

С.С.ШУЛЬЦ

*

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
СТРОЕНИЕ
ЗОНЫ
СОЧЛЕНЕНИЯ
УРАЛА
И ТЯНЬ-ШАНЯ

С.С.ШУЛЬЦ мл.

*

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
СТРОЕНИЕ
ЗОНЫ
СОЧЛЕНЕНИЯ
УРАЛА
И ТЯНЬ-ШАНЯ

452



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НЕДРА“
МОСКВА 1972

ШУЛЬЦ С. С., мл. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня.
М., «Недра», 1972, 208 стр.

В книге впервые дается сводное описание геологии Южного Приаралья — территории, где соединяются варисцийские и новейшие структуры Урала и Тянь-Шаня. Помимо охарактеризованы палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения, магматические формации и полезные ископаемые Южного Приаралья и хр. Султан-Увайс (Султануиздаг). Приведены новые материалы по тектонике хр. Султан-Увайс, фундамента и платформенного чехла Южного Приаралья; дано сжатое описание тектонического строения западной части Южного Тянь-Шаня (включая Кызылкумы) и юга Урала. Показана большая роль шарьяжей в варисцийской структуре Южного Тянь-Шаня, приведены детальные геологические разрезы многопокровных шарьяжных пекрый. Рассматривается характер сочленения уральских и тяньшаньских структур в фундаменте и чехле Туранской плиты и новейшая геологическая история Закаспия и Приаралья.

Иллюстраций 72, приложений 5, список литературы — 198 назв.

2-9-1
60—72



ВВЕДЕНИЕ

Урал и Тянь-Шань представляют собой крупнейшие по протяженности горные системы Евразии, каждая из которых имеет в длину около 2500 км и характеризуется выдержаным и постоянным простиранием хребтов и горных гряд. Уральская система хребтов имеет меридиональные с отклонениями к север-северо-востоку простирания, тяньшанская — широтные с отклонениями к запад-северо-западу.

Название «Урал» и «Тянь-Шань» вошли в европейскую географическую литературу в XVII—XVIII вв. Первоначально под Уральскими горами (Аральты) горы «Книги Большому Чертежу» понималась лишь южная часть древних Рифейских гор, примыкавшая к Аральскому морю, от которого Урал, вероятно, и получил свое название (Киекбаев, 1956), а под Тянь-Шанем (Небесные горы) — горы Кашгарии и Западного Китая. Современное понимание Урала и Тянь-Шаня, как систем хребтов, протягивающихся более чем через половину территории Евразийского материка, исходит от А. Гумбольдта (Humboldt, 1843), впервые описавшего орографию большей части Азии. Однако А. Гумбольдт протягивал Урал далеко на юг, полагая, что восточный чинк Устюрта и возвышенности Южного Приаралья являются его продолжением. Он считал, что именно в Южном Приаралье, в центре обширной равнинной страны, которую он назвал Туранской, или Арапло-Каспийской, низменностью, встречаются и пересекаются крайние южные затухающие отроги Урала и крайние западные окончания системы хребтов Тянь-Шаня.

Со времени А. Гумбольдта вопросами соотношений Урала и Тянь-Шаня занимались многие исследователи. При этом высказывались совершенно противоположные взгляды — от представлений о единой системе уралид, в которую надо включать и весь Южный Тянь-Шань (Ферсман, 1931), до утверждений, что между Уралом и Тянь-Шанем нет ничего общего и что они представляют собой не связанные друг с другом складчатые системы разного возраста, и уральские складчатые структуры ограничиваются более древней системой субширотных тяньшанид и затухают, «утыкаясь» в них (Яншин, 1951).

Столь резкие расхождения во взглядах во многом объясняются тем, что в настоящее время Урал и Тянь-Шань, как горные страны, не соединяются непосредственно на поверхности Земли. Их разделяют Аральское море и равнинные пространства Туранской низменности, большая часть которой занята песчаными пустынями и покрыта толщами континентальных и мелководно-морских осадков разной мощности. В геологическом отношении эта низменность представляет собой часть молодой эпипалеозойской платформы, известную под названием Туранской плиты. Лишь местами из-под покрова молодых отложений

на поверхность выходят невысокие горные гряды и холмы, сложенные метаморфическими и кристаллическими толщами домезозойского фундамента.

В работе, предлагаемой вниманию читателей, рассматривается геологическое строение центральной части Туранской плиты — Южного Приаралья и северо-западной части пустыни Кызылкум. Как показывают материалы площадных геофизических съемок, в складчатом фундаменте этой территории, почти всюду скрытом под отложениями платформенного чехла, сочленяются меридионально ориентированные структуры Урала и широтно ориентированные тяньшаньские структуры. На всех достаточно детальных картах магнитных и гравиметрических аномалий можно проследить, как линейные аномалии, отражающие ориентировку скрытых от нашего непосредственного наблюдения структур складчатого фундамента, резко меняют здесь свои простирации от меридиональных, уральских, до широтных, тяньшаньских. Меридиональные простирации характерны для всей площади Аральского моря, северо-западной и центральной частей Южного Приаралья, а широтные — для Юго-Восточного Приаралья и Центральных Кызылкумов. Сравнительно узкую зону, в пределах которой простирации структур резко изменяются, можно рассматривать, как глубинную границу погребенных продолжений варисцийских складчатых сооружений Урала и Тянь-Шаня в фундаменте Туранской плиты. Наиболее поднятой и единственной обнаженной частью этой зоны является хр. Султан-Увайс (Султануздаг) *, расположенный на правом берегу Амударьи в 200 км юго-восточнее места ее впадения в Аральское море. В пределах этого горного хребта на поверхность выходят породы палеозойского складчатого фундамента; здесь можно наблюдать открытый и хорошо обнаженный участок зоны сочленения уральских и тяньшаньских структур. Поэтому изучение геологического строения и палеозойской тектоники хр. Султан-Увайс имеет региональное значение: по нему можно судить о характере связи между палеозойскими структурами Урала и Тянь-Шаня в целом.

Урал и Тянь-Шань непосредственно связаны друг с другом не только своими древними, варисцийскими структурами, но связь намечается и в более молодых, альпийских структурах, которые, как мы увидим далее, образуют на территории Туранской плиты единую Арабо-Кызылкумскую систему дислокаций — структурный «мост» между Уралом и Тянь-Шанем. Строение этой системы и крупнейшей из них — Арабо-Кызылкумского мелового вала, который повторяет поворот палеозойских структур, также рассматривается в настоящей работе.

* С конца XIV в. хребет носит имя Увайса Карани (Султан Увайса Карани), одного из отважнейших сподвижников пророка Мохаммеда, жившего в VII в., по преданию похороненного на территории хребта. Это название хребта широко вошло как в географическую арабоязычную литературу, так и в художественную литературу многих среднеазиатских народов. Красочную, но полулегендарную биографию Увайса Карани можно найти в книге знаменитого персидского поэта Фарид-ад-дин Аттара «Тазкиратуль-Авлия» (Attar, ed. by Nicholson, 1905); биографические сведения о нем сообщают также Хойвири и Казвини; об Увайсе Карани и его могиле на территории хребта неоднократно упоминает в своих стихах Махтумкули. Однако в русской литературе хребет долго не имел определенного названия и именовался по-разному: Ванслы-кара, Василь-кара, Увайс-Карание, Султан-Увайс, Шиходжейли, Шейх-Джели. После 1879 г. преобладает введенное в литературу А. В. Каульбарсом название Султан-Уз-Даг, или Султануздаг (искаженное «горы Султан Увайса»). Многие местные жители и в настоящее время называют его хр. Султан-Увайс, или Султан-Увайс-Карани. Автор полагает, что необходимо сохранить это название, соответствующее классической и местной традиции, и восстановить его на географических картах. В 1970 г. Президиум Географического общества СССР и топонимическая комиссия Географического общества направили в Комитет по географическим названиям при Главном управлении геодезии и картографии (ГУГК) ходатайство о возвращении хребту названия Султан-Увайс.

Описываемая часть Туранской плиты — Южное Приаралье и хр. Султан-Увайс — находится сейчас приблизительно на том этапе изучения, на каком находились Центральные Кызылкумы десять-двенадцать лет назад. Работы последних лет показали важное значение этой территории как перспективного горнорудного района, но полезные ископаемые его еще не разрабатываются и разведаны лишь частично. И если Букантау и Тамдынский горный массив в Центральных Кызылкумах за последнее десятилетие превратились в важнейшие объекты горнодобывающей промышленности, а у их подножий выросли современные благоустроенные города, то Султан-Увайс еще и сейчас остается пустынным горным массивом, совершенно необжитым людьми.

Настоящей работой автор хотел бы привлечь к Южному Приаралью и в особенности к хр. Султан-Увайс внимание геологов. Палеозойский фундамент, обнажающийся в пределах хр. Султан-Увайс, представляет собой нагромождение тектонических пластин, надвинутых одна на другую и сложенных резко различными формационными комплексами, многие из которых имеют океаническое происхождение. Изучение геологии хр. Султан-Увайс, других горных массивов Центральных Кызылкумов, Южного Тянь-Шаня, Урала и Мугоджар показывает, что Урало-Тяньшанская варисцисская складчатая область сформировалась в процессе замыкания обширного океанического бассейна и что этот процесс сопровождался значительным перемещением и скучиванием тектонических пластин и блоков океанической коры, островных дуг, формаций окраинных морей, шельфовых формаций и обломков более древних складчатых сооружений.

Территория хр. Султан-Увайс богата полезными ископаемыми: в пределах хребта расположены крупнейшие в СССР месторождения талькового камня, частично разведанные месторождения титаномагнетита, драгоценных и полудрагоценных камней, железа, фосфоритов, неразведанные месторождения и рудопроявления меди, золота, серебра, полиметаллов, марганца, сурьмы, антофиллит-асбеста, никеля, кобальта, мышьяка. Весьма интересен также характер метаморфических и метасоматических изменений, которые претерпели среднепалеозойские породы, слагающие хребет. Их изучение имеет принципиальное значение для решения многих важных вопросов петрологии.

В мезозое и кайнозое в пределах Южного Приаралья проходила граница двух различных по истории развития частей Туранской плиты. Именно здесь протягивалась полоса пологих платформенных структур, обладавших устойчивой тенденцией к поднятию; они в мезозое и кайнозое ограничивали распространение на восток и северо-восток морских бассейнов. Поэтому изучение молодых отложений Южного Приаралья и района хр. Султан-Увайс дает возможность коррелировать трудно сопоставимые континентальные и морские фации меловых и палеоген-неогеновых отложений и решать вопросы их возраста и соотношений друг с другом.

В одном труде, конечно, невозможно охватить и даже поставить большое количество проблем и вопросов, возникающих при изучении геологии Южного Приаралья. Поэтому отбор и изложение материала сознательно подчинены тектоническим целям и в первую очередь — решению вопроса о характере сочленения уральских и тяньшаньских структур на рассматриваемой территории, а также особенностям структурных связей между Уралом и Тянь-Шанем на различных этапах геологической истории. Это потребовало довольно детального рассмотрения стратиграфии изучаемого района.

В работе обобщаются результаты исследований автора за 1957—1969 гг. Большую часть этого времени автор работал в составе группы сотрудников ВСЕГЕИ, занимавшейся изучением тектоники палеозойского фундамента Кызылкумов Э. В. Маловой, В. С. Владимировскому,

Е. А. Худобиной, С. В. Красиковой, Л. В. Андреевой автор выражает глубокую благодарность за помощь и поддержку в работе.

Определения собранных автором органических остатков, на основе которых уточнена стратиграфия палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Южного Приаралья, выполнены Н. В. Авербург, А. А. Атабекяном, Т. Н. Богдановой, А. А. Бухариной, Л. С. Гликманом, Р. С. Елтышевой, В. В. Житеневой, В. Д. Ильиным, Л. П. Кахрановой, Н. П. Ковалевой, В. А. Коротковым, З. В. Крячковой, В. Л. Лепехиной, Э. В. Маловой, В. З. Махлиным, В. Ф. Пчелинцевым, М. А. Ржонсицкой, А. К. Рождественским, Э. И. Саперсон, В. Б. Сапожниковым, Р. П. Соболевой, Н. Я. Спасским, Л. И. Хозацким, И. А. Хохловой, Г. Ф. Шнейдер, В. И. Яворским. При написании работы автором использовались результаты профильного, структурного и картировочного бурения, проводившегося на территории Южного Приаралья различными организациями (материалы по 1680 скважинам; в том числе по 40 скважинам были отобраны и изучены образцы керна), а также геофизические материалы и сводки.

За большую помощь при проведении полевых работ я глубоко благодарен геологам треста «Узхимгеолнеруд» Л. Б. Когану и В. В. Кулаченко, геологам Нукусской гидрогеологической экспедиции В. Б. Соколову, Т. Адилкариеву и геологам Министерства геологии Узбекской ССР А. К. Бухарину, В. Я. Ильяшенко и К. К. Пяткову. Благодарю Б. П. Бархатова, Е. Н. Горецкую, В. Б. Горянова, А. Е. Довжикова, Л. П. Кахранову, А. И. Коробкова, Н. П. Луппова, З. А. Макарову, Н. П. Михайлова, В. Д. Наливкина, Г. С. Поршнякова, А. И. Смолко, Р. П. Соболеву и особенно моего отца, С. С. Шульца, за ценные консультации, полученные во время написания отдельных глав и разделов монографии. Обстоятельный разбор рукописи книги, позволивший значительно улучшить многие ее разделы, был сделан Б. А. Петрушевским. Огромную помощь в подготовке рукописи к изданию оказал мне А. А. Богданов — замечательный ученый и человек, светлой памяти которого я посвящаю настоящую работу.

ОРОГРАФИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТУРАНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ.

ЮЖНОЕ ПРИАРАЛЬЕ.

АРАЛО-ҚЫЗЫЛҚУМСКИЙ ВАЛ.

ХРЕБЕТ СУЛТАН-УВАЙС

Глава I

Туранская низменность — это наиболее значительная по размерам равнинная низменная область внутренней части Азии, которая не имеет стока в океан. На севере низменности затухают, погружаясь, крайние южные отроги Уральской системы хребтов — Мугоджары; на северо-востоке ее ограничивают невысокие горные гряды и холмы Казахского мелкосопочника и хр. Большой Карагату; на юго-востоке в пределы низменности глубоко вдаются понижающиеся отроги системы хребтов Южного Тянь-Шаня — Нуратинские и Зарабулак-Зиятдинские горы и горные возвышенности Центральных Кызылкумов; на юге низменность ограничена Копетдагом, а на западе — Каспийским морем.

Туранская низменность (вместе с Прикаспием) является частью широкого мезозой-кайнозойского пояса нефтегазоносных бассейнов и внутриконтинентальных синеклиз, ориентированного в север-северо-восточном направлении и протягивающегося от Карского моря и Западно-Сибирской низменности через Туран, Прикаспий, Западный Иран и Месопотамию до Персидского залива и Юго-Восточной Аравии. Современная структура поверхности Туранской низменности во многом отражает общую ориентировку этого пояса (южнее, на территории Ирана, он пересекается с альпийской подвижной областью Тетиса). Центральная ее часть образует общий пологий и широкий прогиб явно тектонического происхождения, четко прослеживающийся на гипсометрических картах и вытянутый в север-северо-восточном направлении. Прогиб простирается от Тургайского прогиба на севере через Аральскую впадину и Хорезм в Низменные Каракумы. Общая тенденция к относительному прогибанию указанной части низменности в новейшее, плиоцен-четвертичное время (сравнительно с более западными и восточными ее частями — Устюром на западе, Центральными и Восточными Кызылкумами — на востоке), несомненно, оказала значительное влияние на формирование ее современного рельефа; но эта тенденция накладывается на ряд других процессов, в том числе и тектонических, протекающих одновременно и иногда противоположных направлений.

Наиболее значительное воздействие на формирование рельефа Туранской низменности оказывают три фактора: 1) новейшие тектонические движения; 2) перенос и переотложение речными потоками эродируемого терригенного материала из растущих горных сооружений Средней и Центральной Азии; 3) колебания уровней стояния вод внутренних водоемов — озер — морей, с которыми связаны резкие изменения площади и очертаний этих обширных бассейнов и не менее резкие колебания базисов эрозии впадающих в них рек. В результате воздействия этих факторов, а также деятельности ветра и очень медленного общего поднятия большей части территории Туранской низменности в плиоцене и в антропогене возникла своеобразная система плато, возвышенностей и песчаных аккумулятивных равнин, в которой наглядно отразились новейшие этапы геологической истории этой области.

В пределах Туранской низменности можно выделить четыре главнейших элемента рельефа: 1) возвышенности и невысокие горные гряды, сложенные мезозойскими и домезозойскими породами; 2) относительно возвышенные плато типа Устюрта, поверхность которых сложена отложениями миоценовых морей (условно назовем их «миоценовыми плато»); 3) менее возвышенные песчаные плато типа Заунгусских Каракумов, поверхность которых покрыта перевеянными песчаными отложениями плиоценовых водоемов и рек (назовем их «плиоценовыми плато»); и 4) эрозионно-тектнические депрессии, заполненные отложениями верхнего плиоцена и четвертичными аллювиальными наносами (рис. 1).

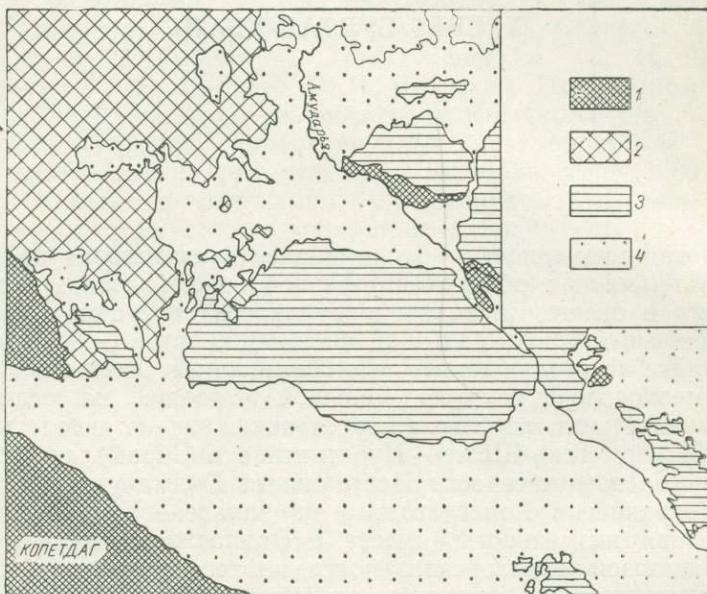


Рис. 1. Геоморфологическая схема Южного и Юго-Западного Приаралья, Каракумов, Северо-Западных и Юго-Западных Кызылкумов

1 — возвышенности, сложенные меловыми и палеозойскими породами; плато: 2 — миоценовые; 3 — плиоценовые; 4 — эрозионно-тектнические котловины, заполненные отложениями верхнего плиоцена и четвертичными аллювиальными наносами

Крупнейшей из таких депрессий является обширная Арало-Сарыкамышско-Хорезмийская котловина, приуроченная к средней части Тургайско-Арало-Каракумского прогиба. Еще недавно отдельные части этой котловины рассматривались как независимые одна от другой бессточные впадины — Аральская, Сарыкамышская, Хорезмийская. Однако геологосъемочные работы последних лет и материалы структурного и картировочного бурения на территории Южного и Восточного Приаралья и Хорезма убедительно показали, что вся Арало-Сарыкамышско-Хорезмийская котловина еще несколько десятков тысяч лет назад представляла собой обширную единую впадину общей площадью около 150 тыс. км², и что большая часть ее лишь в самое недавнее время — позднем плейстоцене и голоцене — была заполнена аллювиальными наносами крупнейших среднеазиатских рек — Амудары и Сырдарьи (Акулов, 1960). Эта котловина существовала уже в позднем плиоцене, затоплялась водами акачагильских и аштеронских водоемов и сформировалась, по-видимому, в результате интенсивной эрозионной деятельности среднеплиоценовых рек, образовавших системы глубоких и широких долин, расчленявших плиоценовые плато, и последующей абразионной деятельности позднеплиоценовых морей (эти денудационные процессы во многом, конечно, контролировались тектоникой).

В настоящее время четвертичные наносы Сырдарьи и Амудары заполнили уже значительно более половины всего первоначального объема котловины. Ее незанесенными участками являются Аральская и Сарыкамышская впадины. Северную из них — Аральскую — занимает гигантское мелководное озеро — Аральское море. Современный уровень вод Аральского моря значительно выше уровня мирового океана (+54 м). Западный берег моря образует высокий скалистый обрыв (чинк), которым с востока ограничивается плато Устюрт (с высотами поверхности от 120 до 340 м); поверхность плато слагают известняки сарматы. Восточный чинк Устюрта протягивается на юг до

ур. Айбутир и гряды Актепа. Еще сто лет назад вдоль всей его южной части прощиралось обширное Айбутирское озеро, высохшее в 1870 г. Озеро соединялось с Аральским морем и представляло собой его мелководный залив (рис. 2). Расположенная юго-западнее ур. Айбутир Сарыкамышская впадина (абс. отм. дна до —45 м) заполнялась водами Амударьи в последний раз в XIV—XVI вв.; в эпоху существования Сарыкамышского озера излишек амударинских вод сбрасывался по ныне сухому руслу Узбоя в Каспийское море.

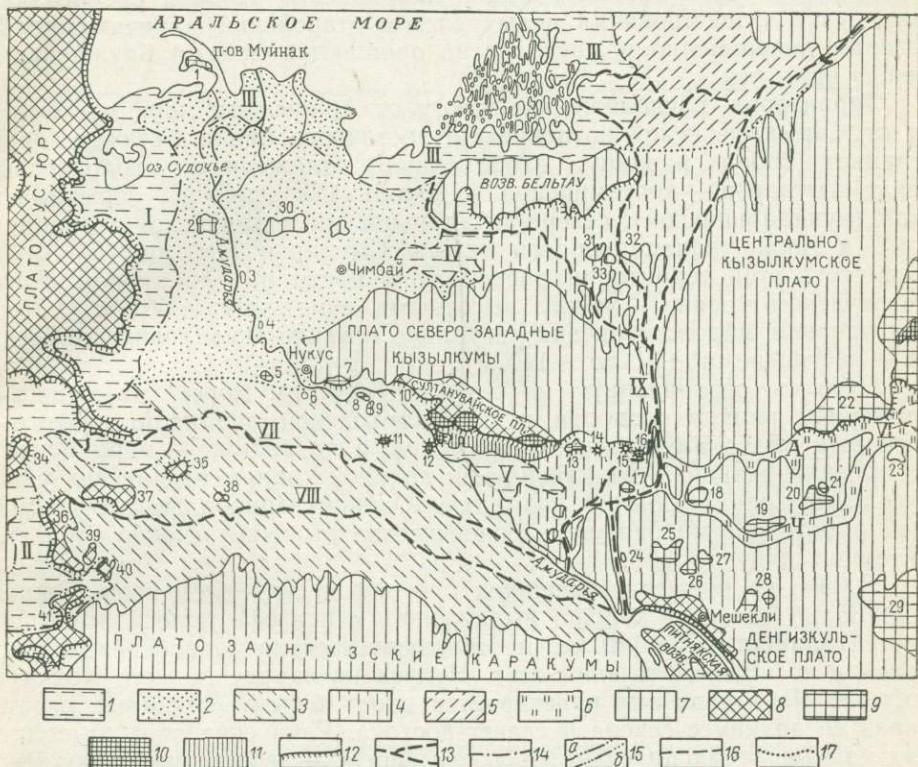


Рис. 2. Орографическая схема Южного Приаралья и Западных Кызылкумов с элементами геоморфологии

1—5 — четвертичные аллювиальные равнины древних дельт Амударьи и современной аральской дельты: 1 — территории, в недавнее историческое время покрывавшиеся водами Аральского, Сарыкамышского и других крупных озер. Дельтовые равнины: 2 — Аральская, 3 — Сарыкамышская (Кунядаринская), 4 — Северо- и Южно-Акчадаринская (Хорезмийская), 5 — Жанадаринская; 6 — наносы, заполняющие Атаджансскую и Чокалакско-Бузубайскую ложбины. Плиоценовые плато и возвышенные равнины: 7 — плиоценовые, 8 — миоценовые; 9 — мел-палеогеновые возвышенности и гряды; 10 — водораздельные участки хр. Султан-Увай и гор. Букантау (гряды Тобаберген); 11 — южный склон хр. Султан-Увай и чинки; 12 — сухие русла и долины Амударьи (Даръялык, Даудан, Акчадарья) и Сырдарьи (Жанадарья); 14 — границы Айбутирского залива Аральского моря в 1851 г. (по Я. В. Ханыкову); 15 — границы Сарыкамышского озера: а — в конце XI — начале I тыс. до н. э., б — в начале XV в.; 16 — границы Даукаринского озера, озер Истемес и Минбулак; 17 — граница Аральской и Сарыкамышской дельты. Цифрами и буквами: 1—29 — останцы Арало-Кызылкумского вала: 1 — Токмак-Ата, 2 — Кызылджар, 3 — Парлытау, 4 — Крантау, 5 — Ходжейли, 6 — Кетменчи, 7 — Бештюбе, 8 — Мысканата, 9 — Иланкыр, 10 — Карапатеа, 11 — Кубатая, 12 — Джимуртая, 13 — Аязкала, 14 — Кыркыз, 15 — Кургашинкала, 16 — Кокча, 17 — Джанбаскала, 18 — Мамырдынкаракыр, 19 — Атантайказган, 20 — Сандык, 21 — Бююн, 22 — Итемир-Джиракудук, 23 — Курала, 24 — Соккуль, 25 — Карапатеа, 26 — Каражаки, 27 — Каскатау, 28 — Кошай, 29 — Карабогуз; 30—41 — останцы, отчлененные от миоценовых и плиоценовых плато в дельтах Амударьи: 30 — Кушканатау, 31 — Бузгул, 32 — Далы, 33 — Учтаган, 34 — Бутентая, 35 — Мангыр, 36 — Тарымкая, 37 — Тузгыр, 38 — Узундаг, 39 — Гяуркала, 40 — Аманда, 41 — Зенгибаба. Древние озера: I — Айбутир, II — Сарыкамыш, III — разливы Аральского моря (XIX—XX вв.), IV — Даукара, V — Истемес, VI — Минбулак; VII—IX — сухие русла древних протоков Амударьи: VII — Даръялык, VIII — Даудан, IX — Акчадарья. Ложбины: А — Атаджанская, Ч — Чокалакско-Бузубайская

Крупнейшими реками Средней Азии, от направления течения которых зависит уровень стояния вод и существование озерных водоемов, являются Амударья и Сырдарья. Лишенные притока вод этих рек, Аральское море высохло бы менее чем за 50 лет. Амударья выносит в море приблизительно в шесть раз больше воды, чем Сырдарья,

и поступление именно ее вод является основным фактором, обеспечивающим водный баланс Аральского моря. Обе великие среднеазиатские реки несут в своей воде огромное количество песчаного и глинистого взвешенного материала: одна только Амударья откладывает в дельте около 1 км³ грунта за 8—9 лет. Накопление такого количества наносов, препятствующих течению реки по старому руслу, является основной причиной частых перемен направления течения среднеазиатских рек и существования целых систем староречий и речных дельт, которые попеременно и многократно орошаются водами блуждающих между ними рек.

Территория, расположенная к югу от Аральского моря и к востоку от Сарыкамышской котловины и восточного чинка Устюрта, представляет собой равнину, заполненную отложениями голоценовых дельт Амударьи — хорезмийской (южно-акчадарыинской), сарыкамышской (кунядарыинской), северо-акчадарыинской и аральской (современной), а также жанадарыинской дельты Сырдарьи (см. рис. 2). Большая часть этой территории расположена почти на одинаковом гипсометрическом уровне — между высотными отметками +50 и +75 м над уровнем мирового океана (и только в южно-акчадарыинской дельте — на уровне от +75 до +110 м).

Область, ограниченную на севере Аральским морем, на западе — восточным чинком Устюрта и Сарыкамышской впадиной, на юге — песчаным плато Заунгузских Каракумов, а на востоке — меридионально ориентированной Акчадарыинской долиной (одним из древних сухих русел Амударьи), обычно называют Южным Приаральем. В настоящей работе рассматривается геологическое строение именно этой территории.

