформенного прогиба (в силуре — нижнем девоне по северной его окраине происходили рифтогенные процессы). К северу от этого прогиба располагалось Сырдарьинское поднятие. К югу от каледонид Северного Тянь-Шаня в орогенную стадию развития (верхний ордовик — нижний девон) возник фронтальный прогиб (Большекаратауско-Чаткало-Нарынский).

Герцинский тектонический цикл — эпоха наибольшей тектономагматической активности, эпоха заложения, развития и отмирания геосинклиналей и структур ее рамы (срединных и краевых массивов), эпоха активизации «жестких» массивов и каледонских сооружений.

В первую половину цикла (средний девон — нижнемосковский подъярус среднего карбона) территория Срединного и Южного Тянь-Шаня неравномерно опускалась (демиссионная стадия), а во вторую половину — дифференцированно поднималась (орогенная стадия). На фоне этого крупного ритма движений (опускание — подъем) проявилось пять последовательных малых ритмов (этапы) — начальный (D_{2-3}), ранний ($C_1-C_{2b_1}$), средний ($C_{2b_2}-C_{3k}$), поздний ($C_{3g}-P_{2uf}$) и заключительный ($P_{2kz}-T_{2a}$).

В демиссионную стадию развития фронтальный орогенный прогиб каледонид был унаследован геосинклинальными трогами — Большекаратауским, Чаткальским и Нарыньским с терригенно-карбонатным

заполнением. На месте Южно-Тяньшаньского внутриплатформенного прогиба залежились Кокшаальская и Южно-Тяньшаньская геосинклинали. На западе региона от Султануиздага в субмеридиональном направлении располагалась юго-восточная часть геосинклинального трога Урала.

В пространстве между вышеуказанными геосинклиналями располагался Курамино-Ферганский (Сырдарьинский) срединный массив, а к югу от Южного Тянь-Шаня — Каракумо-Таджикский и Таримский краевые массивы. В окраинных участках «жестких» массивов, смежных с геосинклиналями, возникали пригеосинклинальные компенсационные прогибы, в которых накапливались преимущественно прибрежморские осадки, сносимые с поднятых частей срединных и краевых массивов.

В связи с процессом наложенной активизации в пределах Курамино-Ферганского и Каракумо-Таджикского массивов в нижнем — среднем карбоне возникли вулканические дуги с преобладающими андезитовыми продуктами извержений, формирование которых завершилось становлением тел лакколитов, штоков и даек габбро-гранодиоритовой формации (карамазарский и южноварзобский комплексы).

Уже с самого начала герцинского цикла довольно четко проявились краевые разломы на границе с «жесткими» массивами и внутри геосинклиналей, ограничивая возникающие здесь интергеосинклинальные линейные поднятия и прогибы. На протяжении всего цикла разломы развивались конседиментационно, являясь своеобразным рубежом смены фациальных обстановок. В нижнем — среднем карбоне некоторые из них (в основном, разломы между геосинклиналями и «жесткими» массивами) явились путями проникновения на поверхность андезито-базальтовой магмы и тел ультрамафитов и мафитов.

Тектоническое развитие демиссионной стадии завершилось предверхнемосковской фазой складчатости, в результате которой возникли линейные складки в пределах геосинклиналей и брахиструктуры в «жестких» массивах. Складчатость сопровождалась прогрессивным метаморфизмом в фации зеленых сланцев. Складчатость и метаморфизм обусловили консолидацию рифей-палеозойской части земной коры, в связи с чем последующие тектонические процессы (орогенная стадия) выразились в основном в складчато-блоковых дислокациях.

Как видно из вышесказанного, период верхнепалеозойского развития (C_2b_2 — T_{2a}) охватывает конец демиссионной стадии и всю орогенную.

В этот же период укладываются три этапа геологического развития (средний, поздний и заключительный).

Средний этап (позднебашкирский — касимовский) является основным в развитии герцинских структур. Тектонические процессы середины башкирского века вызвали существенные палеотектонические и палеогеографические преобразования. С позднебашкирской эпохой наступает новый этап в развитии фауны: коренным образом изменяется сообщество фораминифер; среди кораллов и брахиопод появляются новые роды, семейства и т. д.

В этот этап произошло коренное перераспределение суши и моря; большая часть Курамино-Ферганского массива поднялась и до конца триаса представляла собой поднятие с интенсивным континентальным вулканизмом.

Внутримосковской фазой складчатости этот этап разобщен на два подэтапа: верхнебашкирско-нижнемосковский — время замедленного

и дифференцированного прогибания и складкообразовательных процессов и верхнемосковско-касимовский — время дифференцированных поднятий, вулканизма и формирования массивов гранитоидов.

В Южно-Тяньшаньской геосинклинали в среднем карбоне после кратковременной раннебашкирской регрессии морской бассейн распался на ряд узких проливов, разделенных кордильерами. На подводных участках кордильер накапливались карбонатные и терригенные осадки, а в межкордильерных прогибах — типичные флишевые образования.

На границе нижнего и верхнего подъярусов московского яруса среднего карбона происходили интенсивные складчатые деформации с образованием веерообразных антиклинориев и синклинориев, осложненных сжатыми опрокинутыми складками и двойными — тройными надвигами (Поршняков, 1973). Этими движениями был обусловлен складчатый план геосинклинали, после чего начали преобладать восходящие движения.

Верхнемосковско-касимовские отложения накапливались только во внутригорных прогибах в условиях мелководно-морского, лагунного и континентального режимов (Сурметашский и др.). На фоне восходящих движений образовались граптолитово-батолитоподобные тела гранодиоритов и гранитов.

В северной системе геосинклинальных прогибов (Большой Каратау, Чаткал, Нарын) отложения среднего этапа сохранились от последующей эрозии лишь на отдельных участках. Мы полагаем, что в среднем карбоне морской режим господствовал на всех участках с отложением в прогибах карбонатно-песчаниковой флишевой толщи мощностью до 1500—3000 м.

Главная складчатость проявилась в предпозднемосковское время, в связи с чем конседиментационные структуры были осложнены коробчатыми, простыми и сжатыми крупными складками (Пскемский, Угамский, Майдантальский и др. антиклинории и разделяющие их синклинории).

Общая инверсия, начавшаяся на границе с верхним карбоном, завершается формированием тел лейкократовых гранитов.

В пределах Курамино-Ферганского срединного массива на значительной части территории в рамках нижнего подэтапа накапливался внутриравнинный флишеидный структурно-формационный комплекс. В этот же период усиливаются тектонические движения, в результате которых усложнились конседиментационные структуры (приобрели более крутые углы падения — до 30—40°) и была создана система чешуйчатых взбросо-надвигов и пологих надвигов.

Регрессивная серия второй половины этапа накапливалась уже в условиях расчлененного низкогорья и представлена в основном шлировой формацией. Происходившая в это время вулканическая деятельность не выходила далеко за пределы Каржантау-Кураминских гор.

Она протекала в субэаральных условиях и давала песчано-пепловый материал среднего и кислого состава (акчинская и оясайская (?) свиты). В конце этапа по зонам трещиноватости северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний внедрились средние и кислые магмы и сформировались крупные гранитоидные массивы (Бабайобский, Кызылсайский, Кенкольский, Арашанский).

В пригеосинклинальных бассейнах (фронтальном Предбольшекаратауско-Нарынском и тыльном Тамдынско-Карачатырском) в условиях прибрежно-морских обстановок накапливались терригенные грубо-

флишевые образования, нередко с экзотическими глыбами (формация дикого флиша). Здесь же, во второй половине этапа, продолжалось осадконакопление (преимущественно молассоидное), хотя на большей части описываемой территории уже господствовали континентальные условия. Общая мощность осадков колеблется от 700 до 7000 м. Угловое несогласие между отложениями среднего и верхнего карбона незначительное, что говорит о слабом проявлении здесь внутримосковской фазы складчатости.

В целом предверхнемосковская фаза является основной в формировании складок геосинклиналей, что видно из конформности рифей-среднепалеозойских структур. В то же время ее интенсивность в пригеосинклинальных бассейнах была незначительной. В центральных частях Курамино-Ферганского срединного массива она выразилась в складчато-блоковых перемещениях.

Эпоха складчатости, являясь, в свою очередь, следствием более общих процессов, стала переломной в развитии основных структурных элементов и в смене одних тектонических режимов другими. Ею был завершён общий период нисходящих движений герцинского цикла и с нее же началась эпоха интенсивных восходящих орогенных движений. В геосинклиналях собственно геосинклинальный режим сменился горообразовательным, а геоантиклинальный режим «жестких» массивов — депрессионным.

Поздний этап (гжельско-уфимский) развития территории начался с нисходящих движений, продолжавшихся в гжельский-артинский века. Восходящие движения совпали с кунгурско-уфимским временем, захватив, возможно, часть казанского.

Структурно-формационный план региона определялся наличием горных цепей герцинид Большого Каратау-Нарына и Южного Тянь-Шаня, а также горных поднятий Уралид в пределах Аральского моря. Крупная межгорная равнина между ними в пределах Каржантау-Кураминской области была осложнена вулканическими горами.

Западные части Срединного и Южного Тянь-Шаня были приподняты; восточная часть этих структур являлась относительно погруженной и была затоплена морем или располагалась на уровне, близком к нулевому.