Одним из примечательнейших орографических элементов Южного Приаралья является хорошо выраженная в рельфе полоса возвышенностей длиной около 180 км, протягивающаяся по правобережью Амударьи в ее нижнем течении от г. Нукуса на западе до кол. Кокча на востоке. На западе она простирается вдоль берега Амударьи, ограничивая ее долину с севера и северо-востока. Река отчленяет от долины ряд холмов, остающихся на ее левом берегу — небольшую гряду Джимуртау и изолированную горку Кубатау, сложенные палеозойскими метаморфическими толщами и гранитами, песчаные холмы Иланкыры, Мысканата, Кетменчи и Ходжейли. Восточнее пос. Мангит полоса возвышеностей, полого изгибаясь, отходит от реки, и продолжается к востоку до древнего сухого акчадарыинского русла.

Полоса возвышеностей правобережья Амударьи четко разделяет две резко различные по рельефу и ландшафту области Южного Приаралья. К северу лежит плато Северо-Западных Кызылкумов — безводная и безжизненная пустыня, поверхность которой покрыта грядово-ячеистыми и барханными песками, перевеянными из плиоценовых отложений плато. Песчаные массивы Табакум, Кызылкум, Ташкудук почти совершенно необитаемы. К югу и юго-западу от полосы возвышенностей располагается Хорезм — плоская аллювиально-дельтовая равнина, заполненная четвертичными наносами Амударьи, в большей своей части обжитая, орошенная, возделанная людьми. Полоса же возвышенностей представляет собой как бы край гигантского блюдца, ограничивающий распространение на юг и запад песков пустыни. Возвышенности имеют пологие северные и северо-восточные и крутые южные и юго-западные склоны; крутизна последних усугубляется эрозионной деятельностью реки.

Как показали работы А. Д. Архангельского (1923, 1931), вся полоса возвышенностей правобережья Амударьи (и продолжающие ее в северо-западном и восточном направлениях холмы, сложенные меловыми породами) является частью протяженного валообразного подня-

тия фундамента и меловых пород, которое А. Д. Архангельский назвал Арало-Кызылкумским меловым валом. Наиболее поднятая часть вала — хр. Султан-Увайс — единственный участок вала, где на поверхность выходят палеозойские породы. Хребет резко возвышается над продолжающими его на запад и восток невысокими меловыми грядами; абсолютные отметки его наиболее высоких вершин 440—470 м, тогда как абсолютные высоты холмов меловых гряд не превышают 150—160 м.

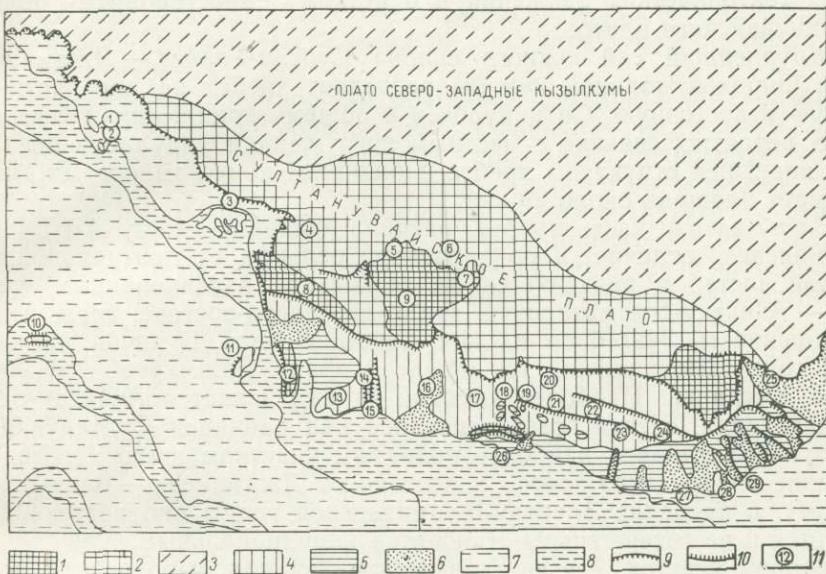


Рис. 3. Орографическая схема хр. Султан-Увайс с элементами геоморфологии

1 — гряды и вершины, возвышающиеся над поверхностью Султанувайского плато; 2 — поверхность Султанувайского плато неоген-четвертичного возраста; 3 — поверхность плато Северо-Западных Кызылкумов позднеплиоцен-четвертичного возраста; 4 — южный склон хр. Султан-Увайс, глубоко расчлененный саями; 5 — поверхность «пляжевых» террас и древней проливальной равнины южных и юго-западных склонов хребта (Каракольской проливальной равнины, по Н. А. Когаю); 6 — конусы выноса саев южного и юго-западного склонов хребта; 7 — четвертичные аллювиальные равнины Акчадаринской и Сарыкамышской дельт; 8 — новейшие аллювиальные наносы Амударьи, пойменные террасы ее позднейших потоков; 9 — обрывы и чинки высотой 20—100 м; 10 — обрывы высотой 5—20 м; 11 — разрезы: 1 — Каратепа, 2 — Челпык, 3 — оз. Ходжакуль, 4 — Ходжакульсай, 5 — Тебинбулаксай, 6 — Аччисай, 7 — Ащенинтау, 8 — Шейхджейли, 9 — Аччиатау; 10 — Кубатай, 11 — Джимуртау, 12 — Куюнчик, 13 — Зенгебобо, 14 — Актау, 15 — Урусай, 16 — Джамансай, 17 — Джантасай, 18 — Кызылсай, 19 — Казансай, 20 — Казантау; 21 — Дженгельдысай, 22 — Султанбобосай, 23 — Каэрлесай, 24 — Ахимбетсай, 25 — Карападальсай, 26 — Дарбаза, 27 — Кызылкала, 28 — Топраккала, 29 — Парлыкала

Хребет Султан-Увайс (рис. 3) имеет своеобразную асимметричную форму и представляет собой нечто среднее между горными массивами Кызылкумов, сходными по рельефу с невысокими отрогами Тянь-Шаня и платообразными возвышенностями Арало-Каспийского водораздела типа Устюрта, и отторженных от него останцов — плосковершинных «столовых гор». Северный склон хребта образует выровненное полого наклоненное к северу Султанувайское плато (см. рис. 3); это — приподнятая и слабо дислоцированная поверхность выравнивания, формирование которой началось, по-видимому, еще в олигоцене и завершилось одновременно с формированием поверхности Устюрта — в конце миоцена, плиоцене и в четвертичное время.

Слабо холмистая денудационная равнина Султанувайского плато погружается на север под покров эоловых песков, которые покрывают более низкую и более молодую поверхность выравнивания позднеплио-

ценового возраста — плато Северо-Западных Кызылкумов (см. рис. 3). На юге поверхность Султанувайского плато в разных участках поднята на высоту от 150—200 до 350 и даже до 400 м.

Южный крутой склон хр. Султан-Увайс резко контрастирует с его платообразным северным склоном. Первый представляет собой многоступенчатый обрыв, расчлененный долинами саев. Крутые долины саев, прорезающие пласти кристаллических пород палеозоя, образуют резкий расчлененный рельеф, в некоторых местах на востоке хребта — настоящие горные ущелья. Это свидетельствует об интенсивности молодых тектонических движений и о резком одностороннем поднятии Султанувайского плато.

Крупнейший сай южного склона Султан-Увайса — Джамансай — своей широкой долиной как бы разделяет хребет на две части — западную и восточную. Он приурочен к общему понижению рельефа, которое, вероятно, связано с местным погружением ундулирующего шарнира новейшей структуры хребта. Обширный конус выноса Джамансая занимает площадь около 20 км².

Западная часть хребта, располагающаяся между Амударьей и Джамансаем, отличается по характеру рельефа от центральной и восточной частей и разделяется на несколько изолированных горных гряд — Аччитау-Бешмазарскую гряду на северо-востоке, горы Актау и возвышенность Зенгебобо на юге, возвышенность Куянчик на юго-западе, гряду Шейхджейли на западе и гряду Джимуртау на левобережье Амудары. Наиболее высокой из них является Аччитау-Бешмазарская гряда, слегка возвышающаяся над равниной Султанувайского плато и являющаяся наиболее поднятым участком всего хребта. Простирание водораздела хребта к востоку от Джамансая — близко к широтному, в пределах Аччитау-Бешмазарской гряды оно постепенно изменяется и на севере гряды становится меридиональным.

Второй участок, слегка возвышающийся над выровненной поверхностью Султанувайского плато, — Шейхджейлинская гряда, расположенная на западе и протягивающаяся вдоль берега Амудары. С запада и севера она ограничена двумя крупными разломами, движения по которым продолжаются, по-видимому, и в настоящее время и так быстры, что эрозия не успела еще глубоко расчленить этот огромный блок палеозойских пород (девонских порфиритов), взброшенный почти на 300 м над долиной реки и озером Ходжакуль.

Центральная и восточная части хребта к востоку от Джамансая имеют более простое строение. Северный склон хребта — Султанувайское плато — слабо расчленен пологими и извилистыми долинами саев. Обрыв плато в водораздельной части хребта отчетливо выражен и крут. Крупнейшими саями южного склона восточнее Джамансая являются (с запада на восток) Джантаксай, Кызылсай, Кацансай, Дженгильдысай, Султанбобосай, Кахрансай и Ахимбетсай (Ахимбетдынгсай).

Область сочленения южного склона хребта с аллювиальной равниной плащеобразно перекрыта обширными конусами выноса саев, сливающимися друг с другом у подножия хребта. Современные русла саев врезаны в конусы выноса. Глубина вреза показывает интенсивность новейшего поднятия хребта и свидетельствует о его различной амплитуде в разных участках. Поднятие наиболее значительно в районе Кахрансая, современное русло которого врезано в конус выноса сая на 20—25 м, наименее значительно — в районе Джамансая: его русло врезано в конус выноса всего на 1—2 м.

В рельефе южного склона хребта четко вырисовываются гряды, сложенные амфиболитами, мраморами, кварцитами. Они вытянуты согласно с простиранием слагающих их толщ в запад-северо-западном направлении. Особенно хорошо в рельефе южного склона восточной

части хребта выражена гряда Карагату, где обнажаются изверженные и метаморфические породы основного и ультраосновного состава. К западу она постепенно понижается и распадается на ряд возвышенностей. Среди них выделяются остроконечная гора Менажат и зубчатая черная гора Казанту (Котельная гора) с древними выработками талька на ее северо-западных отрогах.

На востоке палеозойские породы хр. Султан-Увайс постепенно погружаются под меловые и палеогеновые отложения. Полого дислоцированные песчаники мела, обнажающиеся на юге и юго-востоке хребта, расчленены долинами саев на невысокие гряды и столообразные возвышенностии, из которых многие бронируются фосфоритовыми галечниками палеоцена.

Южнее хребта простирается обширная аллювиальная равнина с отметками 85—88 м над уровнем моря в западной части и 90—95 м в восточной. Западная часть равнины примыкает непосредственно к протокам и поросшим густыми тугайными зарослями островам поймы Амударьи и периодически заливается ее водами. В 1910 г., судя по описаниям Н. А. Димо (1913) и А. Д. Архангельского (1931), вся эта часть равнины представляла собой дно обширного озера Истемес площадью около 400 км² (см. рис. 3). Данную территорию, несомненно, можно считать частью современной поймы Амударьи.

Восточнее равнина меняет свой облик. Сухие глинистые такыры и следы древних сухих русел здесь чередуются с песчаными наносами, невысокими плоскими останцами меловых пород, на которых нередко стоят развалины древних крепостей, построенных на рубеже нашей эры (Кыркыз, Кургашинкала), и с рядами покрытых растительностью песчаных бугров-чокалаков, приуроченных к водоносным трещинам. Эта территория является бывшей дельтой Амударьи — Акчадары, путь которой к северу преграждался хр. Султан-Увайс. Здесь река разбивалась на ряд рукавов и, огибая с востока хребет и гряду Кокча, прорывалась по узкому акчадаринскому коридору в Аральскую впадину.

Восточное продолжение хр. Султан-Увайс (рис. 4) отграничено от хребта такырами древнего русла одного из рукавов акчадаринской дельты. Восточнее такыров находится возвышенность Аязкала 80-метровой высоты — блок поднятых по разломам палеозойских мраморов. К востоку от нее протягивается узкая и длинная невысокая широтно ориентированная гряда Кокча, сложенная сильно дислоцированными меловыми и палеогеновыми породами. В 6 км к югу от гряды расположена, обтекаемая с двух сторон протоками Акчадары, высокая возвышенность с седловиной в центральной части — гора Кокча. Ее восточная вершина, поднятая над поверхностью равнины на 50 м, покрыта черными железистыми «пнями» — конкрециями, образовавшимися по древесине и коре автохтонно захороненного мелового леса.

На востоке гряда Кокча ограничена акчадаринским коридором — древним сухим руслом Акчадары, принимающим здесь строго меридиональное направление. Восточнее гряду Кокча по простирианию продолжают западные отроги Букантауской системы возвышенностей — Итемир-Джиракудукская гряда меловых пород.

Западным продолжением хр. Султан-Увайс является гряда Бештюбе, протягивающаяся вдоль правого берега Амударьи и обрывающаяся на юге крутым уступом — чинком. На ровной поверхности гряды выделяются бугры и возвышенности изометричной шапкообразной формы. Как правило, на их вершинах залегают нашлепки меловых и палеоценовых железняков и железистых песчаников. Некоторые из холмов, например бугры Каратепа и Челпык около оз. Чумышкуль,

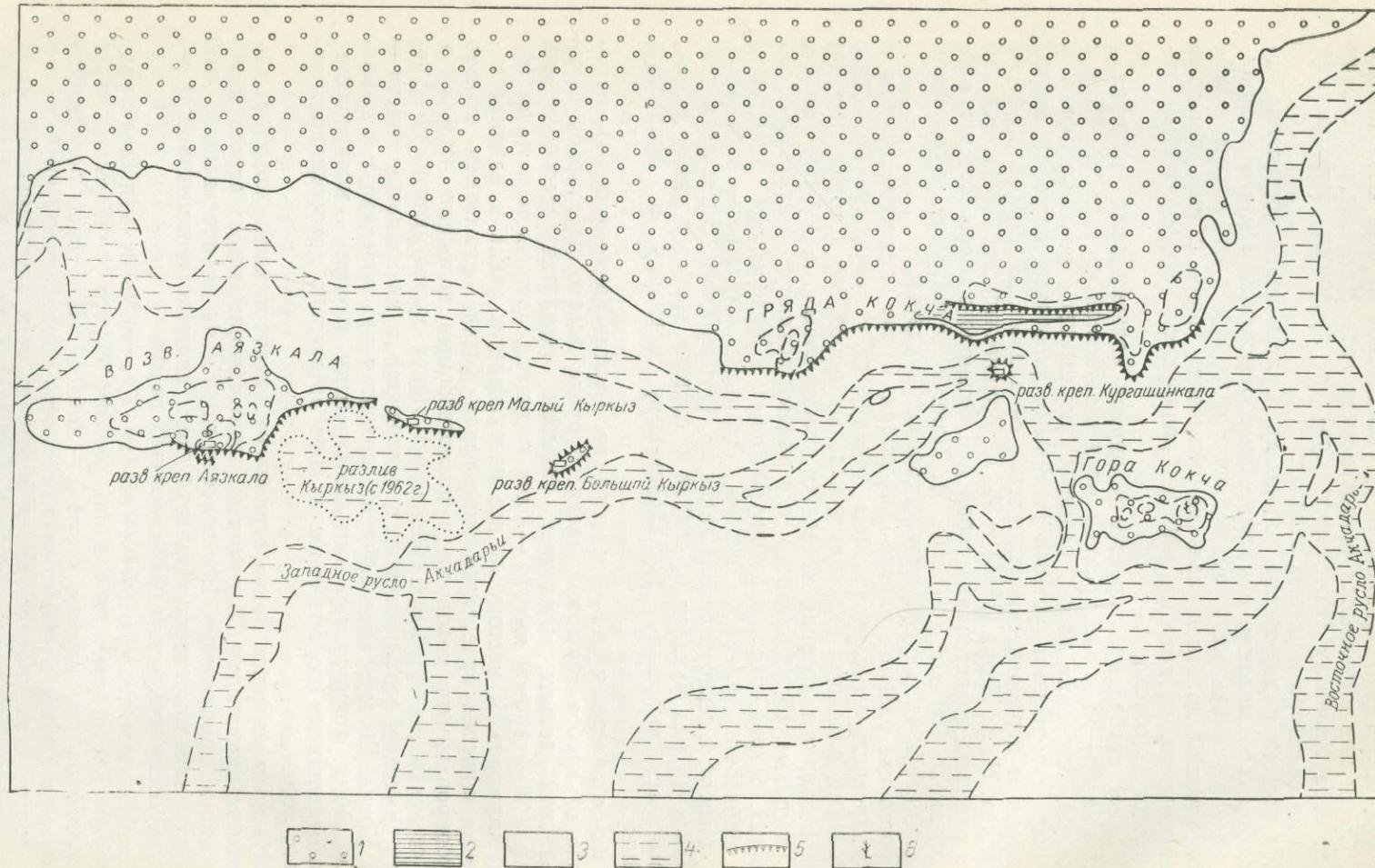


Рис. 4. Орографическая схема района возвышенности Аязкала и гряды Кокча с элементами геоморфологии

1 — поверхность плато Северо-Западных Кызылкумов и возвышенностей Арало-Кызылкумского вала; 2 — тақыры северного склона гряды Кокча; 3 — четвертичные аллювиальные равнины Южно-Акчадаринской дельты; 4 — русла пра-Акчадары и поверхность разлива амударинских вод; 5 — обрывы; 6 — автохтонные остатки мелового леса

отторжены эрозией от основной гряды и представляют собой изолированные возвышенности вблизи русла реки.

На западе гряда Бештюбе ограничена поворачивающим на север руслом Амударьи; река прорывает меловую гряду в районе Тахиаташа и Кызкеткена. Отсюда начинается современная аральская дельта Амударьи, формирование которой происходит на наших глазах. Меловые возвышенности, еще недавно составлявшие непрерывный вал, доходивший до п-ова Муйнак, в районе дельты расчленены, размыты и на большей части территории занесены наносами Амударьи. Мощность аллювиальных наносов, как установлено бурением, колеблется от 2—3 до 30 м. Отдельные неразмытые или неполностью размытые участки меловой гряды возвышаются над аллювиальной равниной как изолированные невысокие холмы-останцы. Большая их часть (холмы Ашикуль близ Нукуса, Токтепа, Крантау, Парлыту) лежит на правом берегу Амударьи, но некоторые находятся на левом берегу (группа Ходжейлинских холмов) или между протоками дельты (гора Кызылджар). Таким образом, современное русло реки и главные протоки ее растущей дельты — Талдык, Кипшакдарья и Акдарья — располагаются по простирианию валообразного поднятия меловых песчаников — Арало-Кызылкумского вала, в пределах его размытой сводовой части. Этот вывод подтверждается многочисленными данными буровых работ.

В центральной части дельты Амударьи, между впадением в Аральское море протоков Талдык и Кипшакдарья, расположена еще одна крупная возвышенность — Токмаката, или Муйнак, также являющаяся останцом Арало-Кызылкумского мелового вала. В 1900—1910 гг. Муйнак был островом, а к середине XX в. по мере роста аральской дельты Амударьи он превратился в полуостров.

Южный крутой берег полуострова сложен косослоистыми дельтовыми песчаниками мела, пласты которых полого погружаются к северу. В 8—10 км западнее пос. Уч-сай встречаются крутые обрывы меловых песчаников, описанные Л. С. Бергом (1908). Но если во времена Л. С. Берга они имели высоту 15 м, а в западной части даже 24 м, то сейчас максимальная высота обрывов достигает 11—12 м. Это объясняется тем, что южные склоны обрывов, подмытые водами Аральского моря, рухнули в море в начале 1930 г. Ширина размытой прибрежной полосы первышает 250 м.

Все изложенное показывает, что хр. Султан-Увайс представляет собой не случайное изолированное поднятие, а является частью протяженной полосы поднятий Арало-Кызылкумского вала. Эта полоса разделяет Южное Приаралье на два региона — Юго-Западное (западнее и южнее вала) и Юго-Восточное Приаралье (севернее и восточнее вала). Как будет видно из дальнейшего, отложения платформенного чехла этих двух регионов существенно отличаются как по мощности, так и по фациальным особенностям. Рельеф их также различен: всю территорию Юго-Западного Приаралья занимают дельтовые равнины Амударьи и ее староречий: сарыкамышская, южно-акчадарыинская и западная часть аральской; большая же часть Юго-Восточного Приаралья занята останцовыми возвышенностями и плато, поднимающимися над аллювиальной равниной. Они сложены более древними, дочетвертичными отложениями. Крупнейшими из них являются обширное плато Северо-Западных Кызылкумов и останцовые возвышенности Бельтау и Кушканатау, представляющие собой как бы острова, отрезанные от остальной территории Кызылкумов акчадарыинским коридором и рукавами северо-акчадарыинской, жанадарыинской и аральской дельт.

Глава II

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СООТНОШЕНИИ УРАЛА И ТЯНЬ-ШАНЯ. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИИ И ИСКОПАЕМЫХ БОГАТСТВ ЮЖНОГО ПРИАРАЛЬЯ И ХРЕБТА СУЛТАН-УВАЙС

I. РАННИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Южное Приаралье с глубокой древности было местом обитания скотоводческих и земледельческих племен, которые широко использовали земли плодородных и хорошо орошаемых равнин древних дельт Амударьи и ископаемые богатства возвышавшихся над ними холмов и горных гряд. Первобытные племена, заселявшие в неолитическую эпоху хорезмийскую (южно-акчадарынскую) дельту, широко применяли кремневые орудия, материал для изготовления которых добывался ими в горных выработках хр. Султан-Увайс. Горные выработки кремней, халцедона и палыгорскита являются, по-видимому, наиболее древними среди огромного количества следов деятельности человека на территории хребта. Серия таких выработок расположена в водораздельной части Аччитау-Бешмазарской гряды, а также на южных и юго-восточных склонах хребта.

Постепенно человек начинает широко использовать и другие минеральные ресурсы хребта: минеральные краски, мрамор, бирюзу, гранат, сердолик, тальк, железо, медь, золото. Охры и минеральные краски, широко применявшиеся при захоронениях, добывались из меловых железистых песчаников, а также из мезозойских кор выветривания на востоке хребта. Выработки на бирюзу распространены в центральной части хребта. В последние годы они были исследованы Л. Б. Коганом, указавшим на перспективность древних месторождений и необходимость их детального изучения.

Железорудная промышленность Хорезма, сырьем для которой были железистые песчаники и бурые железняки из меловых отложений Султан-Увайса и продолжающих его гряд, является одной из древнейших в Средней Азии. Следы плавок железа и керамики кянгюйской (IV в. до н. э.—I в. н. э.), кушанской (I—III вв. н. э.), афригидской (IV—VIII вв. н. э.) эпох и эпохи Великого Хорезма (XI—XIII вв.) встречаются в развалинах древних крепостей, располагавшихся на берегах древних акчадарынских протоков у подножия южного склона Султан-Увайса, в частности, в крепостях Топраккала, Аязкала, Большой и Малый Кырккызы, Кургашинкала, Джампыккала и многих других. Некоторые плавильные ямы располагались и непосредственно вблизи разработок бурого железняка — на вершине горы Кокча, холма Аязкала-2 и в других местах. В течение почти двух тысячелетий район хр. Султан-Увайс был поставщиком железного сырья и железных изделий для Хорезма и окружающих его территории и стран.

Широко использовался в древности тальковый камень. Из него делали оgneупорные котлы, незаменимые в рудной промышленности и широко применявшиеся в хозяйстве и быту, а также разнообразные поделки и украшения. Тальковые копи Султан-Увайса, располагавшиеся в районе горы Казантау (котельная гора), пользовались известностью далеко за пределами Средней Азии. О них пишут, в частности, Макдиси (X в.) и ал-Омари (XIV в.). В настоящее время известны сотни древних выработок на тальк на территории хребта.

В X—XIII вв. хр. Султан-Увайс являлся важнейшим горнорудным районом Хорезмского государства. Но опустошительные походы монголов и особенно Тимура в XIII—XIV вв. почти уничтожили горнорудную промышленность Хорезма. Тимур разрушил ирригационные системы, создававшиеся многими поколениями в низовьях Амударьи, и река, изменив русло, потекла в Сарыкамышскую котловину (Толстов, Кесь и др., 1960). Султан-Увайс и окружающие его районы, полностью лишенные воды, были оставлены людьми и пришли в запустение.

После 1574 г., когда Амударья вновь повернула к Аральскому морю, на территории хр. Султан-Увайс возобновляется выплавка железа, меди, свинца, добыча талька, мрамора и строительного камня, минеральных красок, бирюзы, граната, поделочных камней; неоднократно проводятся поиски золота и серебра, а возможно, ведется и их добыча (Данилевский, 1851; Величко, 1861).

Сведения об амударинском золоте через сибирского губернатора М. П. Гагарина и туркмена Ходжу Нефеса дошли в 1714 г. до Петра I. Они вызвали интерес Петра I и были одной из причин организации экспедиции А. Б. Черкасского для поисков «прежнего устья Дарьи-реки» и «песчаного золота» на ней, а также поворота реки в Каспийское море. Хивинский поход А. Б. Черкасского 1717 г. окончился трагически: Черкасский был убит, а четырехтысячный отряд русских войск захвачен в плен и частично уничтожен. Но немногие бежавшие из плена участники похода привнесли в Европу важные сведения о Южном Приаралье. На европейских картах впервые появляется хребет Султан-Увайс, причем на некоторых картах (карта 1728 г., опубликованная в 1939 г. Л. С. Бергом; карта 1741 г. И. Муравина, опубликованная в 1967 г. В. Н. Федчиной) показана золотоносность гор. Ф. Ефремов, посетивший Хиву в 1770 г., сообщает, что один русский пленный из отряда А. Б. Черкасского, обнаружил и с успехом начал добывать в двух горах близ Хивы (т. е. в Султан-Увайсе) золото и серебро, но хан, «боясь от сего открытия привлечения иностранного войска, завладения Хивою и водворения лености между своими подданными», запретил вести работы и приказал убить пленника (Ефремов, 1811, стр. 70—71).

О золотоносности гор Султан-Увайс (Шейхджайли, или Вайслы-кара) упоминают почти все русские и европейские путешественники, посетившие Хивинское ханство в XVIII и начале XIX вв.: митрополит Новопатасский Хрисант, побывавший в Хорезме в 1790 г., врач — майор Бланкеннахель (1858), бывший в Хиве в 1793—1794 гг., русский разведчик — П. Е. Величко (1861), составивший в 1803 г. подробное описание Хивы для оренбургского губернатора, Т. Ф. Базинера (Basiner, 1848), который указал на золотоносность Шейхджайлинских гор и сделал вывод об их связи с Уралом, и др.

По описанию П. Е. Величко, можно определить и точное местоположение золотых рудников: водораздельная часть Шейхджайлинской гряды на западе хребта. Последний подчеркивал, что «для лучшего охранения сих важных мест имеется тут страж». Однако после присоединения Хивы к России и неудачных поисков Н. П. Барботов-де-Марни в некоторых горных выработках хребта золота в литературе утверждалось скептическое отношение к сведениям о золотоносности гор Султан-Увайс (Архангельский, 1931; Массон, 1953), только результаты работ последних лет его опровергли.

Из других полезных ископаемых, разрабатывавшихся на территории хр. Султан-Увайс в XVIII и начале XIX вв., следует указать на медь (Муравьев, 1822; Данилевский, 1851) и свинец (Муравьев, 1822). Разработка меди наиболее активно проводилась при Мухаммед-Рахим-хане (1805—1825 гг.), но позже была оставлена и с тех пор не возобновлялась. П. А. Благовещенскому, посетившему Султан-Увайс в конце XIX в., местные жители показывали старинные разработки меди в районах ст. Гектау и в сводовой части Султанувайской антиклинали. Имеются также указания А. Вамбери (1863) на добычу серебра в Султан-Увайсе в 1830—1840 гг., а также сообщение о находке олова в образце породы с территории хребта, приводимое В. В. Григорьевым в его комментариях к записке П. Е. Величко.

С начала XIX в., в связи с повышенением общего интереса к Средней Азии, сведения о Южном Приаралье и хр. Султан-Увайс начинают все чаще появляться в европейской и русской литературе. Краткие описания этих территорий и их картографические изображения имеются в работах Н. Муравьева (1822), Г. Мейендорфа (Meyendorff, 1826), К. Циммермана (Zimmermann, 1841), Ф. Базинера (Basiner, 1848), Г. И. Данилевского (1851), А. Лемана (Lehmann, 1852) и др. Данные этих исследователей использованы в труде А. Гумбольдта, где обобщены имеющиеся в то время данные по географии и геологии Средней и Центральной Азии.

В работе А. Гумбольдта впервые выделены широтные системы хребтов Тянь-Шаня, Алтая, Куньлуня, Гиндукуша и Гималаев в современном понимании. Они пересекаются, по мнению А. Гумбольдта, хребтами меридионального направления — Уралом, Кузнецким Ала-

тау, Болором и Сулеймановыми горами. Урал отделяется от Алтая и Тянь-Шаня низменной степью, которую А. Гумбольдт назвал Арал-Каспийской, или Туранской, низменностью. При этом система поднятий Урала, в представлении А. Гумбольдта, протягивается через восточные обрывы Устюрта далеко на юг, в Южное Приаралье, заканчиваясь в районе Хивы возвышенностью Кубатау (Humboldt, 1843); почти сюда же доходят понижающиеся отроги западного продолжения Тянь-Шаня, гор Асферах, или Актаг. А. Гумбольдт подчеркивал вулканическую природу хребтов и указывал, что их воздымание послужило причиной регрессии морского бассейна, который до середины позднетретичной эпохи заполнял Туранскую низменность, соединяясь через Западную Сибирь с Ледовитым океаном.

Блестящее обобщение А. Гумбольдта во многом опережало свое время. Так, например, невысокие горные гряды Турана он справедливо рассматривал как растущие сооружения; между тем даже в 1930—1940 гг. кызылкумские возвышенности нередко называли «палеозойскими останцами» (Пэк и Чураков, 1936; Архангельский, 1941 и др.).

Вопрос о том, к какой системе хребтов (уральской или тяньшаньской) относить Султан-Увайс, с самого момента выделения этих систем А. Гумбольдтом решался в литературе по-разному. Обработка привезенных Ф. Базинером с территории этого хребта образцов горных пород, а также простирание и географическое положение хребта привели Г. Гельмерсена (1845) к заключению, что «эти небольшие горы, несмотря на длинный перерыв Аральским морем и отдаление Айрука, принадлежат к системе поднятий Урала, который поэтому продолжается до 44° северной широты». Того же взгляда придерживается Т. Ф. Базинер (Basiner, 1848). Однако К. Циммерман (Zimmermann, 1841) и Вамбери (1865) склонны считать хребет скорее западным продолжением Актага и Алая.

На основании работ А. И. Бутакова и А. И. Макшеева по Аральскому морю и данных всех предыдущих исследователей, Я. В. Ханыковым в 1851 г. была составлена и издана первая достоверная географическая карта Аральского моря и Южного Приаралья. На этой карте, так же как и на позднейших картах, изданных в Европе (Nieman, 1873), изображено обширное Айбугирское озеро — мелководный залив Аральского моря площадью около 6000 км², в который впадал приток Амудары Лаудан. Айбугирский залив существовал в течение большей части XIX в. и высох в начале 1870 г., после того, как прекратилось течение по протоку Лаудан.

2. ИССЛЕДОВАНИЯ КОНЦА XIX И НАЧАЛА XX ВЕКОВ

После Хивинского похода 1873 г. и присоединения Хивинского ханства к России русским и европейским геологам, наконец, представилась возможность непосредственного изучения геологии Южного Приаралья. В 1873 г. главнокомандующим Туркестанскими войсками К. П. Кауфманом была организована Урундаринская экспедиция.

А. В. Каульбарс (1881), ставший в конце 1873 г. ее начальником, дал первое подробное описание орографии Южного Приаралья и составил его детальную карту. Горы Султан-Увайс, ошибочно названные А. В. Каульбарсом «Султан-Уйз-Даг», впервые изображены на этой карте в виде изогнутой дуги, восточная, длинная ветвь которой тянется в широтном направлении, а западная, более короткая, поворачивает на север. А. В. Каульбарс считал Султан-Увайс, так же как и Пятнякское поднятие, отрогами Тянь-Шаня.

В 1874 г. Султан-Увайс посетили Н. А. Северцев и Н. П. Барбот-де-Марни: Н. П. Барбот-де-Марни (1875) отметил широкое распространение осадков меловой формации по правобережью Амудары, их фосфоритоносность и дал описание хр. Султан-Увайс и прилегающих к нему поднятий. Указав на северо-западное простирание палеозойских пород Шейхджейлинского кряжа и других кряжей Кызылкумов, Н. П. Барбот-де-Марни (1875) заключает, что «степные горные кряжи эти должны считать принадлежащими к системе поднятий Тянь-Шаня» (стр. 115—116, 120). Однако в напечатанной в том же tome «Известий Русского Географического общества»,

что и доклад Н. П. Барбота-де-Марни, статье Н. А. Северцева (1875) обращается внимание на меридиональные простирации порфировых пород северо-западного окончания хребта и делается предположение о перестройке первоначальной структуры хребта позднейшим меридиональным порфировым поднятием.

Все имеющиеся материалы по геологии Южного Приаралья, а также результаты личных наблюдений были обобщены И. В. Мушкетовым в сводном труде «Туркестан», первый том которого издан в 1886 г.

И. В. Мушкетов пришел к выводу, что хр. Султан-Увайс и палеозойские горы Кызылкумов «как по внешнему виду, так и по внутреннему составу и даже по простиранию почти тождественны и представляют только части некогда бывшего одного цельного хребта, составлявшего северо-западное продолжение Нурага и уже впоследствии разделенного на части размыванием» (стр. 650—651). Он указал на существенную разницу между палеозойскими толщами Султан-Увайса и Тянь-Шаня. Противопоставляя султануздагские породы тяньшаньским, И. В. Мушкетов (1886) писал: «Первые гораздо более изменены, метаморфизованы, нежели вторые; в горах Султануздаг сланцы отличаются замечательным богатством разновидностей, частыми переходами одних в другие и многочисленными жильными выделениями» (стр. 678). Составив химические анализы альмандинов из Блюмовской коли на Урале и из гор Султан-Увайс (весьма сходные), а также уральские и султанувайские образцы, И. В. Мушкетов заключил, что «николько не будет неожиданностью, если там (в Султан-Увайсе) откроются минеральные копи драгоценных камней, аналогичные уральским».

Важное заключение И. В. Мушкетова о минералогической и геохимической близости пород хр. Султан-Увайс с уральскими и возможных минеральных богатствах хребта, как это ни странно, не привлекло достаточного внимания геологов. По-видимому, его единственным практическим результатом была предпринятая в конце XIX в. попытка организовать на южных склонах хребта у подножия гряды Дарбаза небольшую гранатную обогатительную фабрику. Попытка эта не увенчалась успехом, а развалины недостроенной фабрики можно видеть и сейчас севернее автомобильной дороги Нукус — Турткуль. В течение двадцати пяти лет после опубликования работы И. В. Мушкетова (в 1886—1911 гг.) Султан-Увайс не посещала ни одна геологическая экспедиция.

В работах А. П. Карпинского (1883, 1894) дислокации Султан-Увайса рассматриваются как продолжение тектонической линии запад-северо-западного простирания, пересекающей южную часть европейской России и закаспийские степи, идущей параллельно с Крымско-Кавказской тектонической линией и, по-видимому, одновременной с ней по возрасту дислокаций. Эта линия представлена Келецко-Сандомирским кряжем, Донецкой возвышенностью, Мангышлакскими горами и Султан-Увайсом. Ее возраст, по мнению А. П. Карпинского, более молодой, чем дислокаций Урала, и она ограничивает систему этих дислокаций с юга. Сходные взгляды, основываясь на работах Карпинского, высказали также Н. И. Андрусов (1888) и Э. Зюсс (Suess, 1901).

Таким образом, к началу XX в. существовало три точки зрения на тектоническое положение хр. Султан-Увайс: одними авторами (Базинер, Гумбольдт, Гельмерсен) он относится к Уралу, другими (Каульбарс, Барбот-де-Марни, Мушкетов) — к Тянь-Шаню, третьими (Карпинский, Андрусов, Зюсс) — к Донецко-Мангышлакской системе дислокаций. При этом во взглядах И. В. Мушкетова уже намечается представление о связи Урала и Тянь-Шаня через Султан-Увайс.

В 1912 г. ассистент Санкт-Петербургского Политехнического института И. А. Преображенский и студенты института А. Е. Вознесенский и К. А. Попов организовали частным образом поездку на Султан-Увайс с целью сбора петрографического материала. Эти исследователи описали палеозойскую структуру хребта как крупную синклинальную складку с антиклинальным перегибом, сложенную кристаллическими сланцами и прорванную тремя формациями магматических пород: габбро-пироксенитовой — Казантау, гранодиоритовой (тоналитовой) — Хеактау и диабаз-порфиритовой — Шейхджели. Они высказывают мысль о доскладчатом внедрении интрузива гранитоидов, наличие которого и обусловило поворот в простирации кристаллических сланцев Султан-Увайса. Амфиболиты каратауской полосы авторы отделяют от габбро-пироксенитовой формации; они считают их перекристаллизованными под воздействием растворов осадками и называют параамфиболитами. Такое заключение подтверждается химическими анализами пород, показывающими, что соотношение окислов в них не со-

отвечает никакой изверженной массе. Работа А. Е. Вознесенского, К. А. Попова и И. А. Преображенского явилась первой попыткой выяснить стратиграфию и тектонику палеозойских толщ хребта.

Долгое время никем не изучались открытые Н. П. Барботом-де-Марни фосфоритовые залежи Южного Приаралья. Об их существовании напомнили работы Л. С. Берга и в особенности Н. А. Димо. Л. С. Берг (1908), изучая геологическое и геоморфологическое строение берегов Аральского моря, исследовал и описал в своей обобщающей монографии среди других ряд меловых возвышенностей Южного Приаралья — Токмак-Ата, Кзылджар (Кубетау) и другие и указал на присутствие в их разрезах фосфоритовых галечников. Faunu, собранную Л. С. Бергом из меловых отложений, определял А. Д. Архангельский. Развивая представления П. С. Палласа, А. Гумбольдта, А. М. Коншина и П. А. Кропоткина о позднечетвертичном единстве Арало-Каспийского бассейна, Л. С. Берг попытался параллелизовать четвертичную историю Арало-Сарыкамышской области с районами Каспийского и Черного морей. Основываясь на сходстве аральской и каспийской фауны и на идентичности гипсометрических отметок террас Аральского моря и максимальной (раннехвальныхской) трангрессии Каспия, Л. С. Берг считал Арало-Сарыкамышский бассейн реликтом существовавшего в эпоху максимального оледенения Арало-Каспийского бассейна, сообщавшегося с Понтом. После разделения этого бассейна Каспий регрессировал, а Арало-Сарыкамышский бассейн был опреснен речными водами и позже разделен на две отдельных котловины наносами дельт Амударьи.

Гипотеза Л. С. Берга впоследствии подверглась критике А. Д. Архангельского, который исходил из представления о тектоническом и независимом друг от друга происхождении Аральской и Сарыкамышской котловин, и была отвергнута большинством геологов. Однако многие ее положения, как будет показано ниже, подтверждаются в настоящее время данными детальных геологических съемок и геоморфологическими исследованиями.

С 1912 г. в низовьях Амударьи и в Хивинских владениях проводились гидротехнические и почвенные исследования под руководством Н. А. Димо. Экспедиция посетила восточную часть хр. Султан-Увайс. Н. А. Димо и В. В. Никитин (1913) отметили наличие обширных поверхностных россыпей фосфоритовых галечников мелового, как они полагали, возраста на востоке хр. Султан-Увайс и к юго-востоку от него — в районе бугров Аяз и Кокча и возвышенностей Мамырдынкаракыр и Уч-учак. По их подсчетам только близ восточного окончания хребта запасы фосфоритов «на уже обнаженных террасах достигают, вероятно, до 100 млн. пудов, а во всей фосфоритовой площади, если только мощность пласта не изменяется, запасы достигают, вероятно, $\frac{1}{2}$ млрд. пудов» (стр. 23).

3. ИССЛЕДОВАНИЯ 1910—1930 ГОДОВ (РАБОТЫ А. Д. АРХАНГЕЛЬСКОГО И А. Н. ЧУРАКОВА)

В 1913 г. Геологическим Комитетом в Южное Приаралье направляется А. Д. Архангельский, которому было поручено составление детальной геологической карты Туркестана, охватывающей дельту Амударьи и Хивинские владения, включая Султан-Увайс и северо-западные Кзылкумы. А. Д. Архангельский проводил работы в Приаралье в 1913—1915 гг. Параллельно с ним в 1914—1915 гг. изучением палеозойских отложений Султан-Увайса занимался А. Н. Чураков. А. Д. Архангельским и А. Н. Чураковым был собран богатый фактический материал по геологии всего Южного Приаралья, позволивший впервые создать общую картину геологического и тектонического строения этой территории. Работы этих исследователей во многом не устарели и до настоящего времени.

Изложение целесообразнее начать с результатов работ А. Н. Чуракова, хотя они и были опубликованы позднее, так как материалы и выводы А. Н. Чуракова были известны А. Д. Архангельскому и использованы им в его тектонических и геологических обобщениях (Архангельский, 1923, 1931).

А. Н. Чураков составил детальные топографическую и геологическую карты хребта и собрал большую петрографическую коллекцию. К сожалению, большая часть коллекции и карты погибли, и лишь некоторые результаты наблюдений А. Н. Чуракова вместе с составленной им блок-диаграммой хребта были опубликованы в 1936 г. в книге А. В. Пэка и А. Н. Чуракова «Султануздаг». По А. Н. Чуракову, Султан-Увайс сложен собранным в складки тектонически единым комплексом метаморфизованных осадочных пород нижнепалеозойского или докембрийского возраста, в котором выделяются четыре толщи пород (снизу): 1) нижняя толща кварцитов; 2) верхняя толща кварцитов с горизонтом мраморов в основании; 3) мраморы; 4) биотит-амфиболовые гнейсы с прослоями мраморов. Наиболее древняя толща кварцитов обнажается в ядре крупнейшей антиклинали в центральной части хребта, в районе выходов Актауского массива гранодиоритов.

А. Н. Чураковым особо выделяется эфузивно-осадочная толща в западной части хребта, стратиграфически не увязанная с остальным разрезом, по-видимому, более молодая, и еще более молодой комплекс порfirитов на северо-востоке хребта. Главнейшей тектонической особенностью Султан-Увайса А. Н. Чураков считает дугообразный поворот простирания собранной в складки толщи метаморфических осадочных пород от широтного на востоке хребта до строго меридионального в его северо-западной части.

А. Д. Архангельский (1916, 1931) главное внимание уделил меловым отложениям Южного Приаралья, их стратиграфии и фауне. В районе Южного Приаралья и Северо-Западных Кызылкумов им выделены отложения нижнего мела (?), сеномана, турона, сантону и верхнего сенона, причем в туронских отложениях западнее оз. Ходжакуль собраны и описаны богатые комплексы аммонитов. К сантону и верхнему сенону им ошибочно отнесены палеоценовые фосфоритовые горизонты Султан-Увайса и Кокчи и перекрывающие их мергели и глины эоцен. Наряду с меловыми разрезами Кызылкумов, А. Д. Архангельский описал разрезы палеогеновых и миоценовых отложений, слагающих обрывы Устюрта, а также выделенные им «хивинские слои»: чередующиеся желтые пески и плотные слоистые розоватые глины, слагающие северную окраину Каракумов и берега Амударьи близ Тюя-муона и Уч-учака. Эти слои А. Д. Архангельский считал континентальными аналогами морского миоцена Устюрта, в отличие от А. Н. Коншина и И. В. Мушкетова, относивших их к плиоцену.

Критикуя взгляды Л. С. Берга на арабо-каспийские отложения позднечетвертичного времени, А. Д. Архангельский (1931) пришел к выводу, что связи Каспийского и Аравийского водоемов не существовало, что образование Аравийской, Сарыкамышской и Хорезмийской впадин, равно как и уступов-чинков на их границах, не связано с трансгрессиями моря, и что они «возникли в силу тектонических, вероятно, сбросовых движений» (стр. 171). По мнению Д. А. Архангельского, эти впадины разделялись еще недавно сплошными перемычками несмещенных коренных пород. Это предположение А. Д. Архангельского развивалось впоследствии И. П. Герасимовым, Б. М. Георгиевским и др. Однако в 1940 и особенно в 1950 гг. в пределах всех впадин были найдены морские верхнеплиоценовые осадки с акчагыльской и ашшеронской фауной, что показало неправильность представлений А. Д. Архангельского о послетретичном происхождении Аравийской, Сарыкамышской и Хорезмийской впадин и об отсутствии трансгрессий моря в их пределы.

Исследованиями А. Д. Архангельского впервые намечено существование Арабо-Кызылкумского мелового вала, по его представлениям отражающего наличие глубинного горного кряжа, связующего Урал и Тянь-Шань. Обобщая в 1917 г. данные наблюдений Л. С. Берга и своих работ 1913—1915 гг., А. Д. Архангельский обратил внимание на узкую полосу островков меловых пород, ограниченную с запада и востока третичными отложениями. Эта полоса пересекает в меридиональном направлении Аравийское море и протягивается на юг в пустыню Кызылкум. В ее составе А. Д. Архангельский отметил дислокированные выходы мела в районе п-ова Куланды на северном берегу Аравийского моря, островов Николая (Возрождения) и Токмак-ата (Муйнак), мыса Актуусук, холмов Кубатау, Борлытау, Крантау, Ходжейли и Бештюбе в Южном Приаралье. Отсюда полоса выходов мела была прослежена А. Д. Архангельским к востоку. Меняя свои простирания на юго-восточные, а дальше — на широтные, она протягивается к Султан-Увайсу, восточным продолжением которого являются внутренние горы Кызылкумов и хр. Нурагтау. Указав на изменение простираний палеозойских пород хр. Султан-Увайс от широтных на востоке хребта до почти меридиональных на западе, А. Д. Архангельский подчеркнул, что Арабо-Кызылкумский меловой вал повторяет этот изгиб. А. Д. Архангельский пришел к выводу о прямой связи уральской и тяньшаньской палеозойских складчатых систем.

Публикация монографии А. Д. Архангельского (1931) по геологии Южного Приаралья задержалась на 14 лет, в печати значительно раньше появилась его книга «Введение в изучение геологии европейской России» (1923 г.), где Арабо-Кызылкумский вал рассматривался не только как связующее звено между Уралом и Тянь-Шанем, но и как восточное ограничение Восточно-Европейской платформы, продолжением которой автор считал в то время докембрийский жесткий подземный горст Устюрта, обтекаемый складчатыми дислокациями палеозойского и мезозойского возраста.

Этот взгляд критиковался в статье А. И. Смолко (1936), который отвергал представление о «жесткой глыбе Устюрта» и отстаивал его возможную нефтегазоносность. А. И. Смолко (1936) соединял Султан-Увайс с Айбугирским горстом и отрицал существование Арабо-Кызылкумского вала, считая, что А. Д. Архангельский построил

его «на основании случайных выходов меловых пород, которые в других местах покрываются горизонтально залегающими третичными и современными отложениями».

Еще до появления работ А. И. Смолко новые материалы по Туаркыру и Устюрту заставили А. Д. Архангельского отказатьаться от представления о докембрийской Устюртской глыбе, и на тектонической схеме СССР (Архангельский и Шатский, 1933) Устюрт показан как зона мезозойской складчатости, ограниченная Арапо-Кызылкумским валом от герцинца Урал-Тяньшаньской области. В дальнейшем изучение данных гравиметрических съемок Закаспия привело А. Д. Архангельского к мысли, что складчатые герцинские сооружения Тянь-Шаня протягиваются на запад от Султан-Увайса к п-ову Бузачи и устью Эмбы, слагая фундамент Северного Устюрта (Архангельский, Федынский, 1936), а затем и к выводу о прямой связи уральских складчатых сооружений с Донбассом через зону Южно-Эмбенского гравитационного максимума. Однако ни в одной из указанных работ не ставится под сомнение существование Арапо-Кызылкумского вала.

А. Д. Архангельский (1941) в своем обобщающем труде подробно излагает все данные об Арапо-Кызылкумском вале и указывает: «сопоставляя все эти факты, легко прийти к заключению, что Урал через посредство подземного фундамента Арапо-Кызылкумского вала и Кызылкумских гор-останцов связывается в одно целое с южными дугами Тянь-Шаня» (стр. 165). Одновременно он говорит и о возможности иного решения вопроса в связи с существованием полосы положительных аномалий силы тяжести, которая соединяет Урал и Донбасс. Он пишет: «Не исключена возможность, что южнее Мугоджар в Уральской системе складок происходит расщепление на две ветви, из которых одна направляется к Тянь-Шаню, а другая — к Донецкому бассейну» (стр. 165). Таким образом, Арапо-Кызылкумский вал в последней работе А. Д. Архангельского, хотя и не рассматривается как граница регионов с разным возрастом складчатости (Устюрт здесь показан белым пятном), но сохраняет значение структурного моста между Уралом и Тянь-Шанем.

4. ИССЛЕДОВАНИЯ 1930—1940 ГОДОВ

Работы А. Д. Архангельского (1923, 1931) широко популяризовали идею о тесной связи Урала с хр. Султан-Увайс и продолжающими его на восток возвышенностями Кызылкумов. Они заставили вспомнить заключение И. В. Мушкетова о геохимическом и петрографическом сходстве этих территорий. Представление о тесном родстве палеозойских разрезов Урала и Тянь-Шаня было подтверждено стратиграфическими и палеонтологическими работами В. Н. Вебера, Д. И. Мушкетова, Д. В. Наливкина, Г. Н. Фредерикса и других исследователей, которые показали большое сходство фаунистических комплексов силура, девона и карбона Алайского, Туркестанского и Нуратинского хребтов Южного Тянь-Шаня с аналогичными комплексами Урала. Опираясь на данные И. В. Мушкетова, А. Д. Архангельского и др., А. Е. Ферсман (1931) рассматривал Кызылкумы и Южный Тянь-Шань как составные части уралид — варисцийского пояса горных сооружений, начинающегося от мыса Желания на Новой Земле и уходящего в южные предгорья Ферганы.

А. Е. Ферсман был инициатором создания Кызылкумской геохимической экспедиции АН СССР, организация которой была связана с идеей соединения Урала и Тянь-Шаня через Кызылкумы и возможном обогащении места резкого изменения простираций хребтов крупными месторождениями полезных ископаемых. В составе экспедиции работали А. Ф. Соседко, И. П. Герасимов, С. Н. Колов, Н. В. Ломакин, А. С. Запорожцева, Н. П. Петров, Л. Л. Шилин, А. С. Осипов и др. Основной задачей экспедиции являлось исследование минеральных богатств Кызылкумов. В ходе работ выявлено и исследовано большое количество новых месторождений полезных ископаемых: месторождения бирюзы, корунда и наждака, асбеста, мышьяковых руд, марганца в Тамдынском горном массиве, олова в Алтынтау, медные и баритовые месторождения в Букантау (Соседко, 1934); султанувайские месторождения фосфоритов, талька и мраморов, мергелей, глин, кила, трепелов, железняков. Одновременно изучены рельеф и геоморфология Кызылкумов.

В 1932 г. в Султан-Увайсе проводил работы Л. Л. Шилин. На южных склонах хребта им найдены пегматитовые жилы. В связи с этим в 1934 г. Таджикско-Памирской экспедицией в Султан-Увайс был направлен геологопоисковый отряд под руководством А. В. Пэка. Взгляды А. В. Пэка значительно отличаются от выводов А. Н. Чуракова, опубликовавшего в одной с ним книге результаты своих старых работ (Пэк и Чураков, 1936). А. В. Пэк выделил в метаморфических толщах хребта три свиты: 1) биотитовые гнейсы и мраморы; 2) кварциты; 3) эфузивные и туфогенные породы; объем и последовательность этих свит оказались у А. В. Пэка совершенно иными, чем в схеме А. Н. Чуракова. Наиболее древними породами А. В. Пэк считал развитую на востоке хребта свиту биотитовых гнейсов и мраморов, наиболее молодыми — эфузивные и туфогенные породы западной части хребта. А. В. Пэк предполагал существование угловых несогласий между всеми свитами, но не обосновал это предположение фактическим материалом.

Изменение простирации свиты кварцитов в центральной части Султан-Увайса А. В. Пэк объяснял влиянием жесткого субстрата на вторичную складчатость. В работе А. В. Пэка описаны Кызылсайское и Казгантауское месторождения талькового камня. А. В. Пэк резко занимал запасы талькового камня, определив их цифрой порядка 1 млн. т. Как было выяснено впоследствии разведочными работами И. Ф. Мареиньшина и Я. С. Висыневского (1947—1948 гг.) и в особенности детальной разведкой этих месторождений группой Л. Б. Когана и В. В. Кулаченко в 1954—1965 гг. (Коган, 1962), общие запасы талькового камня Султан-Увайса только для изученных участков составляют 485 млн. т.

В 1937 г. основные и ультраосновные породы хр. Султан-Увайс изучал Я. С. Висыневский. Он, как и А. В. Пэк, считал, что восточная и центральная части хребта сложены различными комплексами пород, но главнейшей палеозойской структурой хребта является антиклинальная складка с гранодиоритовым Актауским массивом в ядре. Им было обнаружено ильменито- и титано-магнетитовое оруденение, связанное с Тебинбулакским габбро-пироксенитовым массивом, а также габбро-нориты и габбро-сиениты в южной и восточной частях массива. Я. С. Висыневский впервые указал на никеленосность серпентинитов Султан-Увайса.

В предвоенные годы и в 1941—1950 гг. соотношения Урала и Тянь-Шаня изучал А. Л. Яншин (1939, 1951, 1953) и группа его сотрудников. Многолетние работы А. Л. Яншина по изучению геологии Северного Приуралья и Закаспия привели его к выводу о широком площадном распространении в Приаралье и на Устюрте унаследованной складчатости платформенного чехла, которая на протяжении мезозой-кайнозойской истории отражала структурные черты погребенного складчатого фундамента. Установив повсеместную дислокированность мезозойских и кайнозойских толщ в Приаралье и на Устюрте (вплоть до голоценовых морских осадков Аральского моря с *Cardium edule*), А. Л. Яншин скептически отнесся к представлению А. Д. Архангельского об Арало-Кызылкумском вале. В этом представлении он видел попытку увязать между собой известные в то время разрозненные дислокации меловых и третичных пород, механически соединить несколько несвязанных между собой унаследованных антиклинальных структур и представить их единственной крупной дислокацией среди обширной площади распространения горизонтально залегающих молодых осадков.

А. Л. Яншин сначала допускал возможность связи герцинских структур Урала и Тянь-Шаня. Однако позже он пришел к выводу, что как герцинские складки, так и унаследованные дислокации Южного Урала и Мугоджар погружаются и затухают в южном направлении, не поворачивая ни на юго-запад на соединение с Донбассом, ни на юго-восток навстречу Тянь-Шаню, и до конца сохраняют меридиональные простирации. Тяньшаньские же герцинские структуры, по предположению А. Л. Яншина, сформировавшиеся несколько ранее тяньшаньских, протягиваются в широтном направлении через п-ов Бузачи на соединение с Донбассом. Они ограничены с севера глубоким верхнепалеозойским краевым прогибом, в котором и затухают южные окончания уральских складок. В частности, зона унаследованных антиклинальных структур, продолжающаяся по простирации Тобольскую (Иргизскую) герцинскую зону Восточного Урала, прослеживается А. Л. Яншиным на юг на расстояние выше 450 км. Она ограничивается с востока Челкарский наложенный мезозой-кайнозойский прогиб и доходит до широты о. Лазарева в южной части Аральского моря, но, по мнению А. Л. Яншина (1951), не соединяется с выходами мела на п-ове Муйнак, имеющими северо-западное простижение.

Арало-Кызылкумский вал как единая структура, по заключению А. Л. Яншина, не существует ни в палеозойском складчатом основании, ни в мезозой-кайнозойском чехле. Дальнейшее развитие представлений о геологии Приаралья было во многом обусловлено этим выводом. Так, на тектонических картах СССР, изданных под редакцией Н. С. Шатского, в противоположность схемам А. Д. Архангельского (1933), структурных связей между Уралом и Тянь-Шанем не показано, и уральская и тяньшанская складчатые системы оказались разобщенными.

В 1946 г. ВСЕГЕИ была организована Амударинская комплексная партия, работами двух отрядов которой руководили П. П. Чуенко и А. И. Смолко. Эти исследователи указали на широкое распространение под песками Кызылкумов наряду с меловыми и палеогеновыми породами отложений неогена и в связи с этим по новому решили вопрос о происхождении кызылкумских эоловых песков, считая их результатом перевивания отложений аллювиально-озерных неогеновых равнины. Континентальные отложения неогена Кызылкумов и Каракумов были расчленены А. И. Смолко на три свиты — эльдикскую, садыварскую и заунгузскую; возраст двух нижних, как полагал А. И. Смолко, миоценовый, верхней же — заунгузской — миоцен-плиоценовый, хотя во всех трех свитах им были собраны остракоды, определенные М. И. Мандельштамом, как позднеплиоценовые.