Разнообразие строения и тектонического режима предопределило продольную (внутригорные и предгорные прогибы) и поперечную (смена с востока на запад морских отложений континентальными) формационную зональность. По смене сероцветных пород красноцветными (до соленосных) можно предположить изменение климата от теплого и влажного до засушливого.

Отложения позднекаменноугольных — раннепермских депрессий Тянь-Шаня имеют мощности в первые тысячи метров и состоят главным образом из конгломератов, песчаников и сланцев. Местами появляются мощные линзы карбонатных пород. Раннепермская фауна Тянь-Шаня по своему таксономическому составу является средиземноморской, она представлена фораминиферами, брахиоподами, пелелиподами, гастроподами, аммоноидеями, ругозами, остракодами и другими группами.

В песчано-сланцевых породах известны многочисленные растения: *Walchia*, *Ullmannia*, *Calamites*, *Voltzia*, *Pseudovoltzia*, *Cordaites*, *Phyllothea*, *Ernestiodendron*, а также представители рода *Ruffloria*. Последние, помимо хвойных, составляют основной фон так называемой бардинской флоры, известной в Среднем Приуралье.

Таким образом, в конце ранней перми (кунгурский век) и начале поздней (уфимский век) отмечается проникновение элементов ангарской флоры на территорию Срединного Тянь-Шаня.

В геосинклинально-складчатых областях возникшая в позднем карбоне цепь горных сооружений лишь частично была вовлечена в процесс осадконакопления. В краевых частях и долинно-межгорных прогибах — синклиориях — шло накопление внутригорных красноцветных моласс (Сурметащ, Рават) верхнего карбона и низов нижней перми общей мощностью до 1000 м.

Вторая половина этапа характеризовалась мощными орогеническими движениями. Крупная система горных цепей располагалась на месте современных Туркестано-Зеравшанских гор и палеозойских выходов Западного Узбекистана. В районе Султануиздага она раздваивалась: большая ее часть уходила через Аральское море в сторону Зауралья и Тургайского прогиба (Южно-Уральская система гор), а другая — через Каратау и Центральный Мангышлак протягивалась в сторону южной части п-ва Бузачи (Бузачи-Мангышлакская цепь). Еще одна цепь горных сооружений тянулась через Большой Каратау, Чаткал и Нарын.

В Южном Тянь-Шане период восходящих движений завершился формированием небольших штоков и массивов щелочных гранитов, последовательность становления которых, по Р. Д. Гаврилину (1960), следующая: 1 — щелочные габброиды, 2 — щелочные и субщелочные граниты и сиениты, 3 — нефелиновые сиениты; 4 — мелкокзернистые турмалиносодержащие граниты. Они развиты в Зеравшано-Алайской горной системе, но в последние годы обнаружены и в пределах Кульджуктау (А. Каюмов).

Предкунгурскими (?) тектоническими движениями отложения смяты в брахискладки, осложненные мелкими нарушениями. Большинство брахискладок имеют сундучную форму, по зонам нарушений наблюдаются сдвиги небольшой амплитуды, реже надвиги.

Курамино-Ферганский срединный массив в первую половину этапа представлял собой огромную межгорную депрессию (мегасинклинорий), в центре которой располагалась вулканическая область (Каржантау-Кураминские горы). В краевых частях массива на месте пригеосинклинальных бассейнов в процессе их дальнейшего прогибания возникли краевые предгорные прогибы (тыловые и передовые) с морской и континентальной молассой (от 1000 до 3000 м).

В окраинных частях массива формировался внутриравнинный удаленно-молассовый умеренно-климатический комплекс (Букантау, Центральная Фергана, вероятно, Северные Кызылкумы), мощностью до 1000—2000 м.

Вулканическая область представляла собой систему крупных наземных вулканов центрального типа, которые извергали туфо-игнибритовый материал кислого, среднего и, реже, основного составов (шурабсайская, равашская свиты). Вулканы пересланяются с континентальной молассой. Общая мощность достигает 2000—3000 м.

В отличие от других участков срединного массива, его вулканическая область отличалась повышенной консолидацией. Здесь широко проявились разломы северо-западного и северо-восточных простираний, движения блоков с образованием моноклиналей, шовных складок и брахискладок в осадочно-вулканогенной толще. Во вторую половину этапа развития преобладали восходящие движения, продолжали действовать вулканы (Кызылнуринский, Бабайобский и др.). Состав вулканитов — от кислых до основных и субщелочных (кызылнуринская и

даубабинская свиты). В конце этапа сформировались малые интрузии пестрого состава, располагающиеся преимущественно в зонах трещиноватости.

В краевых прогибах тектонические движения не проявлялись столь интенсивно. Здесь шло преимущественно конседиментационное развитие систем мульдовидных брахисинклиналей.

Необходимо отметить, что именно в большей части этих прогибов в ранней перми сохранился морской режим осадконакопления. В нижнепермскую эпоху море заполняло периферические впадины Тянь-Шаня — Дарвазскую, Карачатырскую, Сурметашскую, Джамантау-Нарынтаускую, Майдантаг-Кокшаальскую и Муздукскую, а также заходило довольно узкими проливами вдоль восточного борта современной Ферганской депрессии на территорию Среднего Тянь-Шаня (Босбутау, междуречье Гавы и Коксарека, Кассанский грабен), глубоко вклиниваясь в нее, по-видимому, до меридиана г. Ленгера, где в пермском разрезе известны известняки со Schwagerina, видимой мощностью до 50 м.

Во вторую половину эпохи в ряде остаточных мульд накапливались красноцветные терригенные отложения, среди которых отмечено наличие пепловых туфов кислого состава (тулейканская свита Карачатыра, пестроцветная толща Нижнесырдарьинского свода, ханакинская и лючобская свиты Южного Гиссара).

Заключительный этап (вторая половина казанского века — средний ? триас) — эпоха слабых орогенических движений, интенсивной пенеппенизации в условиях аридного климата, локального развития вулканических процессов. Глыбовые подвижки являлись в этот период определяющими. По системе разломов и зонам трещиноватости проникали небольшие порции магмы основного, кислого и субщелочного составов, образовавшие дайковые пояса преимущественно северо-восточного простирания (Каржантау-Кураминские горы).

В пределах геосинклинально-орогенных областей и прилегающих районов наблюдаются редкие дайки основного — субщелочного составов, а также дайки и трубки взрывов щелочных базальтоидов, особенно широко известных в Зеравшано-Гиссарской и Нуратинско-Букантауской областях (Мушкин, 1977).

Как отмечает В. М. Синицын (1962), поздняя пермь и триас составляли «одну из самых геократических эпох, когда-либо пережитых нашей планетой». Средняя Азия в этом смысле не составляет исключения, и поздняя пермь, и большая часть триаса знаменуются максимальным разрастанием суши, что было связано с общим подъемом этой огромной территории.

В поздней перми морские акватории продолжали сохраняться только на Дарвазе. Территория последнего представляла собой северный рукав (залив) Тетического моря, которое, однако, регрессировало и мелело, о чем свидетельствует появление в разрезе верхней перми Дарваза гипсов.

В это время (к концу раннепермской эпохи) Тянь-Шань, окончательно ставший континентальной страной, представлял собой, как впрочем, и в поздней перми, возвышенную сушу, бывшую область денудации.

До нашего времени, по всей вероятности, не сохранились палеонтологически охарактеризованные отложения нижнего и среднего триаса — во всяком случае, мы их не знаем. Осадконакопление в позднем триасе Тянь-Шаня было чрезвычайно фрагментарным — до нас дошли лишь кейперские флоры Мадыгена и Камышбаши.

Кейперские и рэтские флоры вообще известны значительно лучше и встречаются в Евразии, по свидетельству А. Н. Криштофовича (1957), неизмеримо чаще, нежели раннетриасовые. Эти обстоятельства, по-видимому, были связаны с аридно-геократическим максимумом, характерным для раннего и среднего триаса.

К среднему кейперу из триасовых флор окончательно исчезают палеофитные элементы и появляются в значительных количествах уже те формы, которые характерны для мезофита. Из них в будущем развилась мезозойская флора. В поздне триасовую эпоху началось смягчение климата и дифференциация рельефа.

Большая часть Средней Азии в триасовом периоде имела равнинный рельеф, что, естественно, снижало эффект денудации и перемещения обломочных продуктов на поверхности. Именно поэтому осадки верхнего триаса распространены так ограничено.

Климат поздней перми, раннего и среднего триаса на изучаемой территории характеризовался крайней ксеротермичностью — он был жарким и засушливым.

С упомянутой ксеротермичностью, по-видимому, и был связан перелом в эволюции растительности, в ходе которого исчезли многие палеофитные формы, и на смену которым уже в позднем триасе и, особенно, в юре пришли типично мезофитные флоры. Именно с этим переломным моментом мы связываем отсутствие в Тянь-Шане ранне- и среднетриасовых флор, и чрезвычайно незначительное распространение поздне триасовых.

В позднем триасе почти на всей территории Средней Азии (исключая Памир) наступила общая регрессия и, начиная с юры, а, возможно, и с рэта, произошла полная перестройка структурного плана, ознаменовавшая начало нового этапа развития.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР

Орогенная стадия (или режим) развития герцинид Среднего и Южного Тянь-Шаня, несмотря на многочисленные работы, изучена еще очень слабо.