П. П. Чуенко, посетивший в 1946 г. Султан-Увайс, впервые установил наличие морских альбских (клансейских) отложений в его водораздельной части в районе верховьев Кызылсая. Это окончательно доказало, что хребет не является «останцией» древнего палеозойского кряжа и что его современное поднятие является результатом кайнозойских движений. На южном склоне Султан-Увайса в гальке и валунах плотных кремнистых известняков, входящих в состав древнего пролювиального шлейфа, П. П. Чуенко обнаружил остатки силурской и девонской фауны: брахиопод, ругоз и амфибор плохой сохранности. Эта находка, хотя и сделанная не в коренных породах, впервые указала на возможность наличия в хребте среднепалеозойских отложений.

В 1947 г. Я. С. Висьневский, проводивший разведочные работы на Кызылсайском месторождении талька, нашел в центральной части Султан-Увайса уже в коренном залегании многочисленные остатки амфибор и кораллов силур-девонского возраста. В 1948 г. им же были обнаружены остатки позднедевонских (фаменских) брахиопод в западной части хребта, в мраморах возвышенности Куянчик (Висьневский, 1950). Находки палеозойской фауны совершили изменения представления о возрасте метаморфических толщ хр. Султан-Увайс. Если раньше многие геологи считали его выступом древнего кристаллического основания, если, не зная о работе Я. С. Висьневского, А. Л. Яншин (1951) относил толщу гнейсов и мраморов хребта к протерозою, то теперь выяснился их силур-девонский возраст, в том числе и наиболее древних, по представлениям А. В. Пэка, мраморов метаморфических толщ хребта и гнейсов его восточной части. Сохранив деление А. В. Пэка на три свиты и принятую им стратиграфическую последовательность свит, Я. С. Висьневский (1950) отнес свиту гнейсов и мраморов восточной части хребта к верхнему силуру — нижнему девону, свиту кремнистых сланцев центральной части хребта, как менее метаморфизованную и залегающую стратиграфически выше, — к среднему девону, а вулканогенный комплекс западной части гор — к верхнему девону.

В 1951 г. К. Л. Бабаев (1956) исследовал пегматиты Султан-Увайса. В 1958 г. П. П. Боровиков, И. Я. Дядькина и В. Д. Никитин подробно описали строение некоторых редкометальных пегматитовых жил хребта. В трудах К. Л. Бабаева и указанных исследователей развиваются противоположные взгляды на происхождение гранитных пегматитов: представление об их образовании путем фракционной кристаллизации остаточных пегматитовых расплавов в изолированных камерах (К. Л. Бабаев) и представление о метасоматическом происхождении гранитных пегматитов и связанного с ними оруденения в результате проникновения по трещинам в метаморфические толщи постмагматических растворов (В. Д. Никитин и др.).

В 1946—1948 гг. Б. Б. Митгарц и А. Н. Семихатов проводили гидрогеологическое исследование территории Каракалпакской АССР. Одновременно А. А. Ямнов и М. К. Граве (1946—1949) занимались изучением четвертичных отложений и геоморфологии среднего течения Амударьи. Ими были изучены отложения акчадаринских и амударинских древних протоков и современных русел, отложения озерных котловин и неогеновые континентальные отложения возвышенных равнин Кызылкумов и Каракумов. Убедившись в ходе работ в неудовлетворительности схемы расчленения континентального неогена А. И. Смолко,

А. А. Ямнов (1950) предложил расчленять эти отложения на две свиты — заунгузскую и более молодую, залегающую на ее размытой поверхности, кызылкумскую. Возраст обеих свит по многочисленным находкам остракод, определявшихся М. И. Мандельштамом, А. А. Ямнов считает позднеплиоценовым, причем заунгузская свита северо-восточных Каракумов, по его мнению, сформирована прибрежно-морскими и дельтово-аллювиальными образованиями акчагыльского возраста.

В сентябре 1950 г. в Султан-Увайсе и его окрестностях были проведены работы, связанные с предполагавшимся строительством канала и возведением Тахиаташской плотины на Амударье. Отряды геологов АН КазССР под руководством В. Г. Сагунаева, И. С. Щеблыкина и А. Д. Дубоделова исследовали месторождения строительных материалов в Султан-Увайсе. Параллельно с этими работами группой геоморфологов (А. С. Кесь и др.) изучены территории древних дельт Амударьи — Хорезмийской, Сарыкамышской и Акчадарыинской, Сарыкамышская котловина и древнее русло Узбоя и составлены детальные геоморфологические карты этих территорий.

5. ИССЛЕДОВАНИЯ 1950—1960 ГОДОВ

Пятидесятые годы, несомненно, являются началом качественно нового этапа геологического изучения Средней Азии. Широкое развитие площадных геологических съемок, различных видов геофизических работ и комплексных геолого-геофизических исследований, большой объем буровых работ провели к накоплению огромного количества материалов по глубинному строению Средней Азии и по геологии, тектонике, металлогении и стратиграфии ее поверхностных слоев.

Началом нового этапа исследований хр. Султан-Увайс можно считать 1953—1956 гг., когда в Южном Приаралье начал осуществляться обширный комплекс геофизических работ, а Узбекское ГУ приступило к проведению планомерной геологической съемки всей территории Южного Приаралья.

Работы по геологической съемке Южного Приаралья начали проводиться с территории хр. Султан-Увайс. Над составлением геологической карты хребта работала в 1954—1958 гг. группа геологов Узбекского ГУ: Г. Ю. Алферов, А. А. Кулеш, Д. А. Рубанов, Р. И. Буртман, Н. А. Когай. При изучении палеозойских толщ исследователи первоначально придерживались представлений А. В. Пэка и Я. С. Висыневского, которые считали породы восточной части хребта по сравнению с отложениями центральной и западной частей более древними. В первые же годы ими были собраны богатые коллекции палеозойских криноидей, кораллов, амфибор, строматопор и брахиопод. При их определении установлена принадлежность к эйфельскому ярусу среднего девона мощной толщи вулканогенных отложений западной части хребта (шайхджейлинской свиты), которую Я. С. Висыневский считал наиболее молодой, и мраморов и гнейсов восточной части хребта, которые, по Я. С. Висыневскому, были наиболее древними. Таким образом, работы геологов Узбекского ГУ показали одновозрастность совершенно различных по составу, химизму и характеру метаморфизма формаций западной и восточной частей хребта, наличие различных типов разрезов одновозрастных отложений, связанных переходами по простиранию. Однако авторы не сформулировали этот вывод, а описали все свиты, как единый разрез последовательно отлагавшихся силурийских (?), нижне- и среднедевонских отложений.

Большое количество материалов собрано геологами Узбекского ГУ по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений хр. Султан-Увайс. Стратиграфическая схема четвертичных отложений разработана Н. А. Когаем (1957) на геоморфологической основе и распространена в последующих работах на всю территорию Западного Узбекистана (Когай и Мамедов, 1960). Эта схема подверглась резкой и справедливой критике Ю. А. Скворцова (1962), который показал, что так называемая «князьбулакская поверхность выравнивания» северного склона хребта, по Н. А. Когаю, нижнечетвертичная, имеет, во всяком случае, доакчагыльский возраст.

Изучение палеозойских структур хребта показало, что установленный А. В. Пэком Кызылсайский меридиональный разлом не существует, а палеозойские толщи в центральной части хребта плавно изгибаются. Однако основные палеозойские структуры хребта группой Г. Ю. Алферова и А. А. Кулеша были описаны неправильно. Крупнейшую пологую куполообразную брахиантклиналь хребта, в центральной части которого палеозойские толщи залегают почти горизонтально, авторы почему-то сочли

запрокинутым крылом расположенной севернее Кызылсайской антиклинальной складки; искусственно протягивая последнюю через весь хребет, они назвали ее «крупнейшей палеозойской структурой» Султан-Увайса. Неправильно была описана и другая крупная брахантеклиналь — пологий свод в низовьях Каэралсая.

В 1954—1955 гг. хр. Султан-Увайс посетил А. М. Виленский (1959), проводивший структурное и петрографическое изучение центральной части хребта; результаты исследований были изложены им в ряде работ. Рассматривая палеозойскую структуру Султан-Увайса, А. М. Виленский определяет ее как «усложненное складками второго порядка южное крыло опрокинутой к югу крупной антиклинали, погружающейся на северо-запад» (1959, стр. 5); с общим погружением этой структуры А. М. Виленский связывает и изменение простирания палеозойских толщ в центральной части хребта. При этом автор не обосновывает никаким фактическим материалом это представление, которое он лишь декларирует. Приводимые им самим на прилагаемой к работе структурной карте замеры падений и простираций прямо опровергают представление ее автора о погружении на запад запрокинутой антиклинали.

Столь же необосновано произведенное А. М. Виленским расчленение на узкие тектонические щели и полосы ордовикского, силурийского и девонского возраста единой толщи мраморов и гнейсов южного склона восточной части хребта. Это расчленение особенно непонятно потому, что во времени работ А. М. Виленского весь разрез толщи мраморов и гнейсов, в том числе и участки, отнесенные им к ордовику, были уже охарактеризованы богатыми сборами девонских криноидей, табулат, амфибор и ругоз. На структурно-геологической карте А. М. Виленским изображен грандиозный поперечный разлом западнее Кызылсая, разбивающий хребет на два блока, сложенные совершенно различными стратиграфическими комплексами палеозоя, при этом западный блок надвинут на восточный; этот разлом также не соответствует реальному геологическому строению хребта.

С 1953 г. Всесоюзным геофизическим трестом начаты планомерные геофизические работы по изучению глубинного строения Южного Приаралья и Кызылкумов. Исследованиями Д. В. Злобина и В. И. Павловского установлено наличие Арало-Кызылкумского разлома северо-западного направления с резким погружением палеозойского фундамента к западу от него и наличие идущего вдоль разлома валообразного поднятия палеозойского фундамента — Амударьинского вала, соответствующего Арало-Кызылкумскому валу А. Д. Архангельского. Дальнейшие исследования Н. В. Эпштейна, А. М. Щукевич, Н. Б. Федоровича и Я. Г. Воробьева, Е. С. Кузнецова, Л. Н. Котляревского, И. А. Фузайлова, О. В. Посашева, Н. И. Оранского и других геофизиков и геологов подтвердили существование Амударьинского вала в кровле фундамента и выявили его связь через гравитационные аномалии района горы Сокуль с областью Питнякских поднятий.

В 1950 г. и в начале 1960 г. появилось много новых работ, затрагивающих проблему соотношения Урала и Тянь Шаня. Б. А. Петрушевский (1955) указал на существование непосредственной связи между уральским и тяньшаньским варисцийскими складчатыми сооружениями. С. С. Шульц^{ст.} (1955), опираясь на аэровизуальные наблюдения, пришел к заключению о широтном простирации альпийских складок Арало-Каспийского региона, считая Мангышлак-Айбуирскую систему дислокаций прямым продолжением хр. Султан-Увайс на запад. Ю. И. Сытин (1960) указал на довольно резкое различие характера гравитационных и магнитных полей над меридиональными структурами Уральской складчатой области и северо-западными тяньшаньскими и предположил, что существует крупный разлом северо-восточного простирания, по которому уральская и тяньшанская тектонические зоны сочленены.

К такому же выводу пришли Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман (1960), предполагая «торцовое» сочленение герцинских структур Урала и Тянь-Шаня по разломам, которые, однако, по их мнению, не лежат на одной линии, а кулисообразно подставляют друг друга.

В районе сочленения уралид и тяньшанид в юго-восточном Приаралье эти авторы выделили овальную «Бельтаускую зону дробления» с интенсивным положительным мозаичным магнитным полем. В соответствии с представлениями А. Л. Яншина, Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман предположили, что фундамент Устюрта сложен продолжающимися

ца северо-запад варисцкими складками Тянь-Шаня; непосредственным продолжением хр. Султан-Увайс они считали Актумуское и Касарминское поднятия фундамента Устюрта. Представление о «торцово-вом» сочленении уралид и тяньшанид отражено и в монографии И. С. Вольвовского, Р. Г. Гарецкого, А. К. Шлезингера и В. И. Шрайбмана «Тектоника Туранской плиты» (1966), хотя здесь оно высказано в более осторожной форме, чем в предшествующих работах.

Геологосъемочные, буровые и сейсмические работы на территории Южного Приаралья, проводимые с 1957 г. многими организациями (СГПК, ВАГТ, ВНИГНИ, Главгеология УзССР), неопровергнуто установили, что под маломощными голоценовыми наносами Амудары от хр. Султан-Увайс до п-ова Муйнак в Южном Приаралье протягивается широкая полоса выходов меловых пород, постепенно меняющая простирание от широтного на юго-востоке до строго меридионального на севере, полностью соответствующая тому структурному плану, который воссоздал А. Д. Архангельский по выходам мела из-под амударьинских наносов. Как показало профильное бурение и сейсмические работы, поднятие меловых пород соответствует валообразному поднятию палеозойского фундамента, которое с юго-запада обрывается зоной крупных разломов.

Геологосъемочные работы на территории Южного Приаралья и сопровождавшее их картировочное бурение дали возможность установить следующие особенности геологического строения Южного Приаралья:

1) в пределах Южно-Аральской и Сарыкамышской котловины, а также Аральской, Сарыкамышской, Акчадарыинской и Хорезмийской дельт Амудары широко распространены акчагыльские и ашхеровские морские отложения, что подтвердило представление Н. П. Луппова и А. Г. Эберзина, Л. П. Копаевича и др. о доакчагыльском возрасте этих котловин. С осадками акчагыльского морского бассейна в Южном Приаралье связаны мощные соленосные толщи астраханитов (южнее возвышенности Бельтау), что позволило предполагать здесь существование в акчагыльское время лагунного засоленного бассейна типа Карабогаз-Гола;

2) в районах северо-западных и юго-западных Кызылкумов широко развиты аллювиально-озерные, мелководно-морские и дельтовые отложения верхнеплиоценового возраста мощностью до 300 и даже до 500 м. Таким образом, подтвердилось предположение А. А. Ямнова (1950) о верхнеплиоценовом возрасте большинства отложений «кызылкумской» свиты. Однако возраст заунгузской свиты северо-восточных Каракумов остался спорным. Одни исследователи (Грамм, 1962; В. Г. Данилов, Б. И. Пинхасов и др.) считают его позднеплиоценовым, другие (Животовская, 1960; Луппов, 1963) — ранне-среднеплиоценовым;

3) в Южном Приаралье обнаружены юрские отложения (Лигуша, Носов, 1960; Попов, 1961 и др.);

4) разрезы меловых, палеогеновых и миоценовых отложений Юго-Западного и Юго-Восточного Приаралья резко различны как по фациям, так и по мощностям (Акрамходжаев и др., 1962; Попов и Кувшинова, 1964 и др.);

5) в составе пород фундамента Южного Приаралья широко развиты плутонические образования (граниты, гранодиориты, диориты, габбро) и эфузивы.

С 1956 по 1966 г. геологоразведочная партия треста «Химгеолнеруд» под руководством Л. Б. Когана разведывала месторождения талькового камня на территории хр. Султан-Увайс. Установлено, что месторождения талькового камня являются крупнейшими на территории СССР; общая мощность подсчитанных запасов талькового камня только на

разведенных участках достигает почти 500 млн. т. Л. Б. Коган исследовал многие участки хребта на золото, серебро, марганец, никель, кобальт, полудрагоценные и драгоценные камни. Он указал на перспективность султанувайских месторождений бирюзы и на промышленные содержания никеля и кобальта в корах выветривания на ультрабазитах.

В начале 1960 г. в пределах хребта работали геологи Министерства геологии УзбССР Н. И. Борозенец, С. А. Виноградов и М. У. Усманов, которые установили золото-кварцевое оруденение в центральной части хребта и провели опробование одного из золотоносных участков правобережья Джамансая.

В 1957—1960 гг. в Кызылкумах и Приаралье исследования проводила тектоническая партия ВСЕГЕИ в составе Ю. А. Лихачева, В. С. Владимирского, Э. В. Маловой и С. С. Шульца мл. Изучение стратиграфии и тектоники палеозойских толщ Кызылкумов и хр. Султан-Увайс привело исследователей к выводу, что разрез палеозойских отложений Султан-Увайса представляет собой промежуточное звено между среднепалеозойскими отложениями Восточного Урала и Тянь-Шаня, а в структурном и металлогеническом отношении хребет «является южной оконечностью палеозойских структур складчатого пояса восточного склона Урала». Существует непосредственная структурная связь уральского и южно-тиньшаньского палеозойских складчатых поясов (Лихачев и др., 1963). Изучение геологии Южного Приаралья и хр. Султан-Увайс было продолжено в 1961—1971 гг. автором настоящей работы. Некоторые выводы были опубликованы в статьях, посвященных характеру сочленения структур Урала и Тянь-Шаня в платформенном чехле Туранской плиты (Шульц мл., 1965) и в ее складчатом фундаменте (Шульц мл., 1966).

Обобщение геофизического и геологического материала Каракалпакии и Южного Приаралья проведено Ю. А. Федотовым (Акрамходжаев, Федотов и др., 1962), который разделил территорию Каракалпакии по характеру геофизических полей, глубине залегания фундамента и истории геологического развития в мезозойское и кайнозойское время на две тектонические зоны — восточную, Арало-Кызылкумскую, и западную, Устюртскую, — имеющие разный возраст складчатости. Зоны разделены глубинным разломом, который Ю. А. Федотов предложил назвать «структурной линией А. Д. Архангельского». По геофизическим и геологическим данным, «Султануздагская ветвь тяньшанид», по мнению Ю. А. Федотова, пересекает Аральское море в меридиональном направлении (от п-ова Муйнак через острова Возрождения к п-ову Куланды). К этому же заключению пришел коллектив геофизиков ВСЕГЕИ под руководством З. А. Макаровой, которая при районировании магнитного поля Средней Азии связала Султануздагскую зону с Прииргизской, представляющей собой ее прямое продолжение на Урале.

Иная точка зрения отражена в статье Д. П. Голуб (1964), которая, вслед за Р. Г. Гарецким и В. И. Шрайбманом, выделила «Султануздаг-Кассарминскую зону герцинских структур». Однако очертания этой зоны на схеме Д. П. Голуб совершенно иные, чем у Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана, и п-ов Муйнак на ее схеме попадает не в эту зону, а в южное продолжение Прииргизской зоны уралид.

Широкое признание многими геологами металлогенической и структурной связи Западного Узбекистана с Уралом побудило руководителей Министерства геологии УзбССР организовать в 1963 г. экскурсию на Урал, в которой участвовали многие ташкентские геологи, работавшие до этого в Кызылкумах и Приаралье. После экскурсии были опубликованы статьи А. К. Бухарина, И. А. Пяновской и К. К. Пяткова (1964), К. М. Кромской и В. В. Баранова (1964), в которых указывалось на петролого-металлогенические и другие признаки взаимосвязи Тянь-Шаня с Уралом и рассматривалось положение Кызылкумов и Приаралья, как места, где осуществляется непосредственная связь палеозойских структур Урала и Тянь-Шаня в фундаменте Ту-

ранской плиты. В статьях В. Г. Гарьковца (1964, 1967) был выделен «магнетитовый пояс», протягивающийся из Зауралья в Кураминскую зону Срединного Тянь-Шаня, и высказана гипотеза о существовании крупного горизонтального смещения всех толщ складчатого фундамента в районе сочленения уральских и тяньшаньских структур — Урало-Тяньшанского сдвига, амплитуда которого, по В. Г. Гарьковцу, достигает 150 км. В. Г. Гарьковец обосновывает свое представление о существовании сдвига ацизом карты магнитных аномалий, указывая на общее смещение их осей по линии северо-восточного простирания, соответствующей предполагаемому сдвигу. Однако детальный анализ карт магнитных аномалий, проведенный за последние годы геологами и геофизиками ВСЕГЕИ, заставляет сомневаться в существовании крупных горизонтальных смещений осей линейных аномалий в зоне предполагаемого В. Г. Гарьковцем сдвига и свидетельствует, скорее, в пользу плавного изгиба этих осей, соответствующих осям палеозойских структур — «Кызылкумской сигмоиды», о которой писал Ю. А. Лихачев и др. (1963). Никаких геологических факторов, которые указывали бы на существование горизонтального смещения (или серии смещений) толщ складчатого фундамента или платформенного чехла в зоне сочленения уральских и тяньшаньских структур, до настоящего времени не обнаружено.

В последние годы работы по изучению геохимии, металлогенических особенностей и петрографии палеозойских пород хр. Султан-Увайс проводят сотрудники Ин-та геологии и геофизики АН УзССР И. Х. Хамрабаев, В. Я. Казакевич, А. А. Кустарникова, Г. Г. Лихойдов, Х. Р. Рахматуллаев, А. Ф. Свириденко и др. Изучением строения и состава складчатого фундамента Южного Приаралья и Западного Узбекистана занимаются М. А. Ахмеджанов, А. А. Арипов, О. М. Борисов, К. К. Курбанизов, И. А. Фузайлов.

В работах И. Х. Хамрабаева поддерживается идея связи Южного Урала и Тянь-Шаня через хр. Султан-Увайс и Кызылкумы и приводится ряд петролого-металлогенических доказательств существования такой связи: указывается на широкое развитие на площади Султан-Увайса и Кызылкумов колчеданного оруденения уральского типа, на одновременное внедрение гипербазитов, базитов и большей части гранитоидных интрузий на Южном Урале и в Кызылкумах, на наличие офиолитовых поясов с родственным химизмом и др. Различия между Уралом и Тянь-Шанем И. Х. Хамрабаев видит в более широких масштабах проявления основного вулканизма и более широком распространении гипербазитовых массивов на Урале по сравнению с Тянь-Шанем, в повышенной щелочности гранитоидов Южного Урала, в преобладающем развитии на Южном Урале (и отчасти в хр. Султан-Увайс) железорудного и медного оруденения, а в Южном Тянь-Шане —вольфрам-молибденового и оловянного оруденения (Хамрабаев и др., 1964; Хамрабаев, 1969).

В сводной работе «Петрография Узбекистана» (т. I, 1964) район хр. Султан-Увайс описан А. Ф. Свириденко. Важные сведения о марганцевости сланцев башмазарской и джамансайской свит в центральной части хребта приведены в статье А. Ф. Свириденко, А. А. Кустарниковой и А. В. Каюмова (1966).

За последние годы интерес геологов к вопросу о характере сочленения уральских и тяньшаньских структур на территории Туранской плиты особенно возрос в связи с большим значением этой проблемы для понимания металлогенеза сочленяющихся структур. Проблеме сочленения уральских и тяньшаньских структур посвящены многие статьи и книги, вышедшие за последнее десятилетие (Абдулин, 1968; Арипов и др., 1969; Ахмеджанов, 1969; Ахмеджанов и др., 1969; Бухарин и др., 1964; Гарьковец, 1964; Неволин, 1965; Хамрабаев и др., 1964; Хамрабаев, 1969; Шульц мл., 1965, 1966, 1967; сборник статей «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня», 1969 и др.). В Министерстве геологии УзССР в 1968 г. создана геологическая партия, специально занимающаяся изучением характера сочленения уральских и тяньшаньских структур.

Резко возрос объем работ, проводимых непосредственно на территории хр. Султан-Увайс. С 1966 г. геологической партией Министерства геологии УзССР под руководством А. А. Кулеша производится съемка хребта, сопровождающаяся геологопоисковыми работами.

С 1967 г. действует также Султануиздагская геофизическая партия под руководством А. К. Сологуба, производящая поисковые и поисково-

разведочные геолого-геофизические работы на отдельных участках хребта, наиболее перспективных в отношении полезных ископаемых.

Однако широкий разворот работ и обилие фактического материала пока еще не привели к решению главнейших вопросов геологического строения Приаралья и Кызылкумов, а лишь выявили ряд новых спорных вопросов и проблем. К ним относится, в частности, проблема возраста древних досиурийских толщ Кызылкумов и Нуратинского хребта, представление о шарьяжном, многопокровном строении фундамента Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня, вопрос о возрасте и происхождении глубоко метаморфизованных полосчатых кристаллических сланцев оphiолитовых поясов и др. По этим вопросам существуют различные, часто взаимоисключающие представления. Так, например, если М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов (1967, 1970; Ахмеджанов, 1969) рассматривают территорию Южного Приаралья, Кызылкумов и западной части Южного Тянь-Шаня как сформировавшуюся в конце раннего протерозоя платформу, переживавшую в рифе, венде и раннем палеозое платформенный этап развития и только в силуре — девоне вновь вовлеченному в геосинклинальное прогибание и превратившуюся в часть подвижной области, то К. К. Пятков, И. А. Плюсовская, А. К. Бухарин, Ю. К. Быковский (1967), напротив, считают, что территория Приаралья, Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня от начала рифея до позднего палеозоя непрерывно была геосинклинальной областью, сохранявшей во все этапы своей протерозойской и палеозойской истории высокую подвижность и типично геосинклинальные условия осадконакопления. В соответствии с такими противоположными и крайними взглядами указанные группы геологов совершенно по-разному характеризуют мощности, литологические и фациальные особенности рифейских, вендских, кембрийских и ордовикских отложений Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня.

Разные точки зрения существуют в настоящее время и на характер соотношения варисцийских структур Урала и Тянь-Шаня. Их можно свести к следующим основным группам взглядов.

1. Варисцийские складчатые структуры Урала и Тянь-Шаня одновозрастны и прямо продолжают друг друга, образуя единую дугу в фундаменте Туранской плиты (Лихачев и др., 1963; Бухарин и др., 1964; Гарьковец, 1964; Шульц мл., 1965, 1966 и др.).

2. Палеозойские структуры Урала и Тянь-Шаня в фундаменте Туранской плиты расщепляются; их основные, восточные, ветви соединяются между собой, а западные продолжаются на запад и соединяются с Донбассом и со структурами фундамента Скифской плиты (Архайгельский, 1941; Ахмеджанов и др., 1967; Хамрабаев, 1969 и др.).

3. Варисцийские складчатые сооружения Урала и Тянь-Шаня разновозрастны; более ранние по возрасту тяньшаньские структуры (тяньшаниды) слагают большую часть фундамента Кызылкумов и Устюрта, а более молодая уральская складчатая система (уралиды) ограничивается на юге тяньшанидами, отделяясь от последних системой глубинных разломов (Яншин, 1951; Гарецкий и Шрайбман, 1960; Гарецкий, 1962; Вольтовский и др., 1966).

4. Меридиональные уральские и субширотные тяньшаньские варисийские структуры наследуют простирания более древних докембрийских складчатых структур и перекрещиваются в фундаменте Туранской плиты. Тянь-Шань продолжается далее на запад, а Урал — далее на юг, в Восточные Каракумы, Восточный Иран (Табас) и Юго-Восточную Аравию (Оманский хребет; Furon, 1941; Трескинский, 1946; Амурский и др., 1966).

5. Урал и Тянь-Шань не соединяются друг с другом и представляют собой совершенно различные по своим геофизическим характеристикам области. Фундамент большей части Туранской плиты, разделяющей Урал и Тянь-Шань (в частности, фундамент всего Приаралья), является древней докембрийской жесткой глыбой, ограничивающей распространение уральской и тяньшаньской складчатости на юг и запад (Кунин, 1970).

Несмотря на то, что перечисленные концепции во многом противоположны друг другу, все они являются результатом анализа имеющегося фактического материала; в какой-то степени они даже дополняют одна другую. Характерно, что большинство геологов, в частности, все

те, кто непосредственно занимается изучением палеозойских толщ Кызылкумов и Южного Приаралья, приходит к выводу о существовании прямых структурных, петрохимических и металлогенических связей Урала с Тянь-Шанем. Более разноречивы взгляды геофизиков, из которых одни (Ю. А. Федотов, Б. Б. Таль-Вирский) отстаивают представление о связи Урала с Тянь-Шанем, другие (Д. М. Мильштейн) указывают на возможное перекрещивание уральских и тяньшаньских структур, а третьи (Н. Я. Кунин) отрицают всякую связь между ними.

Последнее представление было наиболее четко изложено Н. Я. Кунином в докладе 14.IV.1970 г. на заседании МОИП. Он указал на резкое различие геофизических характеристик однотипных структурных элементов Урала и Тянь-Шаня — антиклиниориев и синклиниориев; на существенную расслоенность земной коры в пределах Тянь-Шаня, не характерную для Урала; на особые (несхожие ни с уральскими, ни с тяньшаньскими) аномалии магнитного поля и силы тяжести, свойственные Арало-Тургайско-Кызылкумской части Туранской плиты, разделяющей Урал и Тянь-Шань. Основываясь на этих различиях, Н. Я. Кунин заключил, что фундамент всего Приаралья, Кызылкумов и большей части Тургайского прогиба — это часть древней докембрийской платформы, которая разделяла в палеозое геосинклинальные прогибы Урала и Тянь-Шаня, не соединявшиеся между собой. Не вступая в полемику с Н. Я. Кунином, можно отметить точное соответствие границ выделяемой им древней платформы с границами современной Туранской плиты. Весьма вероятно, что многие существующие в действительности различия геофизических полей этой части плиты, Урала и Тянь-Шаня обусловлены их новейшей, неоген-четвертичной историей и в большей степени отражают различный для этих регионов современный тектонический режим, чем особенности их развития в палеозое.

Глава III

СКЛАДЧАТЫЙ ФУНДАМЕНТ ЮЖНОГО ПРИАРАЛЬЯ. СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ХРЕБТА СУЛТАН-УВАЙС И ПРИЛЕГАЮЩИХ УЧАСТКОВ ФУНДАМЕНТА

Строение складчатого фундамента Южного Приаралья известно по данным площадных геофизических съемок (рис. 5, 6), бурения (рис. 7) и изучения коренных выходов пород фундамента. Практика показывает, что геофизические данные надежно интерпретируются только в случае их привязки к известным и хорошо изученным геологическим объектам — коренным обнажениям и скважинам глубокого профильного бурения. В настоящей и следующей главах будут рассмотрены именно эти геологические объекты; выводы же об общих закономерностях строения фундамента Приаралья и Кызылкумов излагаются в последней главе книги. Породы фундамента, вскрытые скважинами, подробно не описываются, поскольку их детальная характеристика приведена в работах В. С. Князева и его сотрудников (1963, 1969), Г. Ф. Пантелеева (1964), М. А. Ахмеджанова и др. (1967, 1970) и др.

На территории Южного Приаралья площадью свыше 60 тыс. км^2 (включая крайний юго-восточный участок плато Устюрт) складчатый фундамент вскрыт 49 скважинами, из них 28 пройдено в Юго-Западном Приаралье и на юго-востоке Устюрта, и 21 — в Юго-Восточном Приаралье, включая Арало-Кызылкумский вал. Изучение керновых материалов показывает, что фундамент этих районов сложен разными породами и имеет различное строение.

Фундамент Юго-Восточного Приаралья насыщен плутоническими и вулканогенными образованиями: 13 скважин вскрыли здесь плутонические породы кислого и среднего, реже основного состава, 3 скважины — эфузивы основного и среднего состава, и только 5 — метаморфизованные осадочные толщи. Широкое развитие магматических пород отличает Юго-Восточное Приаралье не только от Юго-Западного (где ни одна из 20 скважин не вскрыла плутонических пород), но и от Центральных Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня, где осадочно-метаморфические толщи занимают значительно большую площадь, чем плутонические и эфузивные породы.

Фундамент Юго-Западного Приаралья по составу и характеру строения также резко отличается от возвышенностей Центральных Кызылкумов и хребтов Южного Тянь-Шаня: его верхняя часть на большей части территории сложена полого залегающим вулканогенно-осадочным покровом каменноугольно-пермско-триасового возраста, сходным по строению с каменноугольно-пермским вулканогенно-осадочным чехлом юго-западной части Гиссарского хребта и залегающим на более древнем кристаллическом основании. Верхний комплекс фундамента вскрыт 21 из 28 скважин; в том числе 14 скважин вскрывают терригенные пестроцветы, флишевые и молассовые образования пермо-триаса, а 7 скважин — слабо метаморфизованные эфузивы липарито-дацитового,

андезитового и андезито-базальтового состава и туфогенно-осадочные образования каменоугольно-пермского возраста. Фундамент в Центрально-Устюртско-Айбугирской зоне поднятий сложен терригенными метаморфическими толщами, сходными по составу с метаморфическими толщами хр. Султан-Увайс.

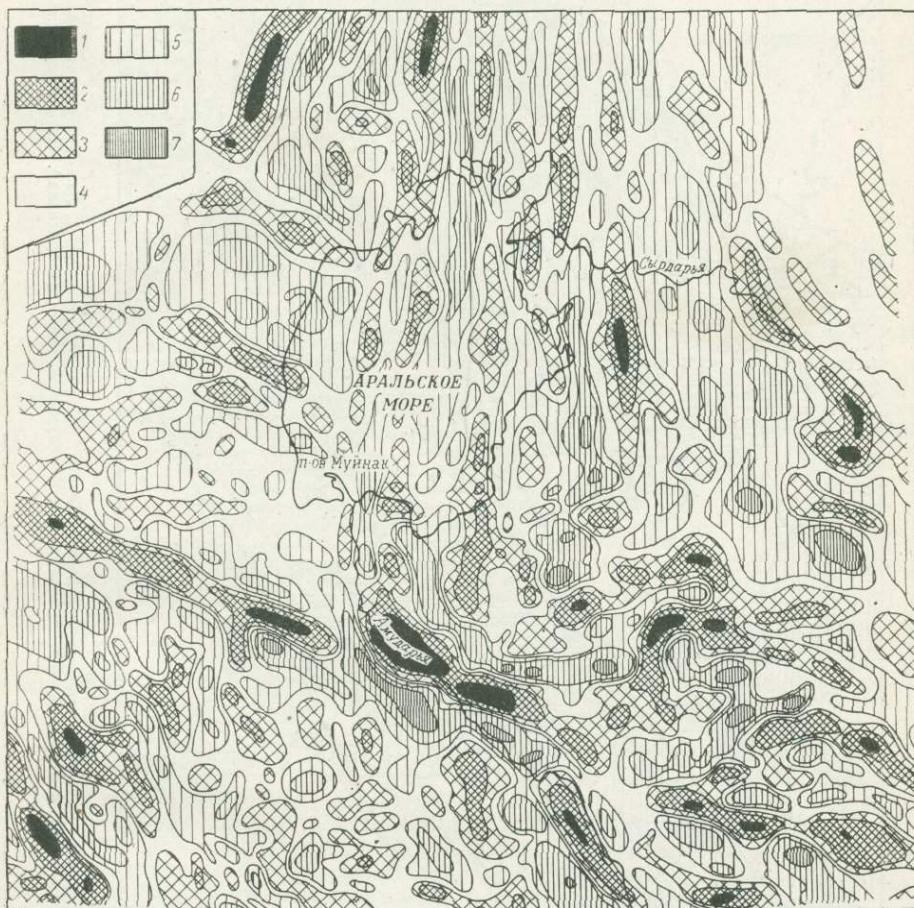


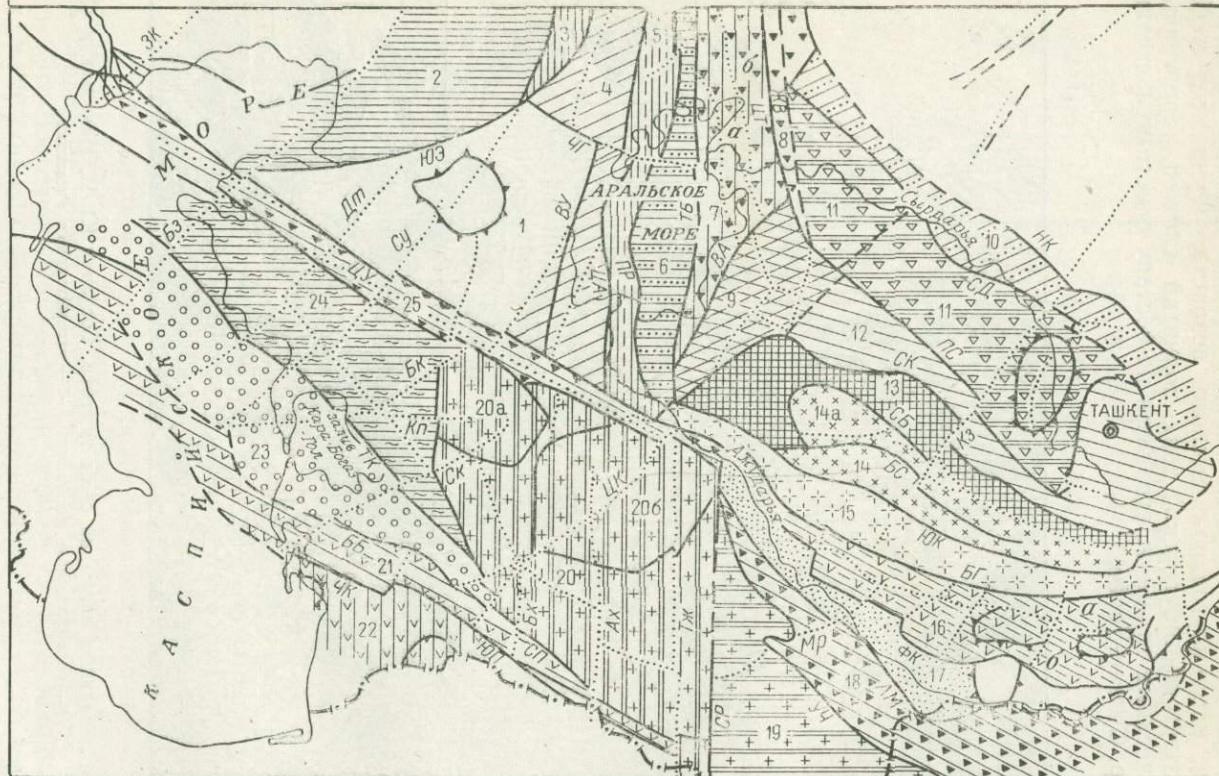
Рис. 5. Карта локальных аномалий силы тяжести. Составил Ю. И. Никольский (1964)
1—4 — положительные аномалии; 5—7 — отрицательные аномалии

Султан-Увайс является единственным обнаженным участком фундамента Южного Приаралья. Площадь обнаженной части фундамента достигает 650 км^2 (около 1% всей территории Южного Приаралья). Геологическое строение этого сравнительно небольшого участка фундамента представляет большой интерес: здесь можно наблюдать строение зоны поворота простираций палеозойских структур, для которой характерна сложность тектонических форм и необычна для палеозойских разрезов изменчивость фаций по простиранию.

На территории хр. Султан-Увайс обнажаются три тектонических блока, для каждого из которых характерен свой последовательный разрез plutонических, вулканогенных и осадочных формаций. Для центрального блока характерна общая антиклинальная структура; он описан в настоящей работе под названием Султанувайского антиклино-

Рис. 6. Схема районирования магнитного поля запада Средней Азии (из работы Т. А. Аргутиной, Д. П. Голуб и др., 1970)

Зоны однотипного магнитного поля:
 1 — Северо-Устюртская, 2 — Южно-Эмбенская и Уралтауская, 3 — Зеленокаменная, 4 — Урало-Тобольская, 5 — Прииргизская, 6 — Аятская, 7 — Кустайский синклиниорий (подзоны: а — Валерьевская, б — Боровская), 8 — Жуванская, 9 — Большого Карагату, 10 — Тюратамо-Присырдарыинская, 11 — Кураминская, 12 — Северо-Кызылкумская, 14 — Центрально-Кызылкумская и Южно-Букантауская (14а), 15 — Кульджуктау-Зираулакская, 16 — Южно-Гиссарская (подзоны: а — Бухаро-Гиссарская, б — Байсунская), 17 — Северо-Амударьинская, 18 — Южно-Амударьинская, 19 — Восточно-Туркменская, 20 — Ербентская с Сарыкамышским (20а) и Центрально-Каракумским (206) выступами, 21 — Красноводско-Предкотдагская, 22 — Западно-Туркменская, 23 — Карабогазская, 24 — Южно-Устюртская, 25 — Центрально-Устюртская. Разломы предполагаемые: а — разграничающие зоны однотипного характера магнитного поля: ЧК и ЮП — Челекено-Кумдагский и Южно-Предкотдагский, СП и ББ — Северо-Предкотдагский и Больше-Балханский, ТК — Туаркырский, ЦУ — Центрально-Устюртский, ЮЭ — Южно-Эмбенский, ЧГ — Чаграйский, ВУ — Восточно-Устюртский, ЦА — Центрально-Аральский, ПР — Прииргизский, ТБ — Тобольский, ВА — Восточно-Аральский, ЦТ — Центрально-Тургайский, ЖВ — Жуванский, СД — Сырдарыинский, НК — Николаевский, ПС — Присырдарыинский, СК — Северо-Кызылкумский, СБ — Северо-Букантауский, БС — Бесапанский, ЮК — Южно-Кызылкумский, БГ — Бухаро-Гиссарский, ФК — Фараф-Кулябский, АМ — Амударьинский, УЧ — Учаджинский, СР — Серахский; б — поперечные разломы; ЗК — Западно-Каспийский, Бз — Бузачинский, Дт — Донгызтауский, Су — Средне-Устюртский, Кп — Капланкырский, Бк — Бекдашский, Ск — Сарыкамышский, ЦК — Центрально-Каракумский, Бх — Бахарденский, Ах — Ахсуйский, Тж — Тедженский, Мр — Марыйский, Кз — Кызылкумекий



Бз — Бузачинский, Дт — Донгызтауский, Су — Средне-Устюртский, Кп — Капланкырский, Бк — Бекдашский, Ск — Сарыкамышский, ЦК — Центрально-Каракумский, Бх — Бахарденский, Ах — Ахсуйский, Тж — Тедженский, Мр — Марыйский, Кз — Кызылкумекий

рия. Его разрез слагают три формации — нижняя терригенная песчано-сланцевая, средняя существенно кремнистая (фтанитовая) с прослойми амфиболизированных диабазов и верхняя вулканогенно-туфогенная. В качестве стратиграфических подразделений первой формации соответ-

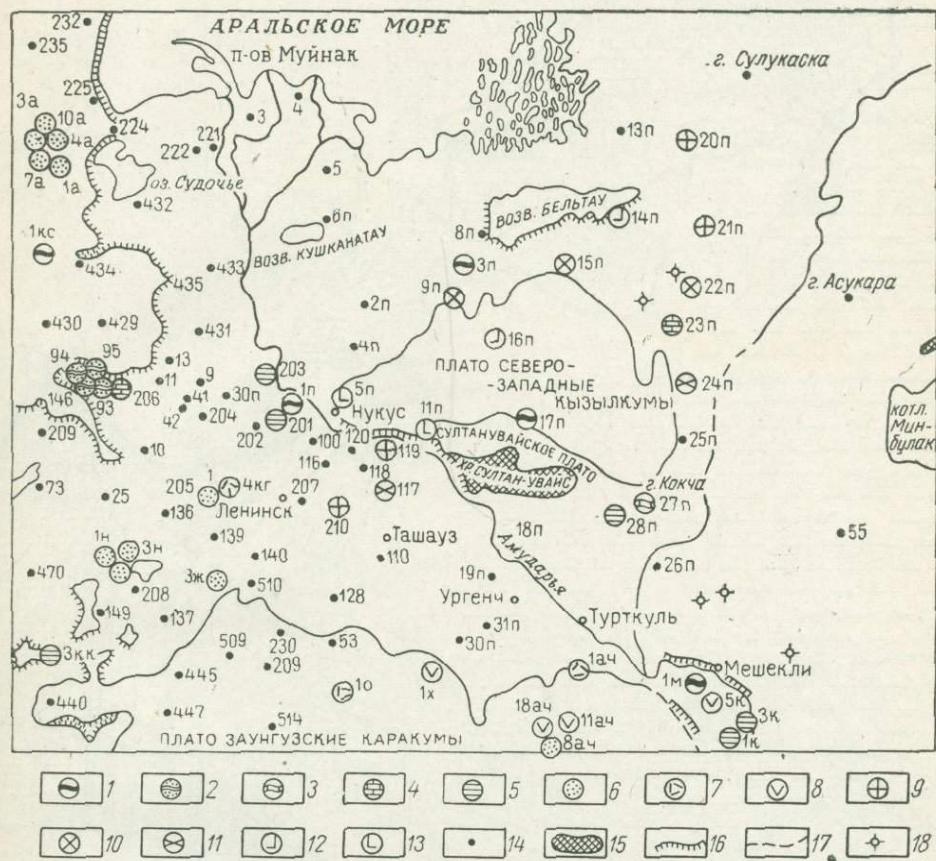


Рис. 7. Схематическая карта расположения основных буровых скважин и состава пород складчатого фундамента в Южном Приаралье и Западных Кызылкумах. Составил С. С. Шульц мл. с использованием материалов В. С. Князева, В. М. Лигуши, Г. Н. Носова и др.

Показаны скважины, пробуренные до 1/1 1970 г.; скважины, достигшие фундамента — кружки, не достигшие — точки. **Состав вскрытых скважинами пород фундамента.** Сильно дислоцированные метаморфические толщи: 1 — кварциты, слюдистые кварциты, кремнистые сланцы, 2 — метаморфизованные полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты с туфогенным цементом, 4 — мраморы, мраморизованные известняки и доломиты. Полого дислоцированные и слабо метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи (верхний структурный ярус фундамента Устюрта и Юго-Западного Приаралья): 5 — аргиллиты, глинистые, углисто-глинистые и известковистые сланцы (C_{1-2}), 6 — пестро- и сероцветные песчаники и сланцы ($C-P-T$), 7 — липариты, кварцевые кератофирсы, их туфы и туфоловлы ($C-P$), 8 — андезитовые и дацитовые порфириты, спилиты, диабазы, базальты, их туфы и туфоловлы ($C-P$). Плутонические породы: 9 — двуслюдянные микроклиновые граниты, 10 — плагиограниты и гранодиориты, 11 — диориты и кварцевые диориты, 12 — габбро и габбро-диориты, 13 — габбро-диабазы; 14 — скажины, вскрывшие меловые или юрские отложения; 15 — выходы складчатого фундамента на поверхность. Буквы после номеров — названия участков бурения: а — Аламбек, ач — Ачак, ж — Жоксакыр, к — Кошабулак, кг — Курганчик, кк — Койрыгтаан, кс — Коскала, м — Мешекли, н — Нурумгур, о — Октябрьский, п — профильные скважины Г. Н. Носова в Южном и Юго-Восточном Приаралье, х — Хорезм, ю — Южный Хорезм; 16 — чинк Устюрта, чинки и обрывы плато и возвышенностей; 17 — сухие русла древних рек, 18 — другие скважины

ствует султануиздагская свита ($S_{1}sd$), второй — джамансайская ($D_{1}ds$), третьей — бешмазарская ($D_{1-2}bm$). В ядре антиклинария обнажается плагиогранит-гранодиоритовый Актауский батолит (γPz_3), прорывающий гранитизированные низы разреза султануиздагской свиты.

С северо-востока на верхнюю часть разреза Султануайского антиклинария надвинут сложно построенный синклинально изогнутый пакет

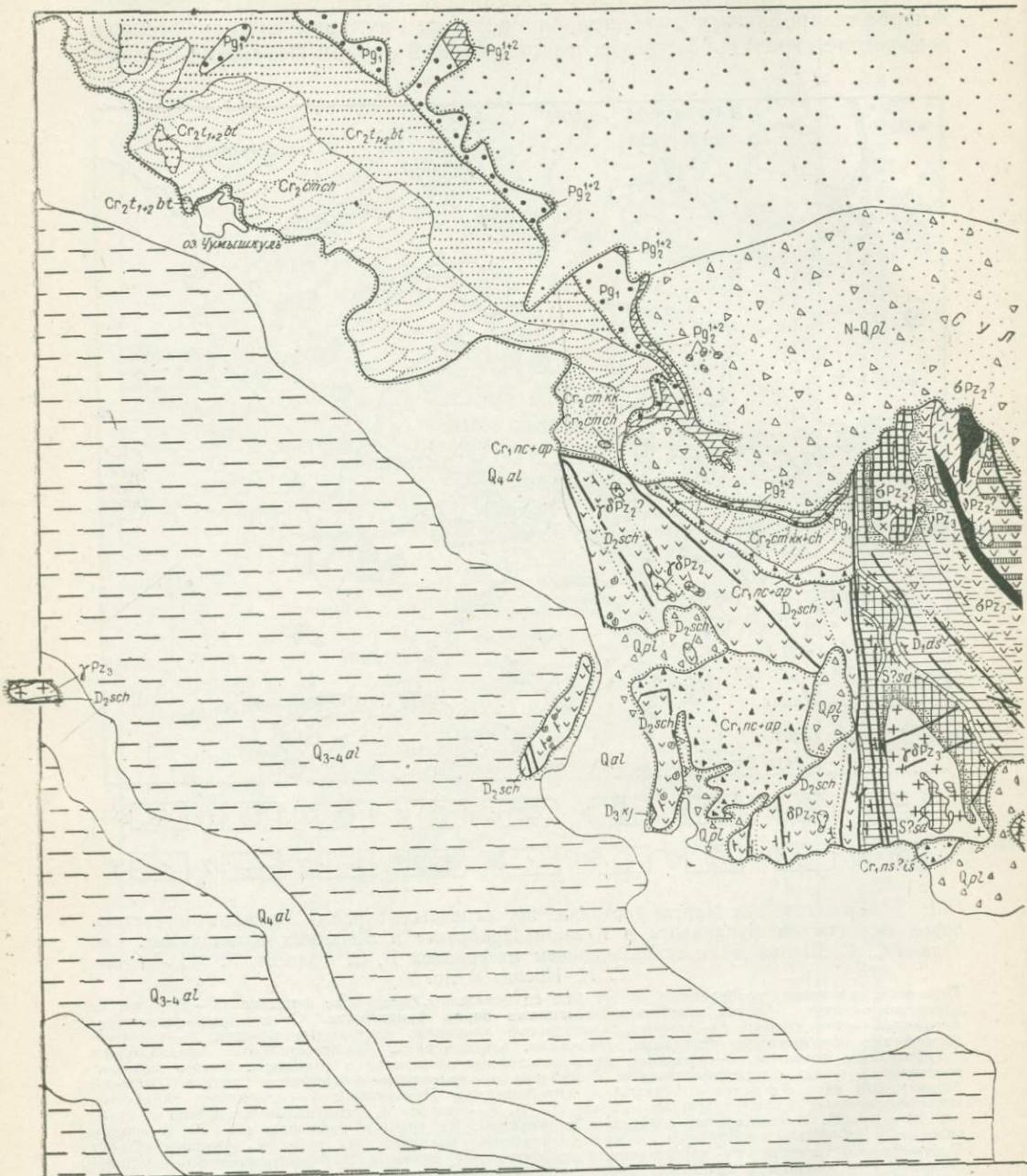
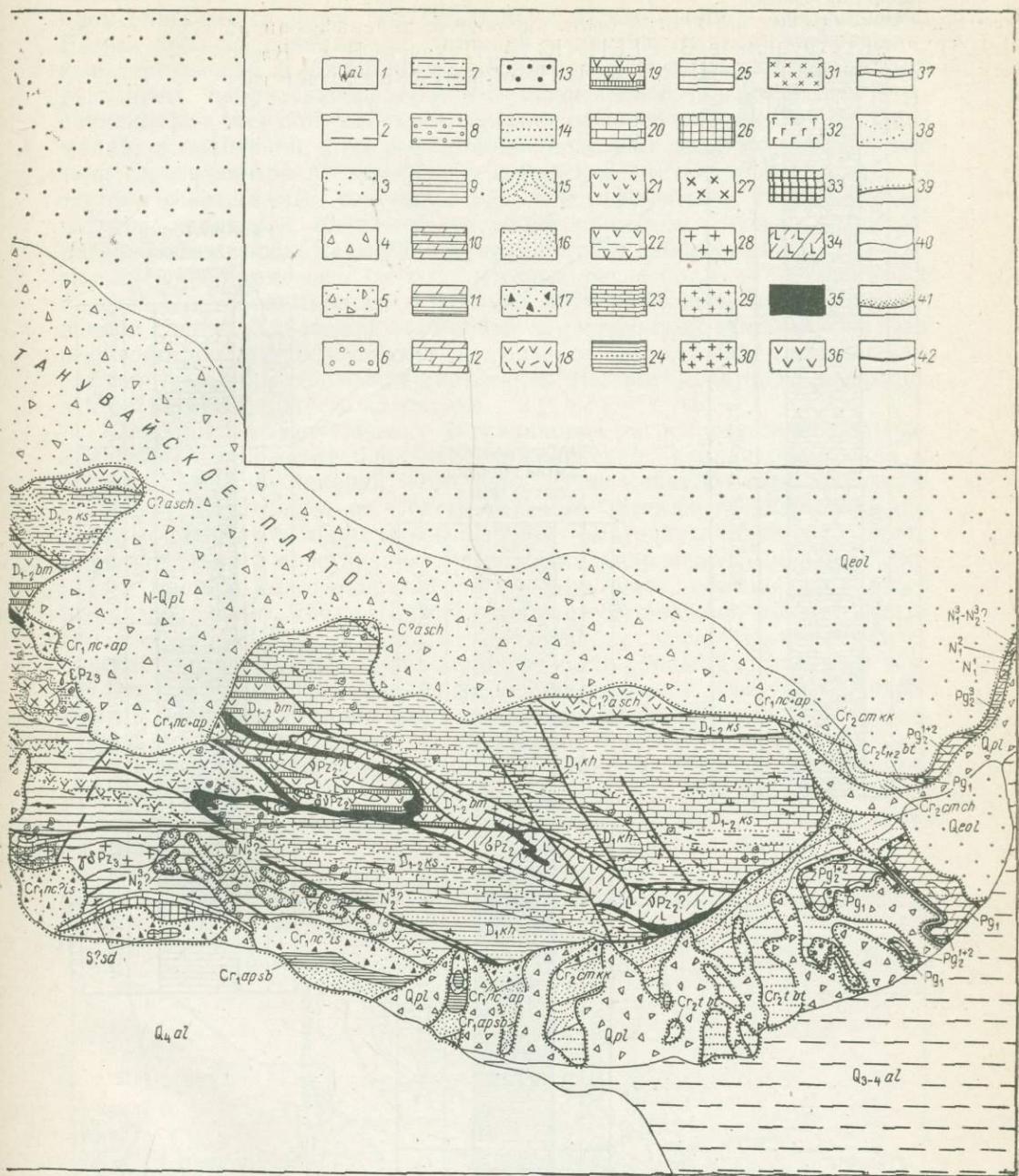


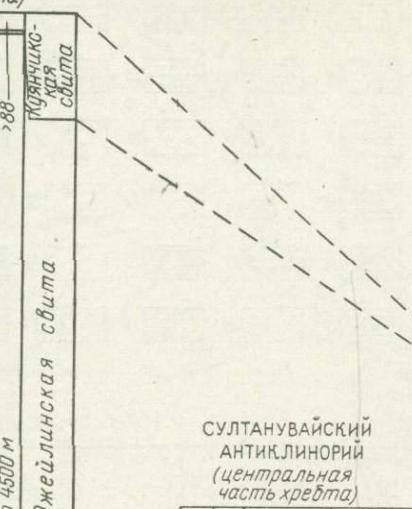
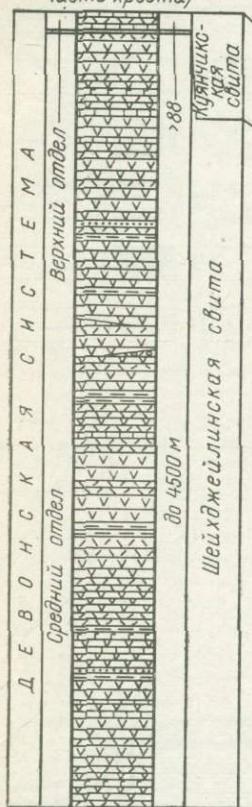
Рис. 8. Схематическая геологическая карта хр. Султан-Увайс. Составил С. С. Шульц
 Четвертичные отложения: 1 — отложения аллювиальных равнин Амударьи, амударгинский комплекс
 вные отложения конусов выноса (Qpl) саев; 5 — делювиально-пролювиальные отложения Султану
 склона хребта (N_1^3 ?); 7 — заунгузская свита ($N_1^3 - N_2^2$?); 8 — агтыминская свита ($N_1^2 ag$); 9 —
 эоцен (Pg_2^2); 12 — нижний и средний эоцен объединенные (Pg_2^{1+2}); 13 — палеоцен (Pgi); 14 — беш-

17 — неоком (?) и апт объединенные; султабинская (Cr_{sb}) и истемесская (Cr_{is}) свиты; (D_3kj); 21 — шейхджелинская свита (D_{sch}); 22 — бешмазарская свита (D_{1-2bm}); 23 — казанский-султанузлагаская свита (S_{sd}); 27 — граносениты, сиенит-диориты и габбро-диориты джаманайской ($V Pz_2$, $\#Pz_2$); 29 — плагиграниты кахралтайского комплекса ($V Pz_2$); 30 и 31 — гранодиориты го комплекса (б— $V Pz_2$); 33 — прикоркенты, перидотиты и горнбледиты тебинбулакского комплекса ($V Pz_2^2$); 35 — серпентиниты менажатского комплекса (σPz_2^2); 36 — районы преимущественно горизонт радиоляриевых известняков и мраморов («актауский» горизонт) в основании джаманайских согласных; 41 — зоны ороговикования.