Одни исследователи рассматривают орогенные структуры как составную часть геосинклинали (А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, А. Н. Мазарович, М. В. Муратов, В. Е. Хаин и др.). Эту классическую концепцию поддерживают в своих трудах Х. М. Абдуллаев (1960), М. А. Ахмеджанов (1969), Г. С. Поршняков (1973), М. М. Кухтиков (1968), А. Е. Шлезингер (1974), А. А. Моссаковский (1975), К. К. Пятков (1967), К. Л. Волочкович и др. (1973), В. И. Попов (1976). Другие считают орогенные структуры самостоятельными, одномасштабными с геосинклинальными и платформенными (В. А. Обручев, Э. Арган, Г. Ф. Мирчинк и др.). При подобном подходе орогенез рассматривается как внегеосинклинальный процесс, выражающийся в образовании областей автономной активизации (Щеглов, 1968), сводово-глыбовых структур (Карпова, 1968), геоантиклиналей (Николаев, 1953).

Третья группа исследователей придерживается мнения о промежуточном (переходном) — между геосинклиналями и платформами — характере развития орогенных структур (Белоусов, Васильев и др.). Это направление развивается в работах Р. Г. Гарецкого (1972), Н. Я. Кунина (1974).

Четвертая группа исследователей, изучающая образования Туранской низменности, включает орогенный комплекс в состав платформенного чехла (Бабаев, Калинин, Иногамов, Федотов и др.).

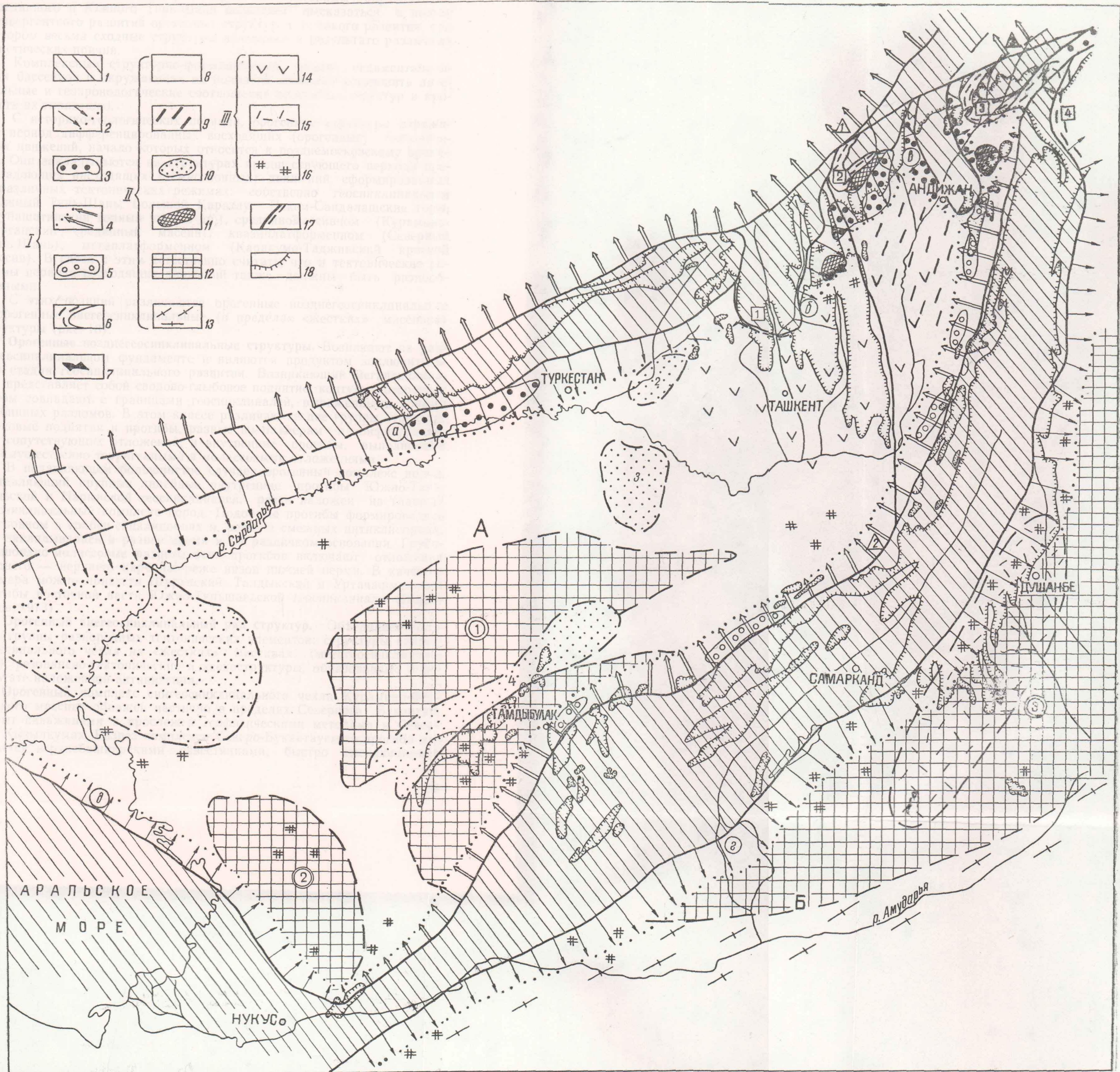


Рис. 18. Схема расположения основных структур орогенного этапа развития.

Позднегеосинклинальный ряд структур: I—система устойчивых позднегеосинклинальных сводово-глыбовых поднятий, осложненных высокоподнятыми и редуцированными грабенами, внутригорными унаследованными и наложенными прогибами.

Внегеосинклинальный ряд структур (в пределах: А—Курамино-Ферганского среднего массива, Б—Каракумо-Таджикского краевого массива): I—резонансно-тектонические структуры: 2—фронтальные краевые прогибы (в кружках: а—Предболшекаратауский, б—Предчиркентский, в—Предчиркентский, г—Предчиркентский), 3—впадины с наиболее полными разрезами C_2-P_1 , 4—тыловые краевые прогибы (в треугольниках: 1—Сонкульско-Турукский эпикаледонский, 2—Тамдытау-Карачаткский, 3—Джангджирский, 5—наложенные синклинальные впадины, 6—периклинальные орогенные прогибы (в квадрате: 1—Угамский, 2—Турдукский, 3—Яссинский, 4—Восточно-Алайский); 7—Кассанский грабен; II—сингеосинклинальные автогенные структуры: 8—районы преобладающего прогибания в пределах Курамино-Ферганского мегасинклинория; 9—Ферганская гемисинеклиза; 10—внутрисрединно-массивные наложенные впадины (на рис.: 1—Нижнесырдарьинская, 2—Арыская, 3—Среднесырдарьинская, 4—Северо-Букантауская); 11—выступы (горсты) с докембрийским фундаментом (Кассанский, Майлисуйский, Намаздекский); 12—массивы с дорифейским кристаллическим основанием (в двойном кружке: 1—Северо-Кызылкумский, 2—Белтауский, 3—Байсунский); 13—северо-восточное крыло Амударьинской синеклизы; III—структуры наложенной активизации; 14—Каржантау-Кураминский осадочно-вулканогенный ареал (депрессия), 15—Гиссарский осадочно-вулканогенный ареал, 16—районы с развитием очаговых структур („магматические“ купола и брахискладки, прочие обозначения: 17—зоны глубинных разломов, 18—контуры выходов докембрийского фундамента.

Проработанный авторами материал по орогенным образованиям Среднего и Южного Тянь-Шаня позволяет высказаться в пользу конвергентного развития орогенных структур, т. е. такого развития, при котором весьма сходные структуры возникают в результате различных генетических причин.

Комплексный структурно-формационный анализ седиментационных бассейнов и окружающих их поднятий позволил установить латеральные и геохронологические соотношения орогенных структур и провести их типизацию.

С историко-геологических позиций, орогенные структуры отражают период дифференцированных восходящих (орогенные) тектонических движений, начало которых относится к позднемосковскому времени. Они закладываются на структурах предшествующего периода преобладающих нисходящих (демиссионных) движений, сформированных в различных тектонических режимах: собственно геосинклинальном (Южный Тянь-Шань, Большой Каратау, Пскем-Сандалашские горы, Баубашатинский горный узел и др.), срединномассивном (Курамино-Ферганский срединный массив), квазиplateформенном (Северный Тянь-Шань), метаplateформенном (Каракумо-Таджикский краевой массив). В связи с этим естественно считать, что и тектонические режимы периода восходящих движений также должны быть разнообразными.

С этих позиций различаются орогенные позднегеосинклинальные и орогенные внегеосинклинальные (в пределах «жестких» массивов) структуры (рис. 18).

Орогенные позднегеосинклинальные структуры. Возникают на раннегеосинклинальном фундаменте и являются продуктом заключительной стадии геосинклинального развития. Возникающий мегантиклинорий представляет собой сводово-глыбовое поднятие, контуры которого в целом совпадают с границами геосинклиналей, выраженными зонами глубинных разломов. В этом классе различаются две группы структур: блоковые поднятия и прогибы, разные по размерам и конфигурации, без сопутствующих отложений, и внутренние прогибы, выполненные преимущественно терригенными и молассовыми отложениями.