мл. с использованием материалов Г. Ю. Алферова, Р. И. Буртмана и др.
 (Q₄ al); 2 — акчадарынский комплекс (Q₃₋₄ al); 3 — эоловые отложения (Q eol); 4 — проливиаль-
 вайского плато (N—Q pl); 6 — кызылсайский комплекс отложений пляжевых террас южного
 слоя с *Porosononion dendriticus* (N₁^I); 10 — палеоцен и эоцен (Pg_{1±2}) объединенные; 11 — верхний
 тюбинская свита (Cr_{2bt}); 15 — ходжакульская свита (Cr_{2ch}); 16 — кызылкалинская свита (Cr_{2kk});
 18 — ащенынтауская свита (C₁?asch); 19 — каракудукская свита (D₂?kr); 20 — куюнчикская свита
 ская свита (D_{1-2ks}); 24 — каракалпакская свита (D_{1kh}); 25 — джаманская свита (D_{1ds}); 26 —
 ского комплекса (γ₅ Pz₃); 28 — граниты кубатауского и гранодиориты актауского комплексов
 и диориты зенгебинского комплекса (γθ Pz₂ и δ Pz₂); 32 — габбро-диориты и габбро казантауско-
 лекса (σ Pz₂); 34 — габброниды, габбро-магматиты и габбро-амфиболиты кызылсайского ком-
 пlexa (σ Pz₂); 38 — границы пачек. Стратиграфические контакты: 39 — трансгрессивные; 40 —
 42 — разрывные нарушения

ШЕЙХДЖЕЙЛИНСКИЙ
СИНКЛИНОРИЙ
(западная
часть хребта)



МЕНАЖАТСКИЙ
СИНКЛИНОРИЙ
(восточная
часть хребта)

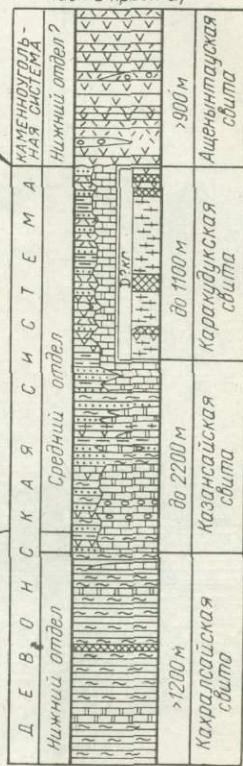


Рис. 9. Сводные стратиграфические разрезы палеозойских отложений хр. Султан-Увайс

тектонических пластин; этот аллохтонно залегающий тектонический блок описывается нами под названием Менажатского синклиниория. Разрез крыльев синклиниория (нижний аллохтон) слагают огнейсовые терригенная и терригенно-карбонатная формации, описанные под названием каэрлайской ($D_1 kh$) и казанской ($D_{1-2} ks$) свит. Ядро синклиниория (верхний аллохтон) слагает офиолитовая ассоциация формаций: в основании этой аллохтонной пластины залегают пластовые тела серпентинитов Менажатского комплекса ($\sigma Pz_2?$) или меланж — тектоническое месиво, состоящее из глыб амфиболитов, габбро, гипербазитов, кварцитов, плавающих в серпентинитовом цементе; выше по разрезу обычно обнажены габбро-магматиты и габбро-амфиболиты Кызылайского комплекса ($v Pz_2?$), которые согласно и с постепенными переходами перекрываются в верхней части пластины амфиболизированной спилит-диабазовой формацией каракудукской свиты ($D_2 kr$). На северных склонах хр. Султан-Увайс развита более молодая дацит-андезитовая формация ашеньтауской свиты ($C_1? asch$), которая, вероятно, входит в разрез нижнего аллохтона.

Западнее Султанувайского антиклиниория располагается Шейхджейлинский тектонический блок (Шейхджелинский синклиниорий); как и Менажатский синклиниорий, этот блок имеет общую синклинальную структуру. Он отделен от Султанувайского антиклиниория широкой полосой милонитов и приразломных пород — Урусайской зоной разломов меридионального простирания. Разрез синклиниория почти целиком слагается мощной спилит-кератофировой формацией, образующей разрез шейхджейлинской свиты ($D_2 sch$); лишь на юго-западе возвышенности Куянчик на поверхность выходит маломощная пачка мраморов куянчикской свиты ($D_3 k$), а в юго-западной части гряды Джимуртау в тектонической чешуе обнажена пачка среднедевонских известняков, перекрытая терригенной тонкополосчатой граувакковой формацией, родственной разрезом зилаирской свиты Южного Урала.

Пространственное и возрастное соотношение перечисленных формаций и соответствующих им свит показано на рис. 8 и 9 и в приложении 1. Все места находок палеозойских органических остатков отмечены на рис. 10.

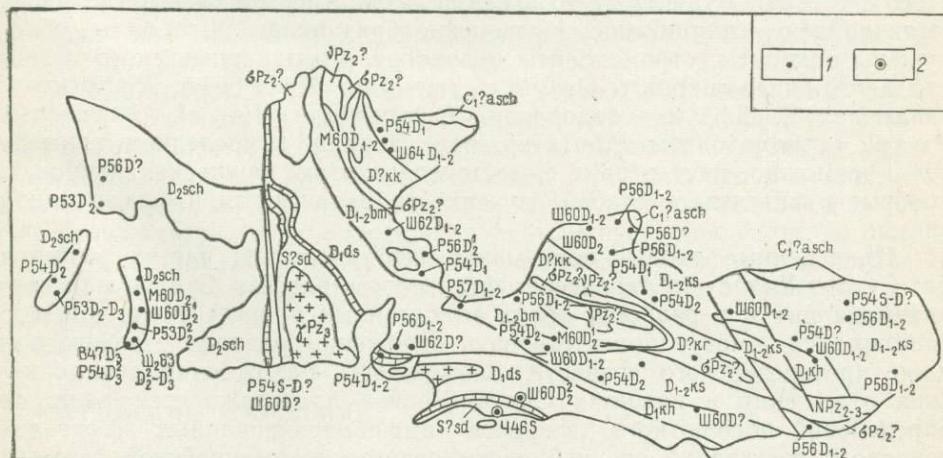


Рис. 10. Схема мест сборов органических остатков палеозойского возраста в хр. Султан-Увайс

1 — в коренных обнажениях; 2 — в переотложенных окатанных гальках. Буквы и цифры — фамилии исследователей, собравших фауну, год сбора и возраст: Ч46 — П. П. Чуенко; В47 — Я. С. Висыневский; Р53, 54, 56 — Д. А. Рубанов; М60 — Э. В. Малова; Ш60, 62—64 — С. С. Шульц мл. Индексы свит и интрузивных формаций те же, что на рис. 8

1. ДОКЕМБРИЙСКИЕ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ (ХРЕБЕТ СУЛТАН-УВАЙС И ЮЖНОЕ ПРИАРАЛЬЕ)

До конца 1940 гг. почти все исследователи считали метаморфические домезозойские толщи хр. Султан-Увайс предположительно докембрийскими (частично, возможно, раннепалеозойскими) образованиями. Основанием для этого служил необычный для палеозойских пород метаморфизм султанувайских пород (до амфиболитовой фации). Однако после того как в метаморфических толщах восточной, центральной и западной частей хребта (включая гнейсы и биотитовые мраморы) было собрано большое количество органических остатков несомненно девонского возраста, Я. С. Висьневский, а затем Г. Ю. Алферов, А. А. Кулеш и др. отнесли все домезозойские толщи хребта к среднему палеозою. Эти геологи не рассматривали вопрос о возможном присутствии в разрезах хребта более древних формаций (хотя в нижних частях разрезов всех тектонических блоков, обнаженных в хр. Султан-Увайс, органических остатков найдено не было). Главным основанием для отнесения всех метаморфических толщ к среднему палеозою геологи считали структурное единство толщ, которое они рассматривали как свидетельство близости возрастных интервалов их накопления. Следует, однако, учитывать, что в пределах Южного Тянь-Шаня нередко наблюдается полное согласие между средне- и раннепалеозойскими, а на некоторых участках, возможно, даже позднепротерозойскими отложениями. Так, совершенно непрерывны многие разрезы ордовикских, силурийских и нижнедевонских карбонатных и карбонатно-терригенных толщ гор Кульджуктау, Зарабулак-Зиатдинских гор и Зеравшанского хребта (Ким и др., 1966).

В последние годы ордовикские трилобиты и криноиди найдены в пластах, согласно подстилающих силурийские отложения на северо-западе Бакантау, в горах Тобаберген, в районе пос. Кулкудук и в Тамдынском горном массиве (Ахмеджанов и др., 1969). Среднекембрийские отложения с трилобитами с полным угловым согласием перекрываются лландоверийской песчано-сланцевой толщей в осевой части Туркестанского хребта в верховьях Зааминсу (Пулатов, 1966). По данным М. А. Ахмеджанова и Э. Р. Базарбаева (1967) и М. А. Ахмеджанова (1969), в горах Бакантау в отложениях кокпятасской свиты, где ранее были найдены силурийские и девонские брахиоподы и кораллы, обнаружены онколиты, строматолиты и водоросли позднерифейского возраста, в том числе онколиты *Osagia cf. ferrugina* Milstein, *Radiosus cf. sphaericus* Z. Zhig; водоросли *Palaeomicrocystis* cf. *kairasensis* Posr.; строматолиты *Pitella* sp. nov. Правда, в последнем примере речь, возможно, идет о двух самостоятельных тектонических покровах, которые в результате слабой изученности включаются в состав одной свиты.

Приведенные данные показывают, что в нижних частях разрезов хр. Султан-Увайс — в терригенно-фтанитовом разрезе Султанувайского антиклиниория и в разрезах обеих аллохтонных пластин Менажатского синклиниория — могут присутствовать отложения раннепалеозойского и даже протерозойского возраста. Возможность нахождения досилурийских отложений в разрезах Султан-Увайса подтверждается данными определений абсолютного возраста амфиболизированных эфузивов основного состава из средней части разреза джамансайской свиты в центральной части хребта, которые дают ордовикский возраст — 464 млн. лет (материалы Ф. А. Аскарова и В. Я. Казакевича, см. «Петрография Узбекистана», т. II, 1965).

Нахождении в районе Султан-Увайса в девонское время участков размыва более древних пород, в частности додевонских гранитоидов, свидетельствует состав внутриинформационных горизонтов конгломератов

мератов в нижней части разреза казанской свиты эйфельского возраста. Галька конгломератов состоит главным образом из эпидотизированных эффузивов среднего и кислого состава, полевошпат-кварцевых гнейсовидных кристаллических сланцев и эпидозитов; но, кроме того, в гальке встречаются также окатанные обломки биотитовых гранитов и двуслюдяных гранит-порфиров, сильно эпидотизированных и катаклазированных. Обломки гранитов представляют собой неотсортированные гальки диаметром от 1 до 10—15 см средней степени окатанности. Возраст гранитов дозийфельский. Восточнее, в Кызылкумах, Нуратинском хребте и Южном Тянь-Шане в конгломератах среднепалеозойского возраста обломки гранитов до настоящего времени не найдены, но в Мугоджах и на Южном Урале галька гранитов часто встречается в среднепалеозойских конгломератах.

Единственными обнаруженными в Южном Приаралье органическими остатками ордовикского возраста являются водоросли, найденные в обломках известняков в толще палеозойских глыбовых конгломератов, вскрытой 27 профильной скважиной в районе горы Кокча в 45 км к восток-юго-востоку от восточной оконечности хребта. Здесь на абсолютных глубинах от (—)280 до (—)446 м под нижнемеловыми пестроцветными породами залегает толща палеозойских пород, керн которой был просмотрен С. С. Шульцем мл. Многие участки керна сложены крупными обломками и глыбами светло- и темно-серых, реже черных битуминозных известняков, которые чередуются с вмещающим материалом — черными слюдистыми алевролитами, имеющими углы падения 60—70°.

В глыбах и обломках известняков содержится значительное количество перекристаллизованных органических остатков, среди которых (в шлифах из образца керна с глубины 390 м) К. Б. Корде и независимо от нее В. П. Масловым, были определены остатки водорослей ордовикского возраста. К. Б. Корде определила эти водоросли как *Petrophyton Jabe*, встреченные в среднем и верхнем ордовике Норвегии. По заключению В. П. Маслова, остатки водорослей похожи на известный из верхнего ордовика Эстонии *Solanopora spongoides* var. *juchri* Maslov. Наряду с этим в других обломках известняков из этой же скважины с глубины 390 м Б. С. Соколовым обнаружены толстостенные *Squameofavosites* sp. с грубыми шипами, что указывает на верхнелудловский — эйфельский возраст вмещающих обломков. Возраст же самой толщи конгломератов, включающей ордовикские и силур-девонские обломки, по-видимому, послеэйфельский.

Обломки ордовикских известняков в керне скв. 27 несколько отличаются от обломков известняков с фауной лудлова — эйфеля; первые более мелкозернисты и имеют более темную окраску. Степень их метаморфизма одинаковая или даже несколько меньшая, чем у лудлов-эйфельских известняков. Эти данные, так же как и сопоставление с разрезами Кульджуктау, позволяют предполагать структурное единство ордовикских, силурийских и нижне-среднедевонских отложений на юго-востоке хр. Султан-Увайс. Отсюда можно сделать вывод о вероятном дозийфельском возрасте гранитоидов из галек в эйфельских конгломератах Султан-Увайса.

2. СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Единственной находкой силурийской фауны в Южном Приаралье являются остатки *Camarotoechia pucula* Sow. (определение О. И. Никифоровой) в гальках известняков, собранных П. П. Чуенко из древнего пролювиального шлейфа южного склона хр. Султан-Увайс в низовьях Кызылсая. В коренном залегании силурийские органические остатки в пределах хребта пока не найдены. Условно к силуру отнесена наиболее

древняя часть разреза Султанувайского антиклиниория — султануздагская свита.

Султануздагская свита (*S?sd*) * была впервые выделена и описана в 1961 г. группой сотрудников ВСЕГЕИ (Ю. А. Лихачев, В. С. Владимирский, Э. В. Малова, С. С. Шульц мл.). По объему она соответствует нижней части толщи кварцитов А. Н. Чуракова. Породы свиты слагают центральную часть Султанувайского антиклиниория, окаймляя с севера, северо-востока и востока тело Актауского гранитоидного батолита, выходящего в ядре антиклиниория. Свита протягивается на восток, пересекая в низовьях долину Джамансая и слагая южные подножия гряды Дарбаза на крайнем юге хребта. Выше без заметного углового и азимутального несогласия залегает радиоляриевый (актауский) горизонт основания джаманской свиты девона.

Свиту слагают кварцевые сливные песчаники и алевролиты серого и черного цвета, черные серые и светло-серые слюдисто-кремнистые и кремнистые сланцы и микрокварциты, кварц-биотитовые и двуслюдянные кристаллические сланцы (рис. 11). Вблизи контактов с интрузиями кварциты и микрокварциты превращены в биотит-кварцевые роговики, часто турмалин- и гранатсодержащие.

Нижняя часть разреза султануздагской свиты в ядре Султанувайской антиклинали метасоматически преобразована в порфиробластовые очковые гнейсы с новообразованными крупными (до 1—2 см) кристаллами кварца и плагиоклаза. Эти своеобразные породы были выделены ташкентскими геологами-съемщиками (А. А. Кулеш и др.) в самостоятельную урусайскую свиту; но постепенность перехода метасоматически преобразованных пород в неизмененные породы султануздагской свиты вверх по разрезу не позволяет отрывать нижнюю часть разреза свиты от верхней.

Иные изменения наблюдаются в разрезе свиты при прослеживании его в восточном направлении, восточнее долины Джамансая, в районе гряды Дарбаза. Здесь среди терригенных глубоко метаморфизованных пород появляются подчиненные маломощные (до 1—2 м) прослои слюдистых мраморов, количество которых возрастает к востоку; однако кварциты и гнейсы, образовавшиеся за счет терригенных пород свиты, продолжают резко преобладать в разрезе.

Даже на фоне необычно высокой для среднепалеозойских толщ степени метаморфизма, характерной для многих участков палеозойского разреза на востоке хребта, выделяется глубоко метаморфизованная, местами ультраметаморфически измененная нижняя часть разреза султануздагской свиты южнее гряды Дарбаза. Здесь породы изменены до гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов, но сохраняют, однако, многочисленные реликты текстур и структур осадочных пород: тонкоплитчатую и сланцеватую отдельность, следы косой слоистости на выветрелых и отпрепарированных поверхностях обнажающихся пластов, резко неравномерную зернистость в разных слойках.

Глубокий метаморфизм пород султануздагской свиты южнее гряды Дарбаза дал основание некоторым исследователям (Пэк, 1936; Виленский, 1959; Свириденко, 1964) считать этот участок местом выхода на поверхность огнейсованного, катаклазированного и прорванного многочисленными легматитовыми и кварцевыми жилами интрузивного тела, которое А. М. Виленский (1959) назвал Истемесским, а А. Ф. Свириденко (1964) — Дарбазинским интрузивом. Однако при внимательном изучении это «тело» оказывается состоящим из ряда пластов широтного простирания, каждый из которых характеризуется своим минеральным составом, текстурными и структурными особенностями и химизмом. При этом пласти гранито-гнейсов и гнейсов в разрезе чередуются с пластами сливных кварцитов, слюдистых мраморов, гранатсодержащих кристаллических сланцев и с интрудирующими свиту послойными дайками аплитов, лейкократовых и двуслюдянных гранитов, гранит-порфиров и пегматитов, а также с многочисленными кварцевыми жилами.

* Название дано свите по принятому ранее в литературе названию хребта — Султануздаг. В соответствии со статьей 36 «Правил стратиграфической номенклатуры» (1965) оно сохраняется прежним.

Пласти гранито-гнейсов и гнейсов района гранатной фабрики имеют широтные простирации и под углами 75—90° падают на север. Для большинства пластов характерно четко выраженное полосчатое строение: более грубые и идиоморфные гранитные структуры, возникшие за счет слойков с первоначальным грубообломочным составом (рис. 12), закономерно чередуются с более тонкими и мелкозернистыми линейно ориентированными структурами, возникшими за счет мелкозернистых песчаников, алевролитов и сланцев. Нередко в шлифах из гранито-гнейсов встречаются реликты

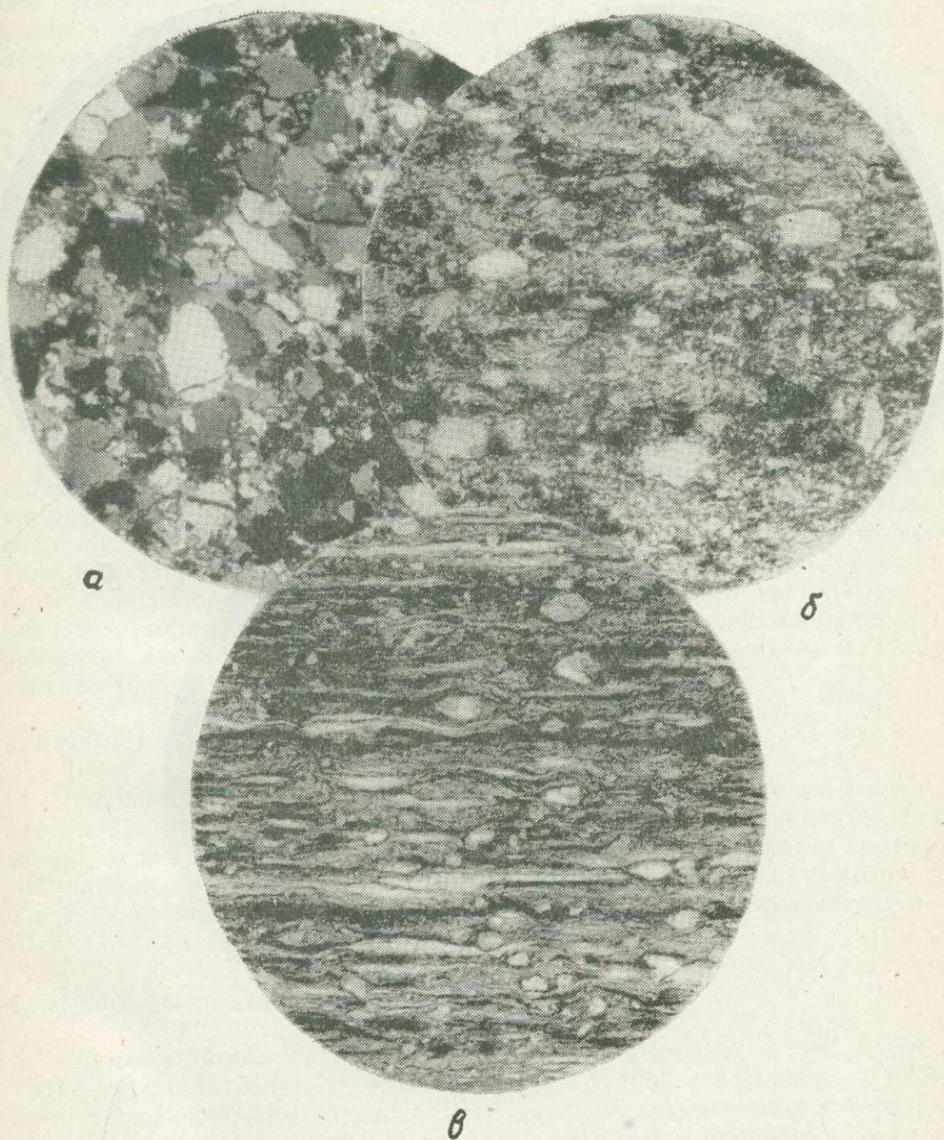


Рис. 11. Микрофотографии пород султануздагской свиты

a — сливной окварцованный и ороговикованный кварцевый песчаник, левобережье Джамансая, ×25, николи +; *б* — туфогенный полевошпат-кварцевый песчаник, Тебинбулаксай, ×25, без анал.; *в* — кварц-полевошпатовый песчанистый алевролит с тонкополосчатым слюдисто-хлорит-кремнистым цементом, верховья Урусая, ×25, без анал.

структур первоначальных обломочных пород и минералы, свидетельствующие о метаморфическом происхождении этих пород, как, например ставролит (см. рис. 12, *в*).

Дайки лейкократовых и двуслюдянных гранитов, гранит-порфиров, аplitов и пегматитов, прорывающие султануздагскую свиту в описываемом районе, хотя и имеют в большинстве случаев форму пластовых тел, по внешнему виду и характеру залегания, текстуре, структуре и химическому составу существенно отличаются от метаморфически и ультраметаморфически измененных пород самой свиты: обычно они огра-

ничены с обеих сторон контактовыми слюдисто-турмалиновыми и гранатовыми скарнами и роговиками; облик этих пород остается интрузивным, хотя они иногда сильно катаклизированы и милонитизированы; их текстуры и структуры характерны для жильных пород. Наиболее распространенная мощность послойных даек — от 50 см до 2—3, реже 5 м; лишь одна дайка, приуроченная к верхней части разреза свиты, имеет мощность около 25 м.

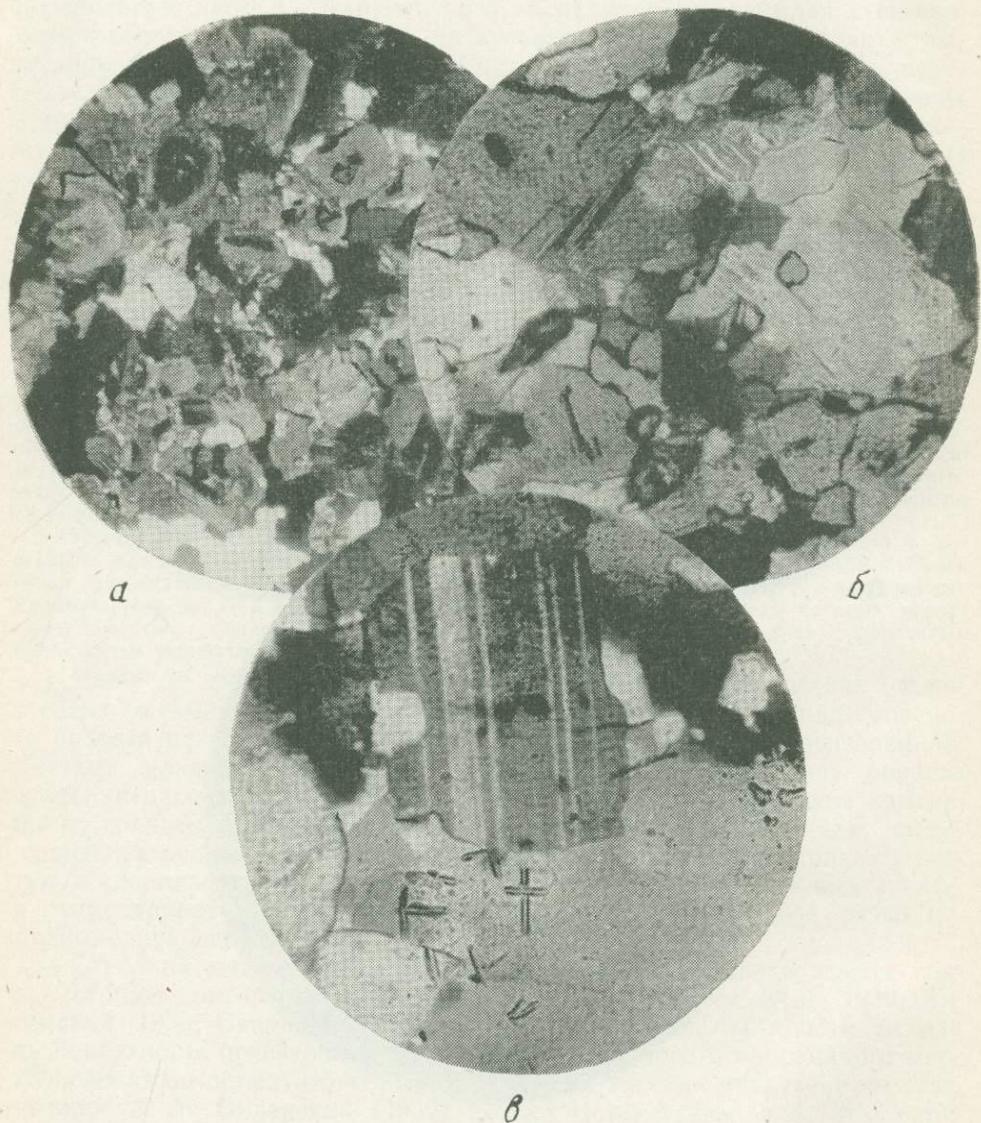


Рис. 12. Микрофотографии глубоко метаморфизованных пород сultануздагской свиты района гряды Дарбаза

а — гнейсо-гранит с зональными полевыми шпатами и крупными кристаллами вторичного биотита, $\times 25$, николи +; б — эпидотизированный гранито-гнейс, $\times 67$, николи +; в — гнейсо-гранит с кристаллами ставролита, $\times 67$, николи +

Вверх по разрезу в районе гряды Дарбаза степень метаморфизма пород свиты постепенно уменьшается. Отложения свиты здесь, как и в центральной части хребта, с размывом, но без видимого углового и азимутального несогласия перекрываются мраморами дарбазинской гряды, так же метаморфизованными, как и подстилающие их толщи. В мра-

морах встречается большое количество радиолярий *Cenosphaera* sp. Rüst (определение А. Г. Вологдина), таких же, как и в гряде Актау. Этот факт, так же как и большое сходство разрезов, подтверждает стратиграфическое единство актауских и дарбазинских мраморов.

Важной металлогенической особенностью отложений свиты является их золотоносность. Наиболее широко золото-кварцевое оруденение проявлено по правобережью Джамансая, ниже контакта свиты с радиоляриевыми известняками; следы оруденения обнаружены в последние годы и на других участках распространения пород свиты.

Возраст свиты нами условно считается силурийским, главным образом на основании ее согласного залегания под фаунистически охарактеризованными нижнедевонскими отложениями. Однако такая возрастная привязка далеко не бесспорна. А. А. Абдулин (1968, 1969) сultanuizdagскую свиту по формационному составу и структурному положению сопоставляет с шебектинской свитой ордовика Мугоджар и с бесапанской золотоносной свитой гор Мурунтау (возраст ее он также считает ордовикским). Хотя по составу сultanuizdagская свита имеет с бесапанской лишь отдаленное сходство, показательно широкое развитие золото-кварцевого оруденения в полях развития обеих этих свит (а также коксайской свиты гор Букантау, литологически более напоминающей бесапанскую). Возраст бесапанской и коксайской свит не менее спорен, чем возраст сultanuizdagской свиты: одни исследователи относят их к венду (Арипов и др., 1969), другие — к нижнему палеозою (Абдулин и др., 1969), третьи — к нижнему силуру (Лихачев и др., 1963), а коксайскую свиту считают даже каменноугольной (Пятков и др., 1967, 1969).