В подавляющем большинстве случаев орогенный комплекс пород, составляющий крупные линейные внутренние прогибы Южно-Тяньшаньской и Нарынской геосинклиналей, резко наложен на главный геосинклинальный комплекс пород. Подобные прогибы формировались в основном в грабен-синклинориях и, реже, в смежных антиклинориях, они закладывались в разное время и на различном основании. Грубо-флишоидно-молассовые разрезы этих прогибов включают отложения среднего — верхнего карбона, реже низов нижней перми. В качестве примера можно привести Шуранский, Талдыкский и Уртачашминский прогибы восточной части Южно-Тяньшаньской геосинклинали (Поршняков, 1973).

Орогенный внегеосинклинальный ряд структур. Объединяет большие группы разнородных тектонических элементов: структуры сингеосинклинального чехла на «жестких» массивах (метагеосинклинальные), резонансно-тектонические и ксеноструктуры, образованные в результате наложенной активизации.

Орогенный комплекс сингеосинклинального чехла Курамино-Ферганского массива обнажен частично в пределах Северного Букантау, вскрыт скважинами и прослежен геофизическими методами в Северных Кызылкумах. Разрез комплекса Северо-Букантауского прогиба начинается верхнебашкирскими известняками, быстро сменяющимися

флишоидной толщей (C_2m_1), затем — мощной сероцветной морской молассой ($C_2m_2—C_3$) суммарной мощностью до 3000 м. Отложения эти слагают крупную пологую синклиналиную складку почти широтного простирания. Структура в целом может быть отнесена к типу внутренних впадин. Такие структуры обладают овальной или удлинненно-овальной формой и, возможно, наследуют более крупные отрицательные структуры доверхнебашкирской части сингеосинклиналиного чехла. Располагающиеся между ними положительные структуры могут быть классифицированы как сводовые или сводово-глыбовые поднятия второго рода.

Как известно, понятие о «краевых прогибах» было введено Н. С. Шатским (1947) и Д. Умбгрове (1947), как о линейно вытянутых глубоких синклиналиных структурах, располагающихся в зоне сочленения платформ и складчатых цепей. По своему смыслу оно почти не отличалось от понятия «передового прогиба», введенного в 1909 г. Э. Зюссом.

Представление о краевых прогибах, как образованиях, соответствующих по времени формирования завершающей стадии геосинклиналиного процесса, было впоследствии развито А. А. Богдановым, Г. А. Кузнецовым, Н. А. Сягаевым, Н. П. Херасковым и др.

Ю. М. Пушаровский (1969) предложил выделять их в особую категорию «резонансно-тектонических» структур, которые возникают на краевых частях платформ в результате воздействия тектонических процессов, происходящих в смежных геосинклиналиях на разных этапах их развития. В их число включены глыбовые и глыбово-складчатые зоны, продольные и поперечные краевые зоны перикратонных опусканий, впадины восточно-азиатской группы и др.

В ряде наших работ (О. М. Борисов, Л. Н. Лордкипанидзе, 1964; О. М. Борисов, 1966, 1970) было показано, что резонансно-тектонические структуры возникают и в пределах краевых и срединных массивов, и что необходимо различать фронтальные и тыльные их типы по отношению к общему латеральному «перемещению» геосинклиналиных систем.

В пределах рассматриваемой территории к глыбовым и глыбово-складчатым резонансно-тектоническим структурам можно отнести районы выходов докембрия Букантау, Юго-Западного Гиссара, Каратегина.

Возможно, что к типу перикратонных опусканий можно отнести Ферганскую впадину.

Более широко развиты в регионе т. н. «краевые системы» (Борисов, 1970), которые составлены из пригеосинклиналиных прогибов внизу (формируются на демиссионной стадии развития) и краевых вверх (формируются на орогенной стадии развития). Выделяются фронтальные (Предбольшекаратауская, Предчаткальская, Преднарынская, Предъюнотьяншанская) и тыловые (Тамдытау-Карачатырская) системы (Ахмеджанов, Борисов, 1977).

Фронтальные и тыловые краевые прогибы — крупные линейные структуры, протяженностью до нескольких сот километров при ширине 50—100 км. Поперечными поднятиями прогибы расчленены на ряд частных краевых депрессий и впадин синклиниорной формы (например, Каратау-Гузанская, Карачатырская, Келематинская и др.), которые выполнены грубофлишоидно-молассовыми формациями мощностью до 5—7 км, залегающими с резким угловым несогласием на различной поверхности подстилающих их толщ. Структура их синклиниорная, осложненная брахисинклиналиями, разделенными узкими и иногда эшелонированными, гребневидными антиклиналиями. В ряде случаев крае-

вые депрессии и впадины располагаются вдоль зон краевых глубинных разломов, но местами частично перекрывают формации раннегеосинклинальной стадии развития (Северная и Восточная Фергана). Ю. С. Бискэ, Г. С. Поршняков (1973), В. С. Буртман (1976) считают, что к концу демиссионной стадии образовались крупные надвиговые дислокации (шарьяжи), которые в орогенную стадию были смяты в систему синформных складок, а затем нарушены продольными взбросами и сдвигами.

Краевые прогибы, наложенные на Курамино-Ферганский срединный массив, можно отнести к типу амагматических. Небольшие прослои лавовых туфов в разрезе верхнего карбона — нижней перми Гузана, Карачатыра, Кассана и других участков можно объяснить привнесом со стороны Каржантау-Кураминского вулканического района. Лишь в пределах Северного Тамдытау, Сангрунтау, Каратау известны небольшие выходы гранит-гранодиоритовых массивов верхнего карбона.

Предъюжнотяньшаньский фронтальный прогиб, наложенный на северную окраину Каракумо-Таджикского краевого массива, напротив, является магматогенным. Здесь широко развиты массивы гранитоидов (Северо-Варзобский комплекс и др.), локально — кислые вулканы (лючобская и ханакинская свиты), трубки взрывов и дайки щелочных базальтоидов.

Некоторые среднеазиатские геологи рассматривают краевые структуры в качестве окраинных частей единой геосинклинальной системы. С этим трудно согласиться. В отношении природы краевых систем хорошо сказал Ю. М. Пушаровский: «До сих пор иногда высказываются мнения, что, например, краевые (передовые) прогибы принадлежат геосинклинальным областям (Натанов, 1968) на том основании, что их развитие связано с формированием складчатых областей. Но ведь все семейство резонансно-тектонических структур генетически обусловлено процессами в геосинклинали, и среди этого семейства есть такие структуры (краевые синеклизы, зоны перикратонных опусканий, поперечные краевые системы и прогибы, глыбово-складчатые и складчатые зоны), которые, кажется, еще никто не включал в геосинклинальный структурный ряд. Поэтому приводимый выше аргумент относительно краевых прогибов в смысле определения принадлежности этих структур к типовому геосинклинальному ряду, не может быть принят».

Наконец, третья группа структур возникает в результате наложенной активизации в пределах «жестких» массивов. По отношению к нижезалегающим образованиям эти структуры являются чуждыми (ксеногенными), наложенными и секущими. Они представлены прогибами овальной формы (Каржантау-Кураминский, Гиссарский ареалы) северо-восточного простирания, выполненными, в основном, континентальными молассово-вулканогенными формациями суммарной мощностью до 3—4 км. Формации сложены породами среднего—кислого составов с субщелочным уклоном и прослоями средних, основных и субщелочных вулкаников, конгломератов, песчаников и алевролитов. В них наблюдается большое количество размывов, перерывов и даже угловых несогласий, которые весьма плохо увязываются между собой. В этой группе структур различаются два типа прогибов овальной формы — депрессионные и кальдерные. Имеется, кроме того, ряд стратовулканических построек (Кызылнуринский, Бабайобский, Ташкескенский и др. палеовулканы).

Интрузивные образования представлены пестрыми по составу жерловыми и субвулканическими телами разнообразной формы. Среди плутонов выделяются три генерации (Абдуллаев и др., 1968). К первой

отнесены верхнекарбонные гранодиориты и граниты, ко второй — малые интрузии и дайки пестрого состава ранней перми, к третьей — дайки основного — кислого и субщелочного составов раннетриасового (?) возраста.

В структурном отношении преобладают довольно широкие синклинали с пологими крыльями, осложненными кольцевыми, полукольцевыми и секущими нарушениями. Их разделяют глыбовые поля и поднятия.

Другим типом наложенных структур являются участки «жестких» массивов, в которые внедрены крупные батолитоподобные тела телорогенных гранитов, и где возникают пологие вздутия, сопровождаемые германотипными дислокациями («очаговые» структуры).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии четко обозначились две проблемы: биостратиграфия верхнего палеозоя и типы орогенных структур этого времени.

Для решения вопроса о типах региональных орогенных структур Среднего и Южного Тянь-Шаня и месте магматических образований в них необходимо было детально рассмотреть стратиграфию верхнего палеозоя Тянь-Шаня и скоррелировать верхнепалеозойские отложения.

Проведенные исследования позволяют сформулировать некоторые основные положения.

1. Предлагается новая схема стратиграфии пермских образований Среднего и Южного Тянь-Шаня. В ней изложены результаты изучения как морских, так и континентальных отложений пермской системы, пересмотрены возрастные датировки ряда континентальных толщ Среднего и Южного Тянь-Шаня и обосновано отсутствие на большей части этого региона отложений верхней перми и почти всего триаса.