Максимальная мощность выходящей на поверхность части разреза сultanuizdagской свиты достигает 1400 м.

В Южном Приаралье силурийские отложения, вероятно, слагают более значительную площадь, чем в хр. Султан-Увайс. Здесь они, так же как и в Кызылкумах, могут быть представлены различными типами разрезов: карбонатным и карбонатно-терригенным кульджуктауского типа, характерным для западного продолжения Кульджуктау-Зеравшанского синклиниория; терригенным песчано-сланцевым и кремнисто-фтанитовым, распространенным в Тамдынско-Алайском синклиниории и на западном окончании Ауминза-Туркестанского антиклиниория; и вулканогенно-терригенным, развитым в офиолитовых поясах.

3. ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Девонские отложения слагают большую часть территории хр. Султан-Увайс. Большинство девонских вулканогенных и осадочных формаций охарактеризовано органическими остатками. Ниже в хронологической последовательности описаны формации девонского возраста, слагающие разрезы Султанувайского антиклиниория, Менажатского и Шейхджейлинского синклиниориев.

Султанувайский антиклиниорий

Джамансайская свита (D_{1ds}) впервые выделена в хр. Султан-Увайс группой геологов Узбекского ГУ в 1958 г. (Алферов, 1965). В ее состав включены горизонт радиоляриевых известняков и перекрывающая его свита кремнистых сланцев (фтанитов с прослойками амфиболитов) центральной части хребта.

Породы свиты протягиваются широкой полосой, изменяющей свое простирание от меридионального до восток-юго-восточного, от северных отрогов хребта через среднее течение Джамансая и низовья Кызылсая и Казгансая в южную часть долины Каэрлсая на крайнем юге хребта. Эта полоса около 3 км шириной и более 30 км длиной слагает северо-восточное крыло Султанувайского антиклиниория. Значительно меньшую площадь выходы джамансайской свиты занимают в западном крыле антиклиниория, где большая часть разреза срезается Урусайским разломом меридионального простирания.

В разрезе джаманской свиты (от Тебинбулака до Кахралсая) четко прослеживаются четыре пачки (снизу): 1) мраморизованные известняки с радиоляриями и криноидиями (актауский горизонт); 2) известковистые, кремнистые и кварцитовидные сланцы; 3) амфиболитизированные кварциты с подчиненными прослоями эфузивов среднего и основного состава, часто сильно амфиболизированные.

Пачка мраморизованных известняков (пачка 1) залегает в основании свиты и хорошо выделяется в рельефе центральной части хребта в виде пологого изгибающейся гряды известняков, оконтуривающей с востока и северо-востока сводовую часть Султанувайского антиклиниория. Она является маркирующим горизонтом, хорошо выдержаным по простиранию. В западном крыле антиклиниория пачка слагает гряду Актау, отчлененную от основной известняковой гряды зоной подвижек по Уральскому меридиональному разлому. Крайняя юго-восточная часть известняковой гряды в северо-восточном крыле антиклиниория (гряда Дарбаза) так же оторвана от основной полосы известняков и смешена к югу.

Пачка мраморизованных известняков перекрывает терригенные отложения султануздагской свиты с размывом, но без видимого углового несогласия. В грядах Актау и Дарбаза она имеет мощность от 50 до 100 м; в среднем течении Джаманская мощность ее увеличивается до 200 м. В Актау и Дарбазе в известняках собраны остатки радиолярий из группы *Cenosphaera Rüst*, представители которой имеют, по заключению А. Г. Вологдина, «широкое вертикальное распространение — от верхов протерозоя доныне. Они свойственны, в частности, девону Урала, силуру Франции, Шотландии, Саксонии и т. д.». Эти остатки не определяют возраста известняков, но являются характерными для данного маркирующего горизонта и не встречаются в других известняковых толщах хребта. В районе среднего течения Джаманская в этом же горизонте в 1955 г. Д. А. Рубановым были собраны остатки криноидей *Pentagonocyclopus impares* Yelt., *Entrochus cf. tornatus* Queenst., *Myclodactylis* sp., которые, по заключению Р. С. Елтышевой, свидетельствуют о девонском (скорее всего D_1 — низы D_2) возрасте мраморизованных известняков.

На актауских известняках согласно залегает мощная пачка черных кремнистых известковистых и кремнистых сланцев (пачка 2). В нижней части пачки наряду с кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами и микрокварцитами (рис. 13, а) широко развиты известковистые сланцы и черные тонкоплитчатые известняки с неопределенными перекристаллизованными остатками криноидей. Восточнее Джаманская в этой части разреза встречаются маломощные линзы и прослои внутриформационных конгломератов со слабо окатанной известняковой галькой и глинисто-карбонатным цементом, западнее — конгломераты с известняковой галькой белого цвета и черным марганцовистым туфогенным цементом.

Средняя и верхняя части разреза пачки повсюду, и особенно восточнее Джаманская, характеризуются широким распространением углистых, углисто-кремнистых, полосчатых и черных филлитовидных сланцев с подчиненными прослоями андезитовых порфиритов, диабазов, их туфов и туффитов. Для этой части разреза характерно интенсивное марганцовое оруденение. Породы пачки во многих местах сильно изменены и превращены в метаморфические и кристаллические сланцы. Мощность пачки достигает 800—900, а местами 1000 м.

Кремнисто-сланцевая часть разреза согласно перекрывается хорошо выдержанной по простиранию пачкой амфиболизированных эфузивов и амфиболитов темно-зеленого цвета (пачка 3). Ее слагают черные и темно-зеленые крупнокристаллические амфиболиты (см. рис. 13, б), образовавшиеся за счет перекристаллизации эфузивов основного и среднего состава. В районе Джаманская и западнее в амфиболитах нередко можно увидеть реликты первичных структур диабазов, дакитовых и андезитовых порфиритов, олигопиритов, их туфов и туфогенико-осадочных пород. Мощность эфузивной пачки в районе Казанская 140—150 м, к западу она увеличивается до 250 м.

Верхняя часть разреза джаманской свиты сложена мощной пачкой слюдистых кварцитов и кварцитовидных сланцев (пачка 4). Это звонкие тонкоплитчатые породы темно-серого и черного цвета, нередко со столбчатой и брускчатой отдельностью. В шлифах кварциты характеризуются лепидогранобластовой и микрогранобластовой структурой, сложены мелкими удлиненными зернами кварца, включают полосчатые скопления чешуек биотита, хлорита и местами зерен граната, эпидота и турмалина (см. рис. 13, в). Среди кварцитов встречаются подчиненные прослои роговообманковых и эпидот-роговообманковых кристаллических сланцев. Восточнее талькового рудника Зинельбулак верхние части разреза кварцитов оборваны крупным разломом, по которому они приведены в соприкосновение с различными горизонтами разреза кахралсайской и казанской свит Менажатского синклиниория. Западнее кварциты согласно перекрываются туфогенными сланцами бешмазарской свиты. Мощность пачки слюдистых кварцитов в районе Джаманская 700—750 м. Общая мощность джаманской свиты 200—2200 м.

Породы свиты бедны органическими остатками: помимо уже упомянутых находок радиолярий и криноидей в пачке мраморизованных известняков, в прослоях черных известняков и известковистых сланцев

второй пачки в восточных составляющих Джамансая были собраны плохо сохранившиеся остатки криноидей и кораллов. Из этих сборов удалось определить только членики *Cupressocrinites* и *Rhodocrinites* sp., что указывает на нижне-среднедевонский возраст вмещающих толщ.

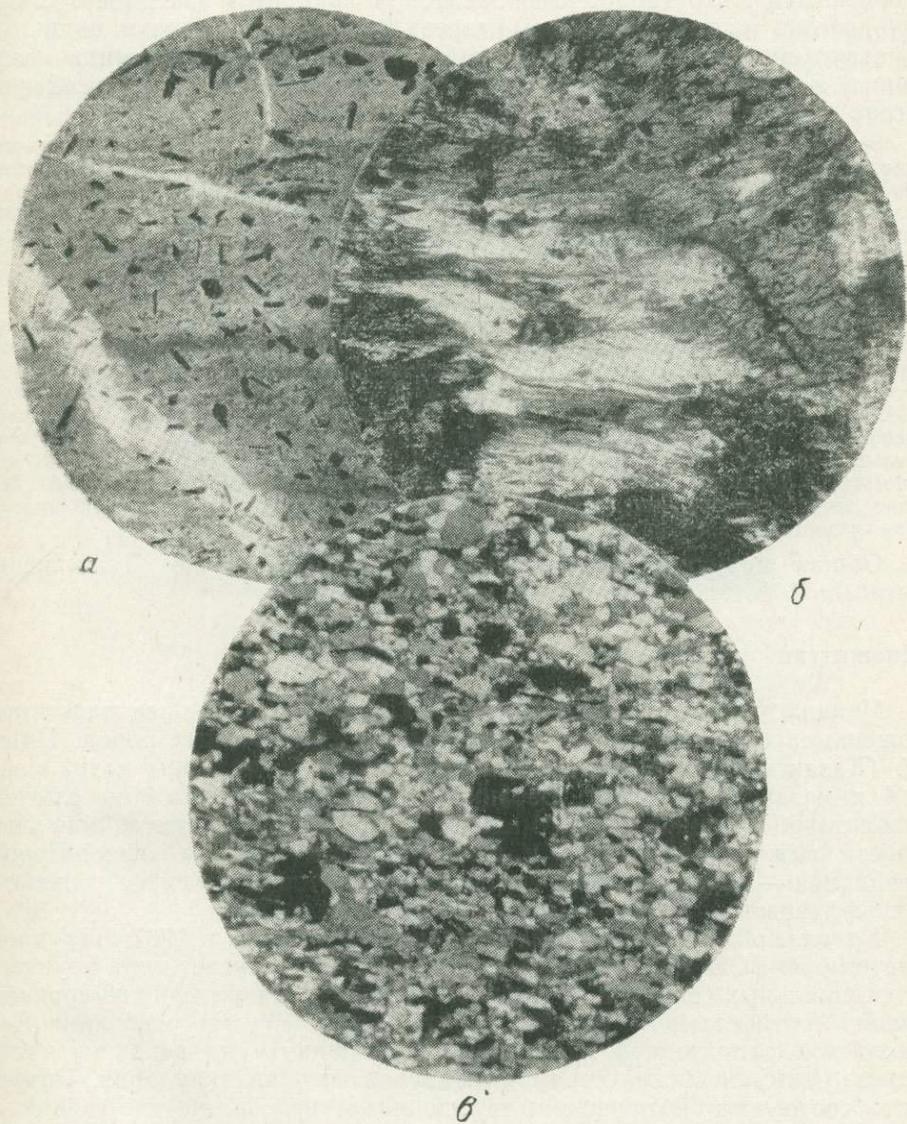


Рис. 13. Микрофотографии пород джаманайской свиты
а — пиритизированный глинисто-кремнистый сланец пачки 2, Урусаи, $\times 25$; б — амфиболизи-
рованный порфирит пачки 3, левобережье Джамансая, $\times 25$; в — гранатсодержащий слюди-
стый кварцит пачки 4, Казансай, $\times 25$, николи +

Бешмазарская свита ($D_{1-2}bm$) впервые выделена группой геологов Узбекского ГУ в 1958 г. (Алферов, 1965). Свое название свита получила от родника Бешмазар в центральной части хребта в бассейне Джамансая. Свита прослеживается в виде неширокой полосы (шириной 1—1,5 км) от северных отрогов Аччитау-Бешмазарской гряды на севере хребта до Казансая на востоке, изменяя свое простиранние от меридионального до широтного и восток-юго-восточного. Она согласно залегает

на джаманской свите, слагая верхнюю часть разреза Султанувайского антиклиниория. В районе талькового рудника Зинельбулак на бешмазарскую свиту с востока надвинуты гнейсы и мраморы Казанской аллохтонной пластины; в основании пластины прослеживается широкая полоса оталькованных серпентинитов с многочисленными включениями глыб габбро-амфиболитов и кварцитов (меланж). С северо-востока на верхнюю часть разреза бешмазарской свиты надвинут Карагашский офиолитовый аллохтон, также с серпентинитами в основании. В верховьях Джаманская свита прорывает Джаманский массив граносиенитов и сиенит-диоритов.

Бешмазарская свита сложена туфогенными кремнисто-хлоритовыми и актинолит-эпидот-хлоритовыми сланцами с прослойками и линзами фтанитов, микрекварцитов, амфиболизированных диабазов и их туфов, спилитов, белых и черных мраморов и мраморизованных известняков; на востоке, в бассейнах Кызылсая и Казансая, туфогенные сланцы свиты превращены в биотитовые и двуслюдянные гнейсы. Для свиты характерна чрезвычайная фаунистическая изменчивость по простиранию; местами в ней встречаются линзы мраморов мощностью до 200 м, прослеживающиеся по простиранию лишь на 300—400 м и пальцеобразно выклинивающиеся в обе стороны.

Находки органических остатков в породах свиты немногочисленны. В верховьях левого притока Джаманская в прослое мраморизованных известняков в нижней части разреза свиты в 1955 г. Д. А. Рубановым были собраны членники стеблей морских лилий, определенные Р. С. Елтышевой как *Decacrinites* sp., *Cyclocyclicus laticanalicularis* Yelt., *Pentagonocyclicus discoideus* Yelt., *Pentagonocyclicus punctatus* Yelt. раннедевонского возраста. Несколько выше по разрезу Д. А. Рубановым были собраны отдельные членники и короткие обрывки стеблей *Cupressocrinites* sp., *Rhodocrinites* sp., *Cyclocyclicus laticanalicularis* Yelt., возраст которых Р. С. Елтышева определила как нижне-среднедевонский, скорее среднедевонский. На основании этих находок возраст свиты считается нижне-среднедевонским.

Общая мощность разреза бешмазарской свиты по Джаманскою достигает 1600 м.

Менажатский синклиниорий

Менажатский синклиниорий слагают две аллохтонные пластины, сложенные совершенно различными комплексами горных пород. Нижний (Казанской, аллохтон слагают гнейсы и мраморы Карагашской и казанской свит. Верхний (Карагашский) аллохтон сложен офиолитовой ассоциацией формаций. В этой главе приводится описание разреза нижнего аллохтона и верхней части разреза офиолитовой ассоциации — каракудукской свиты амфиболитов и амфиболизированных эфузивов.

Карагашская свита ($D_1 kh$) выделена и описана в 1961 г. группой сотрудников ВСЕГЕИ (Лихачев и др., 1963). Она слагает ядра крупных антиклинальных складок в нижнем течении Карагаша и среднем течении Ахимбетса на востоке хребта. Свита слагает основание Казанской аллохтонной пластины; она надвинута на верхнюю часть разреза джаманской свиты Султанувайского антиклиниория. Разрез свиты состоит из биотитовых и двуслюдянных гнейсов, обычно гранат- и магнетитсодержащих, а также роговообманковых и биотит-роговообманковых кристаллических сланцев, прослоев биотитсодержащих мраморов и кварц-карбонатных пород, особенно мощных на востоке хребта в ядре Ахимбетской антиклинали (где они занимают до 30% разреза свиты). Для отложений карагашской свиты характерно ритмичное чередование пластов и пропластков разного цвета и состава, а иногда тонкая полосчатость (рис. 14), микроритмичность, ленточное строение. Породы превращены в полосчатые роговообманко-биотитовые гнейсы, в которых полосы карбонатно-кварцевого состава (светлые) чередуются с роговообманко-биотит-кварцевыми прослойками (темные). В разрезе свиты широко развиты также крупнозернистые биотитовые гнейсы и роговообманковые кристаллические сланцы, в которых в олигоклаз-кварцевой или кварц-карбонатной мелкозернистой основной массе раз-

вity крупные удлиненные порфиробласти биотита или роговой обманки с реликтами кварц-карбонатного материала породы, сохранившимися в виде пойкилокластических вrostков внутри новообразованных порфиробластов (рис. 15, а). В некоторых разновидностях биотитовых гнейсов количество биотита достигает 50% и даже 80% объема породы (рис. 15, б).

В верхней части разреза свиты присутствуют сильно перекристаллизованные остатки криноидей, кораллов и амфипор, трудные для определения. Такие остатки сохранились местами даже в биотитовых гнейсах. Из остатков амфипор, собранных Д. А. Рубановым в 1954 г.

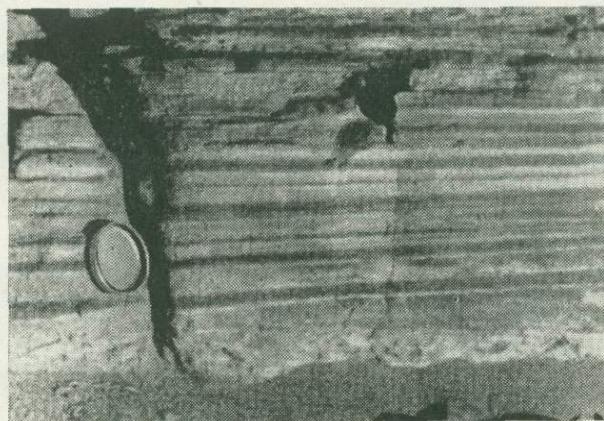


Рис. 14. Тонкая полосчатость в кристаллических сланцах каҳралсайской свиты. Фото С. С. Шульца мл.
В составе темных слойков преобладает биотит и роговая обманка, светлых — кварц и карбонатный материал. Низовья Каҳралсая

в верхней части разреза свиты, В. Н. Рябинин смог определить лишь перекристаллизованные *Amphipora* sp. девонского облика. На основании этих скучных фаунистических данных, а также согласного с постепенным переходом перекрывания разреза каҳралсайской свиты нижнедевонско-эйфельскими отложениями казансайской свиты, возраст свиты условно определяется как раннедевонский. Мощность каҳралсайской свиты в районе Каҳралсая достигает 1200 м, а в бассейне Ахимбетская — 900—1000 м.

Казанская свита ($D_{1-2}ks$) впервые выделена геологами Узбекского ГУ в 1958 г. Объем ее соответствует толще мраморов и гнейсов с прослойками мраморов А. Н. Чуракова (ПЭк, Чураков, 1936). Вместе с подстилающей ее каҳралсайской свитой казанская свита слагает крупную тектоническую пластину (Казансайский аллохтон), надвинутую с северо-востока на верхнюю часть разреза Султанувайского антиклиниория.

Отложения казансайской свиты слагают крылья Менажатского синклиниория и в восточной части хребта образуют две широкие полосы запад-северо-западного простирания. Южная полоса имеет в длину около 15 км и ограничена на западе Зинельбулакским надвигом, по которому Казансайский аллохтон надвинут на джамансайскую и бешмазарскую свиты Султанувайского антиклиниория. Ширина южной полосы в разных участках колеблется от 1,6 до 2,5 км.

Северная полоса выходов казансайской свиты значительно шире, чем южная, поскольку свита слагает здесь не только северное крыло Карагауской синклинали, но также осевые части и крылья антикли-

нальных структур, примыкающих к ней с севера и расположенных в водораздельной части и на северном склоне хребта. Эта полоса простирается от гор Ащенынтау в верховья Султанбобосая, Кахрансая и Ахимбетсая; восточнее долины Ахимбетсая полоса расширяется и

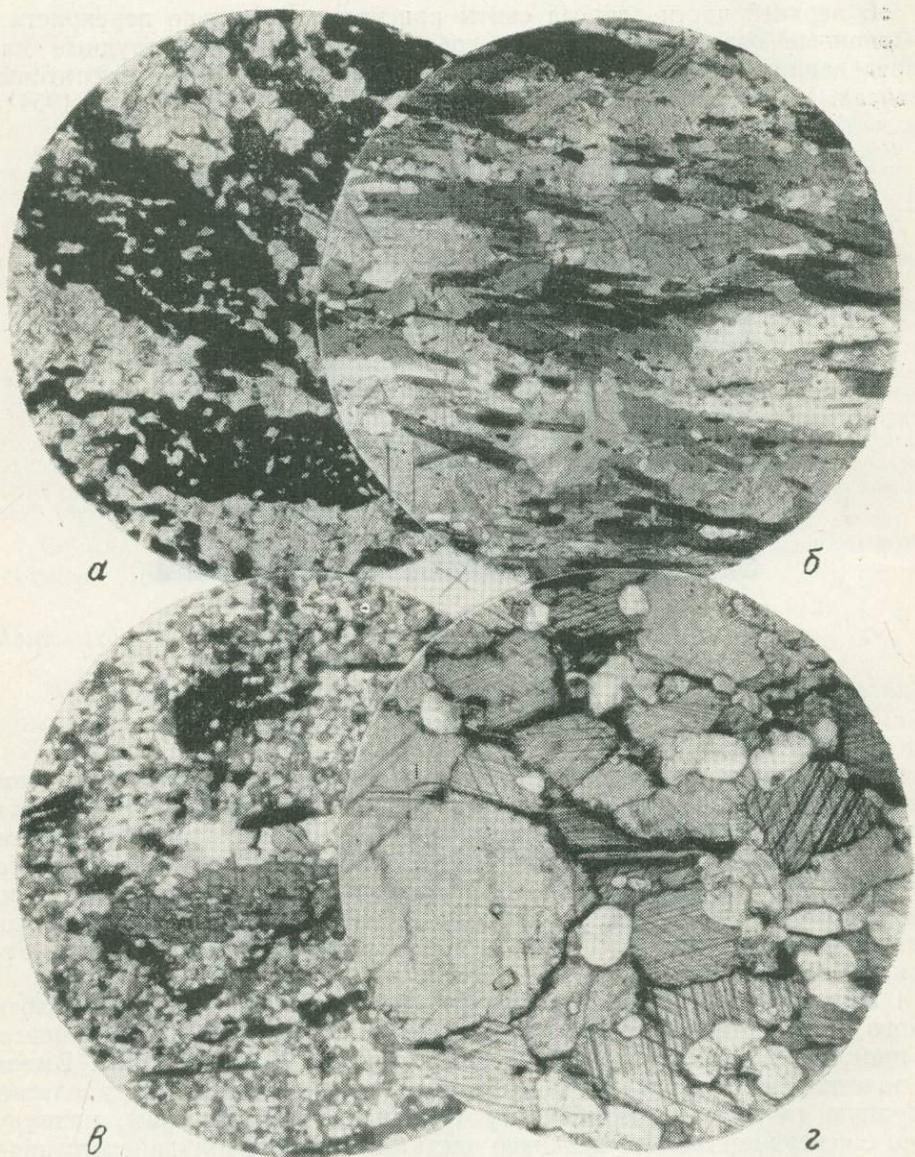


Рис. 15. Микрофотографии пород кахранской и казансайской свит
Кахранская свита: а — кварц-карбонат-рогообманковый кристаллический сланец с новообразованными крупными кристаллами роговой обманки в слюдисто-кварц-карбонатной породе, Кахрансай, $\times 25$, без анал.; б — биотитит (кварц-биотитовый кристаллический сланец, на 90% состоящий из биотита), верховья Кызылсая, $\times 25$, без анал. Казанская свита: в — рогообманковый гнейс, верховья Кахрансая, $\times 25$, николи +; г — крупнозернистый окварцованный мрамор, Султанбобосай, $\times 68$, без анал.

слагает почти всю восточную оконечность хребта; ее ширина достигает здесь 6 км, в более западных участках хребта она равна 3—4 км.

Казанская свита перекрывает кахранскую совершенно согласно с постепенным переходом. Нижняя граница казансайской свиты

условно проводится в основании первого мощного прослоя мраморов, где мраморы начинают резко преобладать в разрезе над гнейсами.

В ядре Менажатского синклиниория на верхи разрезов казансайской свиты надвинута подошва верхнего оphiолитового аллохтона; чаще всего в его основании прослеживаются серпентиниты, а на востоке хребта — пластовые тела плагиогранитов. На северном склоне хребта разрез казансайской свиты несогласно перекрывается эфузивами ащенынтауской свиты.

На востоке хребта в разрезе свиты можно выделить две подсвиты — нижнеказансайскую, карбонатную, и верхнеказансайскую, карбонатно-терригенную. Для отложений обеих подсвит характерен сильный и неравномерный метаморфизм. Для метаморфических пород востока хребта (рис. 15, 16) характерны ассоциации минералов, образование которых связано с воздействием на породы относительно высоких температур при небольших давлениях. Наиболее широко распространены слюды — биотит, флогопит, мусковит; вторичные амфиболы — актинолит, tremolit, роговые обманки; карбонаты; новообразования кварца и полевого шпата; минералы группы эпидота (особенно клинопроизит); хлорит, гранат, апатит, турмалин, шпинель, сфен. Широко развит биотит. Он часто слагает более 10% всего состава породы, а в некоторых породах — более 50% и даже более 90%. Очень распространены вторичные амфиболы: в разрезах свиты широко представлены кальцит-актинолитовые породы (см. рис. 16, 2), кварц-карбонат-актинолитовые и карбонат-рогообманковые (см. рис. 16, 4) кристаллические сланцы. Несомнена большая роль метасоматических процессов при образовании этих пород: распространение многих «биотититов» и «параамфиболитов» приурочено непосредственно к трещинам и разломам в толщах осадочных пород; среди метаморфических пород высокотемпературные фации (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая) многократно чередуются в разрезе с более низкотемпературными (хлорит-биотитовая, мусковит-хлоритовая), причем изменение степени метаморфизма совершенно не соответствует возрастной последовательности пород, но характеризуется приуроченностью наиболее глубоко метаморфизованных пород к зонам подвижек и трещин, очень многочисленным в восточной части хребта и обычно параллельным простиранию пород.

Нижнеказанская подсвита мраморов и мраморизованных известняков слагает широкую и длинную полосу, протягивающуюся по южному склону хребта от его юго-восточной оконечности до долины Кызылсая, а также крылья Ахимбетской антиклинали в бассейне Ахимбетсая, ядро западного продолжения этой крупной антиклинальной структуры и обширное поле на крайнем востоке хребта (ядро Аксайской антиклинали).

В южной полосе выходов нижнеказансайской подсвиты несмотря на непостоянство и изменчивость ее состава можно выделить три пачки: нижнюю пачку мраморов, среднюю карбонатно-гнейсовую и верхнюю пачку мраморов. В северной полосе выходов свиты всем трем пачкам соответствует единый карбонатный разрез. К западу в южной и в северной полосах в разрезе по простиранию карбонатные толщи замещаются терригенными и терригенно-вулканогенными отложениями с подчиненными прослойями и линзами мраморов.

Рассмотрим разрез южной полосы выходов нижнеказансайской подсвиты.