Из разреза верхнего палеозоя Кураминской подзоны исключаются надакская, сарысунская и коржансайская свиты. Показана условность выделения в Каржантау и Кармазаре оясайской свиты и ее отсутствие в Чаткальском хребте. Шурабсайская свита датирована ассельским — сакмарским, равашская — кунгурским — раннеуфимским, кызылнуринская — средне-позднеуфимским — раннеказанским веками.

К нерасчлененной нижней перми отнесены отложения ханакинской (предполагается позднеассельский возраст) и лучобской (раннеассельский) свит.

2. Фитогеография позднекаменноугольного — раннепермского времени для Тянь-Шаня такова: в позднем карбоне (стефан) — нормальная еврамерийская флора, в нижней перми — сначала преобладает еврамерийский тип хвойных (ассельский — сакмарский века), затем (артинский — кунгурский — раннеуфимский века) — на территорию Среднего Тянь-Шаня (Кармазар) проникает приуральская бардинская флора. Близость кунгурско-уфимских флор Кармазара с одновозрастными флорами из Печорского Приуралья и Джунгарии для Средней Азии устанавливается впервые.

3. Эволюция герцинид Среднего и Южного Тянь-Шаня в позднепалеозойское время ознаменовалась двумя основными событиями: завершением демиссионной стадии развития с возникновением в геосинклиналях линейных складок, а в пределах «жестких» массивов — глыбово-складчатых структур и вовлечением всей территории в орогенную стадию развития, которая охватила (начиная с позднемосковского времени) и смежные с геосинклиналями «жесткие» массивы.

4. Главная фаза складчатости — предверхнемосковская — явилась рубежом в истории развития региона — эпохой смены демиссионного

режима орогенным, коренного перераспределения суши и моря, начала формирования качественно новой, регрессивной серии отложений, орогенных структур, консолидации в связи с массовым внедрением гранитоидов, усиления субаэральная вулканической деятельности и гидротермальных процессов, приведших к созданию наиболее крупных рудных объектов.

5. В позднепалеозойской истории развития региона выделяются три этапа: средний ($C_2b_2—C_{3k}$), поздний ($C_{3g}—P_{2nf}$) и заключительный ($P_{2kz}—T_2^a$). В первой половине каждого этапа преобладали нисходящие движения, завершавшиеся фазами сжатия (складчатость), во второй — восходящие движения, заканчивавшиеся фазами расширения. Амплитуды вертикальных и горизонтальных перемещений наиболее значительны в геосинклиналях, наименее — в «жестких» массивах.

6. По типу развития выделены две основные группы позднепалеозойских орогенных структур: а) позднегеосинклиальная, включающая внутренние унаследованные и наложенные прогибы и депрессии, разделенные глыбово-сводовыми структурами второго порядка, и б) внегеосинклиальная, объединяющая разнородные тектонические элементы: структуры сингеосинклиального чехла на «жестких» массивах (метагеосинклиальные), резонансно-тектонические (краевые системы и т. п.) и ксеноструктуры (вулканические дуги и ареалы, зоны тектоно-магматической активизации). Каждому типу структур соответствует свой комплекс орогенных формаций.

7. Орогенный комплекс залегает на карельском (Южный Гиссар, Кассан-Урюктинский грабен), варисцийском пригеосинклиальном (Карачатырский, Джамантау-Байбичетау-Нарынтауский, Майдантаг-Кокшаальский, Ленгерский, Южно-Гиссарский, и др. прогибы) и варисцийском раннегеосинклиальном основаниях.

Колонка осадков орогенного комплекса составляет регрессивную серию, характеризующуюся пестротой состава, неравномерным распространением в регионе, частой фациальной сменой по латерали и большой изменчивостью мощностей литофаций. В целом по вертикали наблюдается закономерная смена морских отложений прибрежно-морскими, лагунными и, наконец, континентальными.

8. Особенности формационного состава орогенного комплекса обусловлены, с одной стороны, типами орогенных структур, а с другой — палеогеографическим режимом. Для геосинклиналей характерна смена по вертикали грубошлишевой формации межгорной автохтонной молассой; для краевых прогибов — дикошлишевой формации континентально-морской нижней молассой; для «жестких» массивов — карбонатно-терригенной формации груботерригенной; для вулканических ареалов — андезито-липаритовой формации — молассово-липаритовой. Их параллельное расположение обусловило продольную зональность отложений.

Поперечная зональность возникла в связи с более быстрым подъемом западной (Кызылкумская) и восточной (Сарыджазская) частей Среднего и Южного Тянь-Шаня, в связи с чем на флангах преобладают неполные континентально-морские среднекаменноугольные, континентальные осадочно-вулканогенные среднекаменноугольные и континентальные осадочно-вулканогенные среднекаменноугольно-нижнепермские (включая самые низы верхней перми) разрезы, а в центральной части (от Босбутау-Нарынтау на севере до Памиро-Алая на юге) — преимущественно морские отложения среднего карбона—нижней перми.

9. В развитии орогенного магматизма установлены следующие закономерности:

а) плутониты резко преобладают над вулканитами, их количество убывает от среднего этапа к заключительному;

б) вулканиты имеют тенденцию формироваться в регрессивную половину этапа, в то время как становление плутонического комплекса совпадает с концом каждого этапа;

в) по отношению к доороженным структурам тела магматитов являются в основном секущими, причем крупные плутонические и вулканогенные ареалы обычно ориентированы в северо-восточном направлении (Среднеазиатская вулканическая дуга и др.);

г) интенсивность проявления магматизма наименьшая в краевых прогибах, увеличивается в пределах позднегерцинских орогенов и максимальная в срединных и краевых массивах;

д) вулканические процессы характерны для «жестких» массивов, редки в краевых прогибах и не известны в геосинклиналях;

е) наблюдаются две генетические группы магматитов: собственно геосинклиальная и внегеосинклиальная с телеороженным и вулканодуговым рядами;

ж) в пределах каждой структуры в соответствии с тремя этапами развития наблюдается по три плутонических комплекса с антидромной последовательностью изменения химизма в сторону повышения щелочности и основности: комплекс среднего этапа (предгжельский), преимущественно адамеллит-гранитный, позднего (предказанский) — с преобладанием субщелочных и щелочных пород среднего—кислого состава, заключительного (нижне-среднетриасовый) — пестрого состава с преобладанием основных пород.

Необходимо добавить, что изучение верхнепалеозойских образований Тянь-Шаня имеет первостепенное значение для расширения минерально-сырьевой базы Узбекистана и сопредельных республик, так как именно в эту эпоху формировалась основная масса рудных месторождений региона. Авторы надеются, что изложенный материал и установленные закономерности геологического строения и развития будут способствовать разработке теоретических основ прогнозирования полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1960.
- Абдуллаев Х. М. Принципы выделения структурно-геологических зон, рудно-петрографических провинций и рудных районов. «Узб. геол. журн.», 1960, № 3.
- Абдуллаев Х. М. [и др.]. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Об особенностях развития срединных массивов. «Советская геология», 1963, № 8.
- Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Геологическое районирование Средней Азии как основа прогнозирования полезных ископаемых. Методика составления металлогенических карт. Ташкент, Изд-во «Наука», 1964.
- Азимов П. Г. [и др.]. Гранитоидные формации Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
- Айсанов Я. Б. Тектоника палеозойских образований гор Кульджуктау. Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1971.
- Айсанов Я. Б., Егоров А. И. Геологическое строение и основные черты минералогении палеозойских образований гор Кульджуктау. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1978.
- Арапов В. А. Стратиграфия эффузивной толщи верхнего палеозоя северной части Западного Карамазара, «Узб. геол. журн.», 1960, № 6.
- Арапов В. А. Некоторые особенности герцинской тектоники Кураминского хребта. «Узб. геол. журн.», 1965, № 2.
- Арапов В. А. Верхнепалеозойский вулканизм Западного Карамазара. В сб. «Магматизм, вопросы минералогии и геохимии Чаткало-Кураминского региона», вып. 7, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Арапов В. А., Ткачев В. Н. Распространение оясайской свиты в Кураминском хребте. В сб. научных трудов Главгеологии УзССР, вып. 3, Ташкент, Изд-во «Наука», 1964а.
- Арапов В. А., Козырев В. В., Раджабов Ф. Ш. Герцинский магматизм Чаткало-Кураминских гор Западного Тянь-Шаня. В сб. научн. трудов Главгеологии УзССР, вып. 4, Ташкент, Изд-во «Наука», 1964б.
- Арипов А. А. [и др.]. Состав и строение консолидированной части (протерозой, палеозой) и альпийского чехла (мезо-кайнозой) земной коры Приташкентского района. В сб. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Артемова З. П., Богомольный И. М. Геологическая карта одного из листов м-ба 1:200000. Приташкентской серии, Л., Изд-во «Недра», 1961.
- Аскар Ф. А., Бигаева А. В., Сайдыганиев С. С. Абсолютная геохронология магматических формаций. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974.
- Афанасьев Г. Д., Зыков С. И. Итоги сверки эталонной пробы 1/63 в геохронологических лабораториях СССР. Изв. АН СССР, Сер. геол., 1968, № 3.
- Ахмеджанов М. А. Геологическое строение фундамента западной оконечности Южного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1969.
- Ахмеджанов М. А. [и др.]. О тектоническом строении юго-западной части Кураминского хребта. В сб. «Геология и рудоносность Приташкентского района», Ташкент, Изд-во «Наука», 1966.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Том I (Западный Узбекистан), Ташкент, Изд-во «Фан», УзССР, 1967.

- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Строение палеозойского фундамента Узбекистана и сопредельных территорий. МГК, XXIII сессия, проблема 3. М., Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
- Ахмеджанов М. А. [и др.]. Докембрий Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1975.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Тектоника докембрийских образований Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1977.
- Бабаходжаев С. М., Сушков В. И., Колесниченко В. А. Геолого-петрографическая характеристика верхнепалеозойских осадочно-вулканогенных образований Восточного Карамазара. Тр. ин-та геол. АН ТаджССР, т. VIII, 1963.
- Бакиров А. А. [и др.]. Фундамент и основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М., Изд-во «Недра», 1970.
- Баратов Р. Б. [и др.]. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе, Изд-во «Дониш», 1970.
- Баратов Р. Б., Горедкая Е. Н., Шукин С. Н. Дацит-липаритовая формация Южного Гиссара. Душанбе, Изд-во «Дониш», 1973.
- Бархатов Б. П. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР. Изд. Ленинградского ун-та, 1971.
- Беляевский Н. А. Основные черты стратиграфии Западного Куэнь-Луны. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 6.
- Бельговский Г. Л., Эктова Л. А. Стратиграфия. Каменноугольная система. В кн. «Геология СССР», том XXV, Киргизская ССР, М., Изд-во «Недра», 1972.
- Бенш Ф. Р. Стратиграфия и фузулиниды верхнепалеозойских отложений Северной Ферганы. Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1955.
- Бенш Ф. Р. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений хр. Карачатыр. «Узб. геол. журн.», 1958, № 8.
- Бенш Ф. Р. Позднекаменноугольные и раннепермские фузулиниды Северной Ферганы. В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов». Кн. I. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.
- Бенш Ф. Р. Схема стратиграфии каменноугольных отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. В сб. «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Наука», 1963.
- Бенш Ф. Р. Стратиграфия морских фаций верхнего карбона Тянь-Шаня. БМОИП, отд. геол., т. 43, вып. 3, 1968.
- Бенш Ф. Р. Стратиграфия и фораминиферы карбона Южного Гиссара. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Бенш Ф. Р. Стратиграфия и фузулиниды верхнего палеозоя Южной Ферганы, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
- Бенш Ф. Р. [и др.]. О верхней перми в Северной Фергане. «Узб. геол. журн.», 1972, № 1.
- Бенш Ф. Р., Попов В. И., Гончар А. Д. Общая схема био-ритмостратиграфического расчленения поздневарисского севернопамирского ритмокомплекса. «Узб. геол. журн.», 1975, № 4.
- Бискэ Ю. С., Кушнарь Л. В. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Северо-Восточной Ферганы. Вестник ЛГУ, № 24, 1976.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозоя Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статья 2. Варисийские складчатые системы. Бюлл. МОИП, отдел геол., 1965, № 6.
- Богуш О. И. Фораминиферы араванских слоев хребта Карачатыр. «Палеонтологический журнал», 1960, № 2.
- Богуш О. И. Фораминиферы и стратиграфия среднего и верхнего карбона восточной части Алайского хребта. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Борисов О. М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Тянь-Шаня. Автореферат докт. дисс., Ташкент, 1970.
- Борисов О. М., Лордкипанидзе Л. Н. Роль процессов «наложенной» («отраженной») активизации в развитии земной коры. В сб. «Геология и полезные ископаемые Узбекистана», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963.
- Брежнев В. Д., Довжиков А. Е., Иванов Г. В. Палеозойские отложения системы хребтов Кок-Шаала. В кн. «Вопросы геологии Средней Азии», ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 163, Л., 1970.
- Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. Труды ГИН, вып. 289, М., Изд-во «Наука», 1976.
- Бухарин А. К. [и др.] Установление областей сноса для Карачатырского позднепалеозойского прогиба Южного Тянь-Шаня. «Узб. геол. журн.», 1975, № 3.
- Буш В. А. Средне-верхнепалеозойские формации и структуры Казахстано-Тяньшаньского массива. Автореферат докт. дисс., М., 1975.
- Буш В. А., Гарейский Р. Г., Кирюхин Л. Г. Тектоника эпигеосинклинали палеозоя Туранской плиты и ее обрамление. Труды, вып. 264, М., Изд-во «Наука», 1975.

- Васильковский Н. П. Материалы к стратиграфии верхней части палеозойской толщи хр. Каржантау, Тр. УзФАН СССР, сер. 8, геол., вып. 4, 1941.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1952.
- Васильковский Н. П., Недзвецкий А. П. Сопоставление разреза верхнепалеозойских образований Восточного Карамазара с разрезами Чирчик-Ангренского бассейна. ДАН ТаджССР, 1956, № 17.
- Вахрамеев В. А. [и др.]. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М., Изд-во «Наука», 1970.
- Винюков В. Н. Пермские и триасовые отложения Мангышлака. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака», Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963.
- Власов Н. Г. Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза. В кн. «Геология Средней Азии», Изд. Ленинградского ун-та, 1961.
- Власов Н. Г., Тарасенко А. Т. Сопоставление доюрской истории геологического развития Южного Гиссара и Северного Памира. В сб. «Вопросы геологии Средней Азии», Труды Всесоюз. научн-исслед. геолог. ин-та, нов. сер., Т. 168, Л., 1970.
- Воловкович К. Л., Гаврилин Р. Д., Ифантопуло Г. Н. Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и металлогенетическая характеристика. М., Изд-во «Наука», 1973.
- Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. Тектоника фундамента Туранской плиты. В кн. «Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР», Тезисы докладов, М., Изд-во «Наука», 1972.
- Геология Средней Азии. Сборник статей. Изд. Ленинградского ун-та, 1961.
- Геология липаритовой формации районов Средней Азии и Казахстана. М., Изд-во «Наука» 1972.
- Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара, М., «Недра», 1972.
- Геология СССР Т. XXII, Туркменская ССР, ч. I, М., «Недра», 1957.
- Геология СССР. Т. XXIII, Узбекская ССР, М., «Недра», 1972.
- Геология СССР. Т. XXV, Киргизская ССР, М., «Недра», 1972.
- Геология СССР, Т. XL, Южный Казахстан, М., «Недра», 1971.
- Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака. Сб. статей, тр. ВНИГРИ, вып. 218, Л., 1963.
- Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, Т. I, Средняя Азия, М., 1963.
- Геохронология СССР. Т. 2, Фанерозой. Л., Изд-во «Недра», 1974.
- Глейзер Л. М., Рафиков Я. М., Аскарлов Ф. О возрасте трахибазальт-трахиандезитовой формации Кураминской подзоны (Срединный Тянь-Шань). «Узб. геол. журн.», 1976, № 4.
- Головин Е. М., Юрьева Л. А. К геохронологии герцинского магматизма Алмалыкского рудного поля. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 15, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1963.
- Гомолицкий Н. П., Добрускина И. А. Есть ли в Средней Азии флороносные верхнетриасовые отложения? БМОИП, Отд. геол., Т. XVIII (5), 1973.
- Гончар А. Д., Фрик В. Л. Пермский магматизм гор Карачатыр (Южная Фергана), ДАН УзССР, 1976, № 5.
- Гончар А. Д. Следы жизнедеятельности илюедов в верхнекарбоневой флишеидной формации гор Карачатыр (Южная Фергана). В сб. «Следы и жизнь в геологическом прошлом (палеобиоценозы и условия осадконакопления)». Новосибирск, Изд-во «Наука», 1977.
- Горецкая Е. Н. Флишевая каменноугольная формация южного склона Гиссарского хребта. Тр. ин-та геологии АН ТаджССР, т. 4, 1961.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Далимов Т. Н. [и др.] Вулканогенные формации Узбекистана. Ташкент. Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Дженчураева Р. Д., Дженчураев Д. Д. Скарны и оруденение Гавасая. Фрунзе, Изд-во «Илим», 1973.
- Добрускина И. А. Возраст мадыгенской свиты в связи с границей перми и триаса в Средней Азии. «Сов. геология», 1970, № 12.
- Добрускина И. А. Граница перми и триаса. В сб. «Границы геологических систем», М., Изд-во «Наука», 1976.
- Задачи и правила изучения и описания стратотипов и опорных стратиграфических разрезов. Составители Л. С. Либрович и Н. Х. Овечкин. Госгеолтехиздат, 1963.
- Залесский М. Д. О стефанской флоре, открытой в хребте Нарынтау в Туркестане. Вестник Геол. комитета, Т. III, 1928, № 5.

- Иванов Е. В. Приташкентский район. В кн. «Геология Узбекской ССР», Т. 1, ОНТИ, Л.—М., 1937.
- Кадыров М. Х., И. М. Мирходжаев. К стратиграфии осадочно-вулканогенных отложений центральной части северного склона Кураминского хребта. «Узб. геол. журн.», 1966, № 2.
- Карпова Е. Д. Трахиадезитовая ассоциация вулканогенных и субвулканических пород р. Бадам (хр. Каржантау), ДАН СССР, т. 113, 1957, № 4.
- Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. В кн. «Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования». Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., 115, Л., «Недра», 1968.
- Келлер Б. М. Природа хроностратиграфических границ. В сб. «Границы геологических систем», М., Изд-во «Наука», 1976.
- Кирюхин Л. Г. Палеозой и триас Северного и Восточного Приаралья. В кн. «Зона сочленения каледонид и вариссид в северной части Туранской плиты». Труды ВНИГНИ, вып. 105, М., 1971.
- Клипенштейн В. Я., Масумов А. С. О раннепермском возрасте габбросиенитовой формации Срединного Тянь-Шаня. «Узб. геол. журн.», 1975а, № 3.
- Клипенштейн В. Я., Масумов А. С. О границе каменноугольной и пермской систем в связи с находкой стефанской флоры в хр. Гузан (Южная Фергана). В сб. «Вопросы региональной геологии и петрологии Средней Азии», Ташкент, 1975б.
- Клипенштейн В. Я. [и др.]. О верхней возрастной границе вариссийского магматизма в Тянь-Шане. «Узб. геол. журн.», 1976а, № 1.
- Клипенштейн В. Я. [и др.]. Кальдеры Срединного Тянь-Шаня. «Узб. геол. журн.», 1976б, № 2.
- Князев В. С. Фундамент и промежуточный комплекс Туранской плиты (состав, возраст, структура, история развития) в связи с проблемой нефтегазоносности. Автореферат докт. дисс., М., 1969.
- Коржаев В. П., Арапов В. А., Котляревский Л. Н. Особенности строения Каржантауской вулканотектонической кольцевой структуры. «Узб. геол. журн.», 1974, № 5.
- Криштофович А. Н. Палеоботаника. Гостоптехиздат, 1957.
- Кудрявцев Н. А. Геологическое строение южного склона Гиссарского хребта в районе г. Каратаг. Тр. ВНИГРИ, сер. А, вып. 23, Л., 1932.
- Куниин Н. Я. Промежуточный структурный этаж Туранской плиты. М., «Недра», 1974.
- Курбаниязов К. К., Борисов О. М., Ахмеджанов М. А. Геология доюрских образований Каракалпакии. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1976.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, Изд-во «Дониш», 1960.
- Кушлин Б. К. Памирская геосинклиналь. В кн. «Стратиграфия СССР, триасовая система», М., 1973.
- Кушнарев И. П., Каждан А. В. К стратиграфии эффузивных свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5, 1958.
- Лаверов Н. П., Великов Б. П., Иванов И. Б. Об абсолютном возрасте нитрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня. «Известия АН СССР», сер. геол., 1964, № 10.
- Лаверов Н. П., Максимов И. Г., Толкунов А. Е. Карабашская вулканическая депрессия и ее рудоносность. В сб. «Геология липаритовой формации районов Средней Азии и Казахстана». М., «Наука», 1972.
- Левен Э. Я. Отделы пермской системы. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1974, № 1, 49.
- Левен Э. Я. Биостратиграфия верхнего палеозоя Юго-Западного Дарваза. Изв. АН СССР, сер. геол., 1974, № 3.
- Левен Э. Я. Ярусная шкала пермских отложений Тетиса. Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1975, 50, № 1.
- Левенко А. И. Об открытии нижнепермской флоры в Горном Мангышлаке и о возрасте конгломератов Фараба. ДАН СССР, Т. 169, 1966, № 2.
- Левецкий С. И. Геологическое строение района каменноугольных месторождений Южно-Гиссарской группы. Тр. ТПЭ, Вып. 36, Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Леонов Г. П. Основы стратиграфии, Т. I, Изд-во МГУ, 1973; Т. II, 1974.
- Лисицына Н. А. Условия образования верхнепалеозойских отложений восточной части Алайского хребта. Бюлл. Моск. об-ва испытат. природы, отд. геол., т. XXXI (2), 1956.
- Лисицына Н. А., Богущ О. И. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений восточной части Алайского хребта. Бюлл. Моск. об-ва испытат. природы, отд. геол., т. XXXIX, вып. 3, 1954.
- Лисицына Н. А., Богущ О. И. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений восточной части Алайского хребта. БМОИП, отд. геол., 31 (2), 1956.

- Лихарев Б. К. О границах и основном делении пермской системы. «Сов. геология», 1959, № 6.
- Лучников В. С. О ханакинской свите Гиссарского хребта, Тр. ВНИГНИ, вып. 159, 1974.
- Марушкин И. А. Новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений бассейна р. Коксу (Алайский хребет). Вестник Львовского университета, серия геологическая, № 1, 1962.
- Масумов А. С., Клипенштейн В. Я., Глейзер Л. М. О раннепермском возрасте надакской свиты левобережья р. Карабау (юго-западная часть Чаткальского хребта). «Узб. геол. журн.», 1974а, № 2.
- Масумов А. С., Клипенштейн В. Я. Кандырсайская флора — карбон или пермь? ДАН УзССР, 1974б, № 10.
- Машковцев С. Ф. Геологическое описание восточной части Ташкентского листа, Труды ЦНИГРИ, вып. 27, ОНТИ, М.—Л., 1935.
- Мейен С. В. Пермские флоры. В кн. «Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени», вып. 208, М., Изд-во «Наука», 1970.
- Мейен С. В. Нижняя и верхняя граница карбона в континентальных отложениях. В сб. «Границы геологических систем». М., Изд-во «Наука», 1976.
- Миклухо-Маклай А. Д. Верхний палеозой Средней Азии. Изд. ЛГУ 1963.
- Миклухо-Маклай А. Д. Распространение ассоциаций фауны и биогеографическое районирование морских пермских бассейнов на территории СССР, В кн. «Пермская система». Стратиграфия СССР, М., «Недра», 1966а.
- Миклухо-Маклай А. Д. Среднеазиатские герцинские, киммерийские и альпийские складчатые области. В кн. «Пермская система», Стратиграфия СССР, М., Изд-во «Недра», 1966б.
- Миклухо-Маклай А. Д., Поршняков Г. С. О стратиграфических подразделениях среднего карбона Алая и Южной Ферганы. «Вестник ЛГУ», 1961, № 18.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. Тр. вып. 268, М., Изд-во «Наука», 1975.
- Мушкин И. В. Раннемеозойская щелочно-базальтоидная формация и проблемы состава гранулит-базитового слоя в верхней мантии Южного Тянь-Шаня, Автореферат докт. дисс., Новосибирск, 1977.
- Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент, 1926.
- Наливкин Д. В. Тектонические циклы западной части Ангарской геосинклинали. Труды III Всесоюз. съезда геологов в 1928 г., вып. I, Ташкент, 1929.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии в палеозое. В кн. «Труды III Всесоюз. съезда геологов», вып. 2, Ташкент, Изд-во Среднеазиат. отд. геол. ком., 1930.
- Наливкин Д. В. Проблемы перерывов. В кн. «Этюды по стратиграфии». М., Изд-во «Наука», 1974.
- Наследов Б. Н. Карамазар. Труды ТПЭ, 1933; вып. XIX, 1935.
- Наследов Б. Н. Карамазар. Геология Узбекской ССР, Т. I, 1937.
- Николаев В. А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры. «Советская геология», 1944, № 1.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 2.
- Огнев В. Н. Баубашатинский горный узел и прилегающие части Атойнакского и Ферганского хребтов. Л.—М., 1937.
- Огнев В. Н. при участии Т. О. Забокрицкого, Н. В. Иванова, С. А. Кушнаря, А. А. Лаврова. Геологическая карта Средней Азии. Лист К—43—В, сев.-зап. четверть. (Кетмень-Тюбе), Л.—М., Гостоптехиздат, 1940.
- Овчинников С. К. Структурные этажи Гиссарского хребта. Изв. АН ТаджССР, отд. естеств. наук, вып. 3, 1959.
- Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Пейве А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня, Изв. АН СССР, сер. геол. 1938, № 5—6.
- Пейве А. В., Сяницын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 4.
- Петрушевский Б. А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. Тр. ИГ АН СССР, вып. 8, сер. геол., 1940, № 3.
- Петрография Узбекистана. Кн. 1 и 2. Ташкент, Изд-во «Наука», 1964.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд. Ком. наук УзССР, Ташкент, 1938.
- Попов В. И. Некоторые основные положения ядерной теории развития земной коры. Зап. узб. отд. ВМО, вып. 7, 1957.
- Попов В. И. Ядра роста материков и развитие земной коры. Строение и развитие земной коры (материалы II Всесоюзного совещания по проблемам тектоники в Москве), М., «Наука», 1964.

- Поршняков Г. С. Тектонические структуры зон раннего вулканизма в герцинидах Южного Тянь-Шаня, В сб. «Вопросы стратиграфии палеозоя», Изд. ЛГУ, 1969.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд. ЛГУ, 1973.
- Путеводитель экскурсий по разрезам карбона Средней Азии. Изд-во «Фан» УзССР, Ташкент, 1973.
- Путеводитель экскурсий по разрезам карбона Средней Азии. VIII МКК, М., Изд-во «Наука», 1975.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. ГИН АН СССР, вып. 28, 1959.
- Пятков К. К. [и др.]. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
- Пыжьянов И. В., Власов Н. Г. Новые данные по корреляции разрезов перми Северного Памира. ДАН СССР, сер. геол., т. 195, 1970, № 1.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе, Изд-во «Дониш», 1976.
- Раузер-Черноусова Д. М. Граница карбона и перми. В сб. «Границы геологических систем», М., «Наука», 1976.
- Рафиков Я. М. К петрографической характеристике пермских вулканитов Кассанского грабена. «Узб. геол. журн.», 1974, № 1.
- Рахманов К. А. Шелочные эпителиитовые эффузивные породы бассейна р. Уя (хр. Каржантау). «Узб. геол. журн.», 1968, № 6.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд. Львовского ун-та, 1959.
- Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.
- Рудные поля Карамазара. Т. II, Душанбе, Изд-во «Ирфон», 1972.
- Румянцева З. С. Новые виды физиуллитид среднего карбона Центральных Кызылкумов. В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.
- Румянцева З. С. Стратиграфия каменноугольных отложений низких предгорий северного склона Туркестанского хребта. «Узб. геол. журн.», № 2, 1973.
- Румянцева З. С. Стратиграфия и фораминиферы среднего карбона Центральных Кызылкумов. Ташкент, Изд-во «Фан», 1974.
- Садыков Р. А., Рахманов К. А., Илимов К. Некоторые вопросы стратиграфии осадочно-вулканогенных образований верхнего палеозоя северо-восточной части хр. Каржантау. В кн. «Петрография и геохимия рудных регионов Узбекистана» (материалы XIII конференции молодых ученых АН УзССР). Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Салтовская В. Д. Стратиграфия каменноугольных отложений Зеравшано-Гиссарской горной области. Душанбе, Изд-во «Дониш», 1974.
- Сикстель Т. А. О триасовых отложениях Южной Ферганы (Камышбаши). Тр. САГУ, геол. нов. сер., вып. 125, кн. 10, 1958.
- Сикстель Т. А. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. Тр. ТашГУ, нов. сер., вып. 176, геол. нов., кн. 13, Изд. САМГУ, 1960.
- Сикстель Т. А. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1961.
- Сикстель Т. А. Флора поздней перми и раннего триаса в Южной Фергане. В кн. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.
- Сикстель Т. А. К фитостратиграфии перми Средней Азии. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Сикстель Т. А., Яскович Б. В. Новые данные о возрасте акчинской осадочно-вулканогенной свиты Кураминского хребта. Тр. Узб. геол. упр., Сб. I, 1960.
- Сикстель Т. А., Худойбердиев Р. О флорах прошлого Средней Азии. В сб. «Палеоботаника Узбекистана», Т. I, Ташкент, Изд-во «Фан», УзССР, 1968.
- Сикстель Т. А. [и др.]. Растения среднего карбона, верхнего карбона и нижней перми в саяе Акчечек (западная часть Каратау). «Путеводитель экскурсий по разрезам карбона Средней Азии», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1973.
- Сикстель Т. А. [и др.]. Растения средней карбона, верхнего карбона и нижней перми Ферганы. В кн. «Биостратиграфия верхнего палеозоя горного обрамления Южной Ферганы», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1975а.
- Сикстель Т. А. [и др.]. Стратиграфический очерк карбоновой системы Южной Ферганы. В кн. «Биостратиграфия верхнего палеозоя горного обрамления Южной Ферганы», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1975б.
- Синицын Н. М. Центральная часть Чаткальского хребта. В кн. «Геология Узбекской ССР», т. I, М.—Л., ОНТИ, 1937.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. ЛГУ, 1960.

- Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Синицын В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., 1957.
- Соловьева М. Н. Стратиграфия и фузулинидовые зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Станкевич Ю. В. [и др.]. О континентальных отложениях верхнего карбона и перми в Фергане. В кн. «Вопросы стратиграфии и палеогеографии». Научные труды ТашГУ, вып. 408, Ташкент, 1972.
- Стратиграфия Узбекской ССР. Кн. 1, палеозой, Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
- Стратиграфический словарь СССР. Карбон-пермь, Ленинград, Изд-во «Недра», 1977.
- Тихонов В. И. О стратиграфии и возрасте палеозойских отложений Восточной Ферганы в бассейнах рек Кара-Кульджи, Ясы и Кугарта. БМОИП, т. 23, вып. 6, 1948.
- Ткачев В. Н. Вулканогенные породы кызылнуринской свиты района горы Акшуран и условия их формирования. В сб. «Вопросы палеовулканизма Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
- Толкунов А. Е. Геологическая структура флюоритового месторождения Агата (Чаткальский хр.). «Узб. геол. журн.», 1965, № 3.
- Турбин Л. И. К стратиграфии верхнего палеозоя Северной Ферганы. В кн. «Труды Управления геологии и охраны недр при Сов. Мин. Киргизской ССР», сб. 1, Стратиграфия и магматизм Тянь-Шаня, М., 1960.
- Узаков Х. Геологическое строение палеозойских образований закрытой территории Юго-Западного Узбекистана. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1974.
- Фредерикс Г. Н. Араванская каменноугольная фауна. Изв. геол. ком., 1923, № 5—9.
- Фредерикс Г. Н. Брахиоподы среднего карбона Туркестана. Изв. геол. ком., 1928, № 3.
- Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. Развитие петрологии, металлогении и учения о рудных месторождениях. «Узб. геол. журн.», 1962, № 6.
- Хамрабаев И. Х., Далимов Т. Н., Масумов А. С. Решение комиссии среднеазиатского петрографического Совета (САПС) о возрасте Карабауского массива и так называемой надакской свиты (C_2 — C_3) левобережья р. Карабау (Юго-Западный Чаткал). «Узб. геол. журн.», 1974, № 4.
- Циттель К. Основы палеонтологии (палеозоология). Ч. I, Беспозвоночные. ОНТИ, НКТП СССР, 1934.
- Черенков И. Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе, Изд-во «Дониш», 1973.
- Чихачев П. К. Бассейн реки Каратаг. В сб. «Геология УзССР», Т. 2, Изд. Комитета наук УзССР, М.—Л., ОНТИ, 1937.
- Шамсутдинов М. Ш. Новые данные по геологии гор Гузан (Южная Фергана). ДАН СССР, 1954, № 6.
- Шамсутдинов М. Ш. Некоторые черты тектоники и истории геологического развития Гузанского антиклинального поднятия в палеозое. «Узб. геол. журн.», № 4, 1958.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 5.
- Швецов М. С. Геологическое строение хребтов, примыкающих к Гиссарской долине между Каратагом и Душанбе. БМОИП, т. 5, вып. 3—4, 1937.
- Шехтман П. А. О нижнем мезозое Гиссарского хребта. Изв. Ком. наук УзССР, 1939.
- Шехтман П. А. Геология Среднеазиатского нижнепалеозойского угленосного бассейна. УзФАН СССР, 1941.
- Шлезингер А. Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. Тр. АН СССР, Вып. 255, М., «Наука», 1974.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968.
- Щукин С. И. Региональный Богаинский разлом Южного Гиссара. В кн. «Вопросы геологии Средней Азии», Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., Т. 168, Л., 1970.
- Эйшор О. Л., Салтовская В. Д. К стратиграфии карбона Гиссарского хребта. Материалы геол., геоф. и геохим. Украины, Казахстана, Забайкалья, Сб. № 1, Киев, 1963.
- Юдин В. Т. Верхнепалеозойские вулканогенные формации правобережья Ахангарана, «Узб. геол. журн.», 1967, № 5.
- Яговкин А. В. Осадочные и эффузивно-осадочные формации палеозоя Восточного Алая. В сб. «Вопросы стратиграфии», вып. 1, Изд. ЛГУ, 1974.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.	3
Глава I. История изученности верхнепалеозойских образований.	7
Глава II. Срединный Тянь-Шань. Каржантау-Кураминские горы.	26
Глава III. Южный Тянь-Шань.	131
Глава IV. Основные черты геологического строения и развития в позднем палеозое и раннем мезозое.	156
Заключение.	166
Литература.	169

Масумов А. С. и др.

Верхний палеозой срединного
и Южного Тянь-Шаня /А. С. Масумов,
О. М. Борисов, Ф. Р. Бенш; Отв. ред.:
А. Г. Бабаев. — Т.: «Фан», 1978С. — 176 с.

В надзг.: АН УзССР, Ин-т геол.
и геоф. им. Х. М. Абдуллаева.

Лит.: с. 169—175.

1.2 Соавт.

552

**Александр Садыкович Масумов,
Олег Матвеевич Борисов,
Фаина Романовна Бенш**

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

*Утверждено к печати
Ученым советом института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева
и Отделением наук о Земле
АН УзССР*

Редактор *Р. Б. Якубович*
Художник *Е. И. Владимиров*
Технический редактор *Х. У. Карабаева*
Корректор *М. Саттарова*

ИБ № 298

Сдано в набор 22/VI-1978 г. Подписано к печати 3/VIII-1978 г. P05364. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типограф. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 16,45. Уч.-изд. л. 15,0 (1 вкл.) Тираж 1000. Заказ 137, Цена 2 р. 70 к.

Издательство «Фан» УзССР, 700047, Ташкент, ул. Гоголя, 70.
Типография издательства «Фан» УзССР, Ташкент, проспект М. Горького, 79.

2661

2070k