1. Нижняя пачка сложена мраморизованными известняками и мраморами белого и желтовато-серого цвета, тонкоплитчатыми, обычно биотитсодержащими. Мраморы часто содержат многочисленные мелкие новообразования кварца (см. рис. 15, 2). Во многих прослоях мраморов и известняков встречены остатки криноидей, амфипоры, табуляты, ругоз и строматопор, чаще всего сильно перекристаллизованных и трудных для определения. Р. С. Елтышевой определены следующие криноиды: *Cupressocrinites*

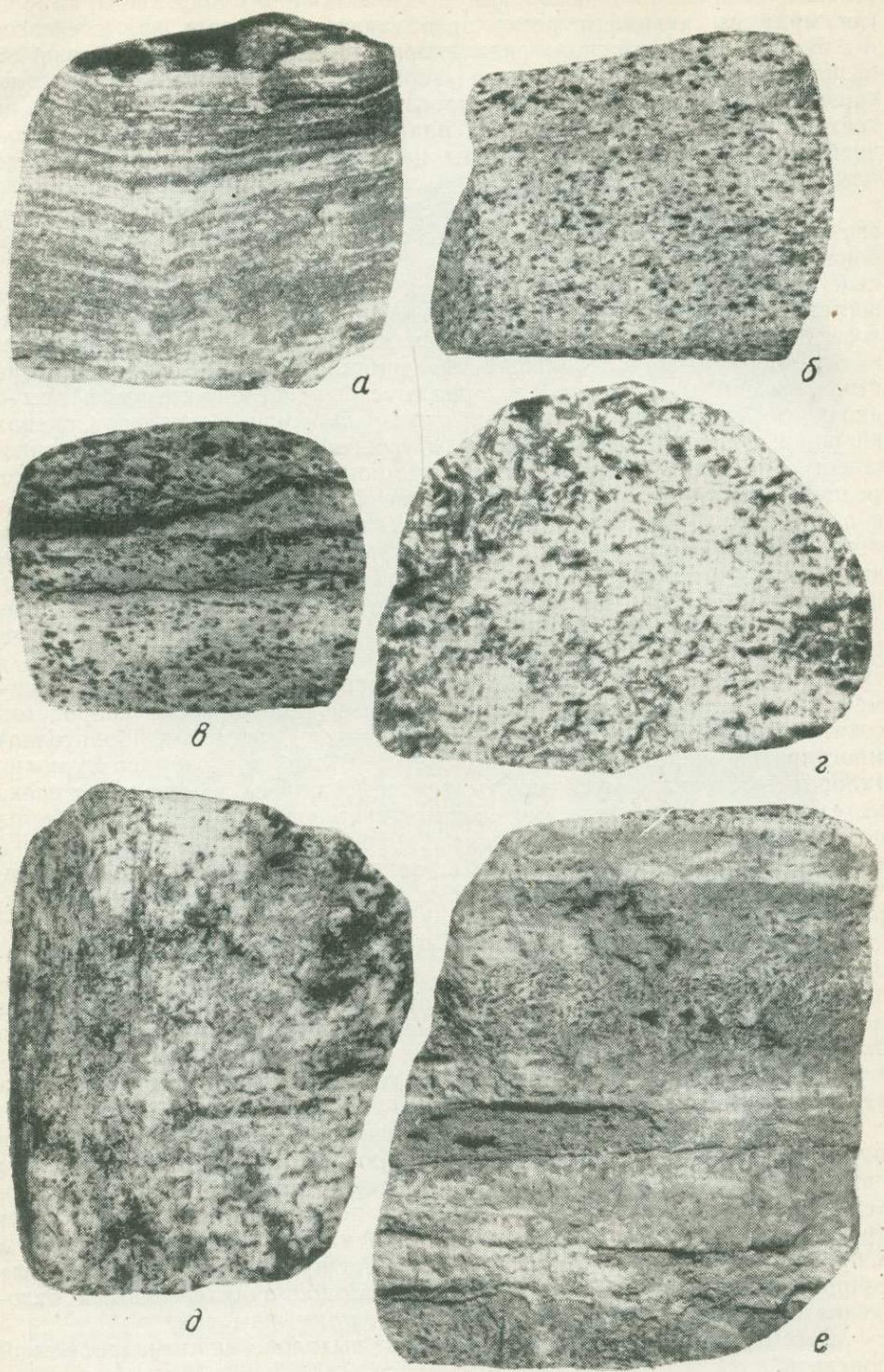


Рис. 16. Мраморы, гнейсы и кристаллические сланцы казансайской свиты
 а — роговообмако-биотитовый гнейс, Каракадалысай, уменьш. 0,8; б — биотитовый гнейс, верховья Ахимбетсая, уменьш. 0,8; в — биотитовый мрамор, Казансай, nat. вел.; г — кальцит-актинолитовая порода, верховья Ахимбетсая, $\times 1,2$; д — амфиболизированный роговообмаковый мрамор, низовья Ахимбетсая, $\times 1,5$; е — полосчатый роговообмако-карбонатный кристаллический сланец, водораздел Кызылсая и Казансая, уменьш. 0,6

abbreviatus Quenst., *C. pentamerus* Quenst., *Rhodocrinites* sp., *R. cf. verus* Quenst., *Cyclocyclicus laticanalis* Yelt., *Pentagonopentagonalis pennatus* Yelt., *P. pennatus* var. *dentata* Yelt., *Entrochus laevis lineatus* Quenst., *E. cingulatus impar* Quenst., *E. ligatus* Quenst., *E. cf. robustissimus* Вагганд., характерные для эйфельского яруса среднего девона. Из тех же обнажений В. Д. Чехович определены *Amphipora* sp., *Thamnopora* sp., *Favosites (Squameofavosites)* sp., *Caliopora cf. chaetoides* Lec.; последняя форма широко распространена в отложениях эйфельского яруса Западной Европы.

Между Кызылсаем и Казансаем в средней части разреза пачки мраморов наблюдаются несколько линзообразных прослоев внутриформационных конгломератов (рис. 17) мощностью от 2—3 до 30—40 м. Цементом их являются роговообманные

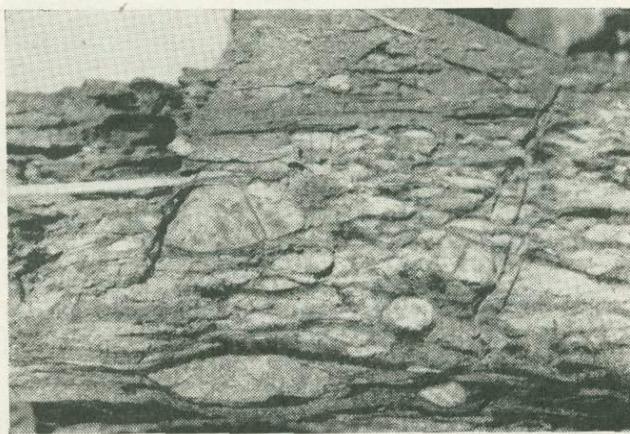


Рис. 17. Внутриформационные конгломераты нижне-казансайской подсвиты. Фото С. С. Шульца мл.

Хорошо видна округло-угловатая часто удлиненная форма галек и глыб. Водораздел Казанская и Кызылская

и биотитовые полевошпат-кварц-карбонатные кристаллические сланцы и роговообманные мраморы, неравномерно метаморфизованные по трещинам. Как цемент, так и галька конгломератов эпидотизированы; к трещинам и разрывам приурочены прослои крупнозернистых роговообманных и биотит-карбонатных кристаллических сланцев, биотитов и амфиболитов метасоматического происхождения. Галька конгломератов удлиненная, округло-угловатая, средней и слабой окатанности, от 5 до 50—60 см и иногда до 1 м в диаметре, представлена сильно эпидотизированными эфузивами среднего и кислого состава (андезитовыми порфиритами, кварцевыми порфирами, альбитофирками), двуслюдянными и биотитовыми гнейсами, окварцованными кварцевыми песчаниками, кварцитами, турмалин-пироксеновыми скарновыми породами и эпидотизированными лейкократовыми биотитовыми гранитами и гранит-порфирами. По направлению к кровле пласта размер галек уменьшается и они постепенно исчезают из разреза.

В долине Кызылсаем, вблизи Зинельбулакского надвига, по которому Казансайский аллохтон надвинут на кремнисто-вулканогенные толщи Султанувайского антиклиниория, разрез нижней пачки казансайской свиты существенно меняется: здесь наблюдается быстрое послойное замещение по простиранию мраморов биотит-карбонатными и биотитовыми гнейсами и сланцами (рис. 18).

2. Средняя пачка сложена биотитовыми гнейсами, слюдисто-доломитовыми и слюдисто-кварцевыми кристаллическими сланцами с подчиненными прослоями биотитовых, мусковитовых и белых сахаровидных мраморов и мраморизованных известняков. Наиболее характерны для ее разреза карбонатодержащие биотитовые и двуслюдянные гнейсы с цоизитом и турмалином. В гнейсах нередко сохраняются реликты первоначальных осадочных текстур — слоистость, микроритмичность, косая слоистость (рис. 19). Из остатков криноидей в прослоях мраморизованных известняков в этой пачке из долины Казансая Р. С. Елтышева определила отдельные членники и короткие обрывки стеблей *Cyprinocrinites* sp., *Rhodocrinites* sp., *Cyclocyclicus laticanalis* Yelt. ранне-среднедевонского, скорее всего эйфельского возраста. Мощность пачки достигает 300—500 м.

3. Верхняя пачка мраморов по характеру разреза напоминает нижнюю пачку мраморов. Однако органических остатков в ней меньше. Из собранных в верхней пачке мраморов остатков криноидей удалось определить лишь большое количество членников и стеблей *Cyathocrinites rugosus* Miller. среднедевонского возраста (определение Р. С. Елтышевой), а из остатков табулят — *Scaliapora* sp., встречающуюся в

среднем девоне и франском ярусе Урала, Кузбасса и Западной Европы (определение В. Д. Чехович).

Мощность верхней пачки крайне непостоянна. В районе Казанская она равна 90—100 м, восточнее она резко увеличивается, достигая в Карабалсае 640 м, а в районе Ахимбетская вновь сокращается до 450 м. Такое непостоянство мощности объясняется тем, что на многих участках верхняя часть разреза срезана крутым надвигом. Общая (неполная) мощность казанской свиты в южной полосе составляет 1300—1500 м.

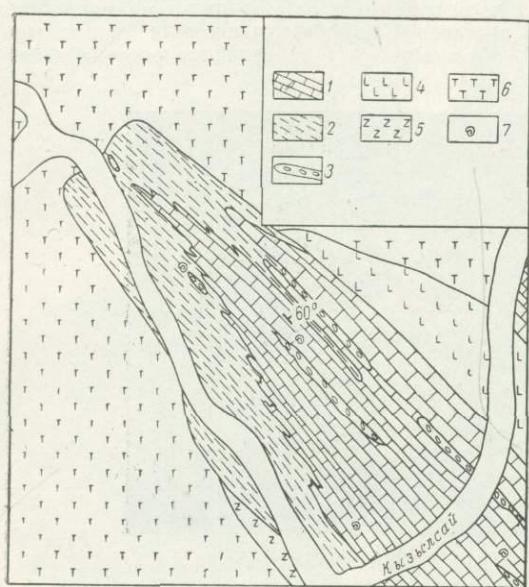


Рис. 18. Характер замещения известняков и мраморов казанской свиты по простиранию слюдистыми сланцами в районе талькового месторождения Зинельбулак в центральной части хр. Султан-Увайс

Казанская свита: 1 — известняки и мраморы белые мраморизованные, 2 — кварц-биотит-титанообманковые сланцы слюдисто-кварцевые, 3 — конгломераты, 4 — амфиболиты меланократовые цоизитовые, 5 — серпентиниты, 6 — тальковые и тальк-карбонатные породы; 7 — места находок остатков криноидей, амфибор и кораллов эйфельского возраста

карбонатных пород и эффузивов кислого и среднего состава, а мощность самих карбонатных пород продолжает сокращаться; наконец, в районе гор Ашынтау в разрезе свиты присутствует лишь три горизонта известняков, нижний из которых имеет мощность около 120, средний — 40—50 и верхний — около 100 м, тогда как разделяющие их туфогенно-известняково-сланцевые и вулканогенные пачки свиты имеют суммарную мощность свыше 1 км.

Верхнеказанская подсвита известковистых сланцев, песчаников и гнейсов слагает обширные площади в северной полосе выходов казанской свиты на востоке хребта. Она составляет ядро Карададалинской синклинали, а также южное крыло сопряженной с ней Ахимбетской антиклинали. Наиболее хорошо она обнажена на крайнем востоке Султан-Увайса.

Граница между отложениями подсвиты проводится в основании пачки черных кремнистых и кремнисто-известковистых сланцев, согласно перекрывающей толще мраморов. Мощность этой пачки меняется от 10—12 м в верховых Карабалса до 40—50 м на крайнем востоке массива. Выше залегают кварц-известковистые сланцы, полевошпат-кварцевые песчаники и алевролиты с железисто-карбонатным цементом с прослоями слюдисто-хлоритовых сланцев и серых мергелистых известняков. В верховых Карабалса, Ахимбетская и в северо-восточной части хребта отложения сильно метаморфизованы и изменены до гнейсов и кристаллических сланцев. Поле распространения верхнеказансской подсвиты представляет собой наиболее яркий пример постепенного перехода по простиранию слабо метаморфизованных пород в кристаллические сланцы, содержащие гранат, биотит, пироксен и вторичные амфиболы — tremolite и

В северной полосе выходов разрез нижнеказансской подсвиты более однороден чем в южной.

Здесь свита почти всюду сложена крупнозернистыми мраморами и мраморизованными известняками белого цвета, в которых биотитодержащие разности встречаются только в качестве редких подчиненных прослоев. Из мраморов северной полосы Г. С. Ельышевой определены *Entrochus cf. robustissimus* Вагранд., *Rhodocrinites* sp., *Cupressocrinites minor* Yelt., *C. sp.*, *Cyathocrinites rugosus* Miller, *Cupressocrinites gracilis* Goldf., *C. crassus* Goldf., *Entrochus cingulatus* Quenst большая часть этих форм имеет несомненный эйфельский возраст; но *Cupressocrinites minor* Yelt. характерен для нижнего девона.

Мощность мраморов нижнеказансской подсвиты на крайнем востоке хребта превышает 1200 м, в бассейне Ахимбетская сокращается до 500 м и примерно эту же мощность сохраняет в водораздельной части хребта в верховых Карабалса. Западнее в разрезе мраморов появляются прослои туфогенно-

актинолит. Метаморфизм затронул не всю территорию, на которой развиты породы, а лишь отдельные, хотя и весьма значительные ее части. На некоторых участках наблюдаются ультраметаморфические изменения пород осадочного происхождения. Так, в верховых Ахимбетской широко распространены порфировидные биотитовые гранитогнейсы с реликтами осадочных косослоистых текстур и включениями перекристаллизованных остатков криноидей и кораллов; они переслаиваются с биотитовыми гнейсами, кварцитами, мраморами и биотит-карбонат-кварцевыми кристаллическими сланцами.

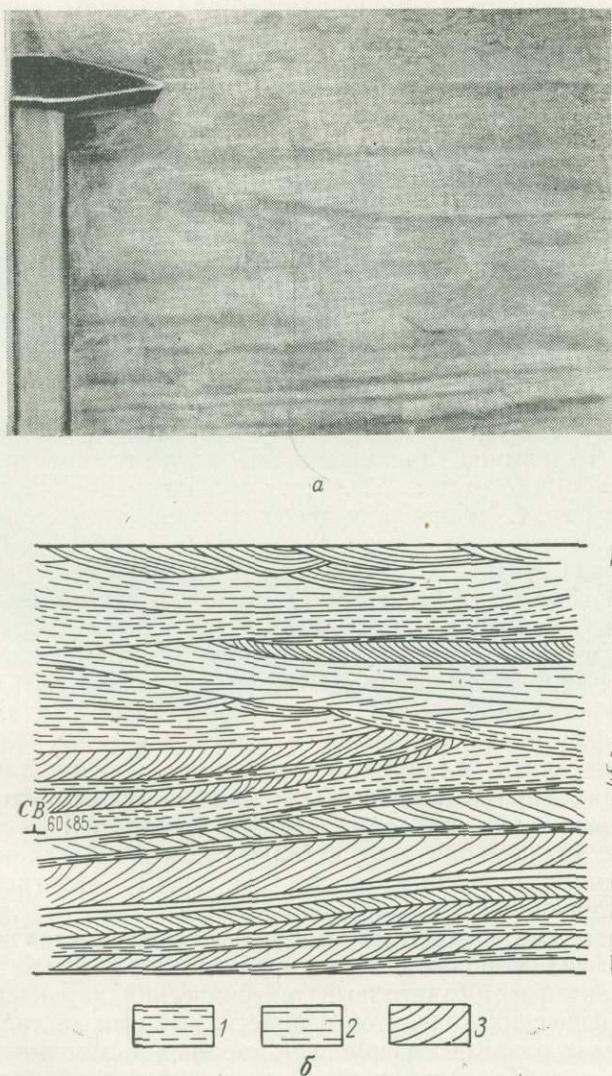


Рис. 19. Реликты косослоистых текстур в биотитовых гнейсах казанской свиты, Кызылсай
а — фотография; б — зарисовка; 1 — прослои крупнозернистых гнейсов; 2 — мелкозернистые гнейсы; 3 — направление слоистости в гнейсах

Органические остатки в верхнеказанской подсвите довольно многочисленны, но имеют плохую сохранность и трудно определимы. В различных частях разреза подсвиты содержатся остатки кораллов, брахиопод и криноидей, из которых Р. С. Елтышевой были определены *Cyathocrinites rugosus* Miller, *Cupressocrinites* sp. среднедевонского (возможно, эйфельского) возраста, а В. Д. Чехович — *Favosites* (*Squatteofavosites*) sp. девонского облика. Эта фауна, как и факт согласного залегания терригенно-карбонатного разреза подсвиты на мраморах, содержащих преимущественно эйфельскую фауну, свидетельствует о среднедевонском возрасте отложений подсвиты.

Максимальная мощность разреза подсвиты достигает на востоке хребта 900—1000 м; мощность же всей казанской свиты в восточной части Султан-Увайса приблизительно равна 2000—2200 м.

Суммируя приведенные выше результаты определений возраста органических остатков из отложений казанской свиты, можно заключить, что подавляющее большинство слагающих свиту отложений имеет среднедевонский, главным образом эйфельский возраст, но в нижней части ее разреза на севере хребта возможно присутствие нижнедевонских отложений, о наличии которых свидетельствуют находки нижнедевонских криноидей в мраморах свиты севернее верховьев Султанбосая.

Разрез верхнего оphiолитового (Каратауского) альтохтона, слагающего ядерную часть Менажатского синклиниория — Каратаускую оphiолитовую полосу — представляет собой единую ассоциацию плутонических и метаморфизованных вулканогенно-осадочных формаций. Снизу вверх в оphiолитовом альтохтоне можно выделить зоны преимущественного развития серпентинитов, габбро-амфиболитов, меланократовых амфиболитов и амфиболизированных диабазов с прослойями кварцитов.

Каракудукская свита (*D[?]kr*) впервые выделена в 1958 г. геологами Узбекского ГУ (А. А. Кулешом, Д. А. Рубановым и др.) под названием каратауской. В ее состав были включены амфиболиты с прослойями кварцитов и гнейсов, развитые в пределах Каратауской оphiолитовой полосы. В этом объеме свита понимается и автором настоящей работы. Однако термин «каратаская свита» является гомонимом введенного в 1933 г. в геологическую литературу наименования «каратаская свита», под которым С. С. Шульц ст. описал девонские эфузивы Кетменского хребта в Северном Тянь-Шане, а употребление гомонимов запрещено «Правилами стратиграфической номенклатуры» (1965, статья 50). Поэтому автор предлагает рассматривать свиту хр. Султан-Увайс называть «каракудукской» по наименованию кол. Каракудук, расположенного в верховьях Казансая в пределах выходов свиты.

Каракудукская свита является главной частью разреза оphiолитовой альтохтонной пластины («Каратаской эфузитовой полосы»), слагающей ядро Менажатского синклиниория и протягивающейся через центральную и восточную части хребта, имея ширину от 1,5 до 3,5 км, а длину (в обнаженной части) свыше 35 км. Помимо амфиболитов, измененных эфузивов, кварцитов и кристаллических сланцев, входящих в состав свиты, альтохтонную пластину слагают также серпентиниты, меланж, габбро-мigmatиты и габбро-амфиболиты, жильные породы основного и среднего реже кислого состава и глубоко измененные тальковые, тальк-хлоритовые и тальк-карбонатные сланцы. В основании альтохтонной пластины на востоке хребта залегает пластовое тело плагиогранитов непостоянной мощности.

Амфиболиты свиты местами непосредственно контактируют с падающими под них породами казанской свиты; но на всех таких участках контакт имеет отчетливый тектонический характер. Нормальных стратиграфических контактов с подстилающими ее толщами свита не имеет. В низах разреза амфиболиты постепенно замещаются габбро-амфиболитами и габбро-мigmatитами кызылсайского комплекса, образовавшимися в результате термально-метасоматической переработки и частичного переплавления амфиболитов. К этим породам близки по составу прорывающие породы свиты штоки уралитизированных и амфиболизированных габбро казантауского комплекса, по форме тел напоминающие субвулканические и жерловые аппараты.

Каракудукская свита нигде не перекрывается более молодыми палеозойскими образованиями. В верховьях Кызылсая и на юго-востоке хребта она перекрыта мощными домеловыми корами выветривания, на которых с размытом залегают меловые породы.

Каракудукская свита сложена фашиями, весьма типичными для вулканогенно-осадочных и вулканогенных толщ оphiолитовых поясов Южного Тянь-Шаня. Даже глубокий метаморфизм этих пород не является в данном случае исключением: сходный метаморфизм претерпели многие участки эфузивных среднепалеозойских разрезов.

Тамдынского горного массива, Северо-Нуратинского хребта и Южной Ферганы. Большинство пород превращено в цоизитовые, плагиоклазовые и карбонатсодержащие амфиболиты, кварц-хлоритовые, кварц-амфиболовые кристаллические и меланократовые гранат-актинолитовые и гранат-рогообманковые сланцы. Наряду с этими породами довольно широко развиты полосчатые кварц-карбонат-эпидот-актинолитовые сланцы, прослои кварцитов и сравнительно слабо измененные кварцевые порфирь и альбитофирь.

В большинстве случаев амфиболиты представляют собой полностью перекристаллизованные породы, состоящие из длиннопризматических или мелких сплюснутых зерен амфиболя (чаще всего актинолита или зеленой роговой обманки, реже — бесцветного tremolита), промежутки между которыми заполнены зернами плагиоклаза (преимущественно андезина; рис. 20, *a*, *b*). Встречаются рудные минералы — пирит,

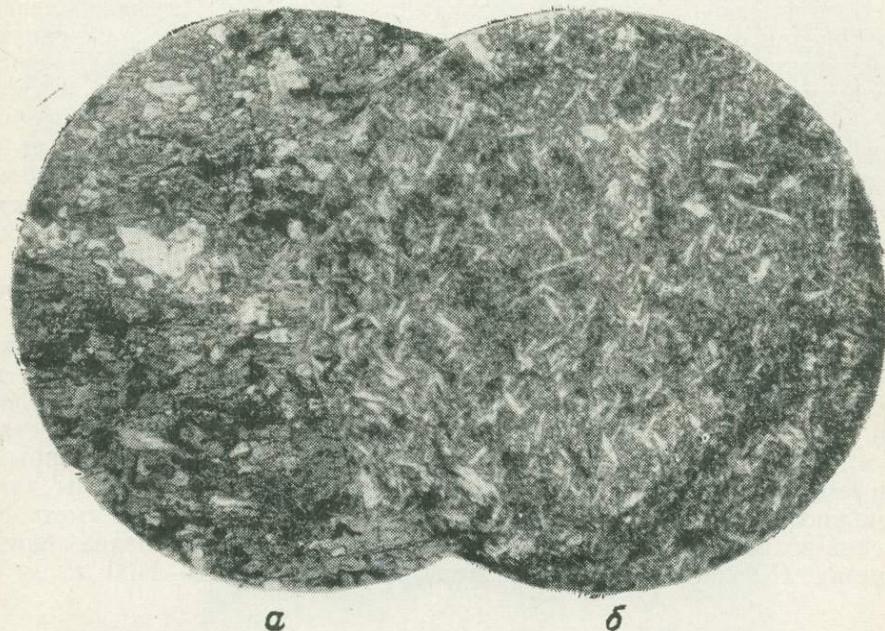


Рис. 20. Микрофотографии амфиболитов каракудукской свиты

a — плагиоклазовый меланократовый амфиболит, Каракалай, $\times 25$, без анал.; *б* — амфибилизированная туфогенная порода, Кызылсай, $\times 25$, без анал.

пирротин, шпинель, а также цоизит, эпидот, хлорит, биотит, апатит, сфен. Нередко наблюдаются мелкие чешуйки талька, а во многих шлифах — темноватые участки, заполненные мелкозернистым карбонатным материалом. Структура пород обычно нематобластовая — лучистая, сплюснутая или леристая, реже гранобластовая или порфиробластовая с мелкими призматическими зернами или крупными порфиробластами амфиболя. Текстура чаще всего массивная, реже полосчатая, с чередованием полос разного состава и структуры. Иногда в нижней части разреза встречаются слои с характерной шаровой лавовой отдельностью. В амфиболитах, слагающих шарообразные агрегаты в этих слоях, видны реликты диабазовых структур.

Разрез свиты очень изменчив и поэтому в нем трудно наметить какие-либо выдержаные по профилю пачки. В нижней части свиты преобладают полосчатые меланократовые, иногда карбонатсодержащие амфиболиты с прослоями кварц-хлоритовых и актинолитовых сланцев, по-видимому, туфогенного происхождения и линзами мраморизованных известняков. Мощность этой части разреза 300—350 м.

В средней части разреза свиты наблюдаются мощные, но выклинивающие по профилю прослои черных сливных кварцитов. Некоторые из них протягиваются на несколько километров (при средней мощности 20—30 м) и четко оконтуривают ядро синклиналии. В Каракалсе наблюдается два таких прослоя, в Казансае — три. Здесь имеется много прослоев и пачек эфузивов кислого состава — мусковитизированных и биотитизированных кварцевых альбитофиров и их туфов. Мощность этой части разреза 400 м.

В верхней части разреза вновь преобладают меланократовые иногда массивные амфиболиты с подчиненными прослоями кварцевых порфиров, кварцитов, кварцитовидных сланцев и метаморфических туфогенных песчаников зеленовато-серого цвета с хлоритизированным цементом. Мощность ее 200—250 м.

Особое место в разрезах свиты занимает формация тонкополосчатых кварц-карбонат-эпидот-актинолитовых кристаллических сланцев, слагающая изолированные участки разреза, ограниченные разломами или зажатые в тектонических чешуях. Эти породы обычно рассечены большим количеством жил, даек и узких штоков порфириров, рогово-обманковых спессартитов и габбро-диоритов. Наиболее характерной особенностью описываемых пород является частое чередование в них тонких полос (по 0,5—2 см) кварц-карбонатного и хлорит-актинолит-эпидотового состава. Характерно присутствие кварца, несмотря на основной состав пород. Такие сланцы распространены в Джентельды-сае, Султанбобосае и в районе горы Менажат.

Сходные породы широко развиты также в Кызылкумах, Северо-Нуратинском хребте, Южной Фергане и описаны там под различными названиями: кумбулакская свита (Букантау), маджерумская свита (Нуратинский хребет), канская свита (Туркестанский и Алайский хребты). Эту группу пород, по-видимому, следует выделить в особую формацию глубоко метаморфизованных зеленокаменных карбонат- и кварцодержащих тонкополосчатых кристаллических сланцев, которая входит в состав офиолитовых ассоциаций горных пород и генетически тесно связана с габбро-амфиболитовой, амфиболитовой и спилит-диабазовой формациями.

Возраст каракудукской свиты, как и возраст всей офиолитовой ассоциации Карагатусского аллохтона, в настоящее время остается неясным. В линзах мраморов в составе свиты содержатся целиком перекристаллизованные остатки членников криноидей, имеющие, по определению Р. С. Елтышевой, «среднепалеозойский, возможно, девонский облик». Присутствие перекристаллизованных органических остатков в породах свиты и сходство ее пород с девонскими вулканогенными толщами Кызылкумов, Нуратинского хребта и Южной Ферганы дают возможность предполагать, что каракудукская свита может иметь девонский возраст. Общая мощность отложений свиты в наиболее полных разрезах (Казансай, Джентельды-сае) достигает 1000—1100 м.

Шейхджелинский синклиниорий

Шейхджелинская свита (D_{2sch}) выделялась из общего разреза хребта уже в работах Н. П. Барбот-де-Марни (1875) и Н. А. Северцева (1875) и в дальнейшем описывалась как самостоятельная всеми исследователями. Современное название дано ей в 1958 г. А. А. Кулешом и др., а опубликовано в 1963 г. (Лихачев и др., 1963).

Свита слагает всю западную часть хр. Султан-Увайс, в том числе горные гряды Шейхджели, Зенгебобо и Куянчик (за исключением крайней юго-западной оконечности последней), а на левобережье Амударьи — возвышенности Джимуртау и Кубатау. Западнее известняковой гряды Актау свита по разлому контактирует с перетертymi и развалцованными породами, широкая полоса которых (Урусайская зона разломов) отделяет шейхджелинскую свиту от султануздагской и джамансайской. В юго-западной части возвышенности Куянчик эфузивы и туфопесчаники шейхджелинской свиты круто надвинуты на толщу мраморизованных известняков фаменского возраста (см. рис. 22), а на юго-востоке гряды Джимуртау — на среднедевонские известняки и на согласно перекрывающие их терригенные граувакковые отложения, родственные зилаирской свите Урала.

В разрезе свиты можно выделить четыре пачки, существенно отличающиеся друг от друга по составу.

1. В основании свиты на возвышенности Зенгебобо залегает пачка развалцованных и милонитизированных спилитов, диабазов и диабазовых порфириров, переслаи-

вающихся с зеленокаменными полосчатыми известково-актинолитовыми и кварц-известково-актинолитовыми сланцами (того же типа, что и в каракудукской свите), а также с темно-зелеными эпидот-циозитовыми амфиболитами, в которых сохранились реликты диабазовых структур (см. рис. 21, а). Породы сильно эпидотизированы, неко-

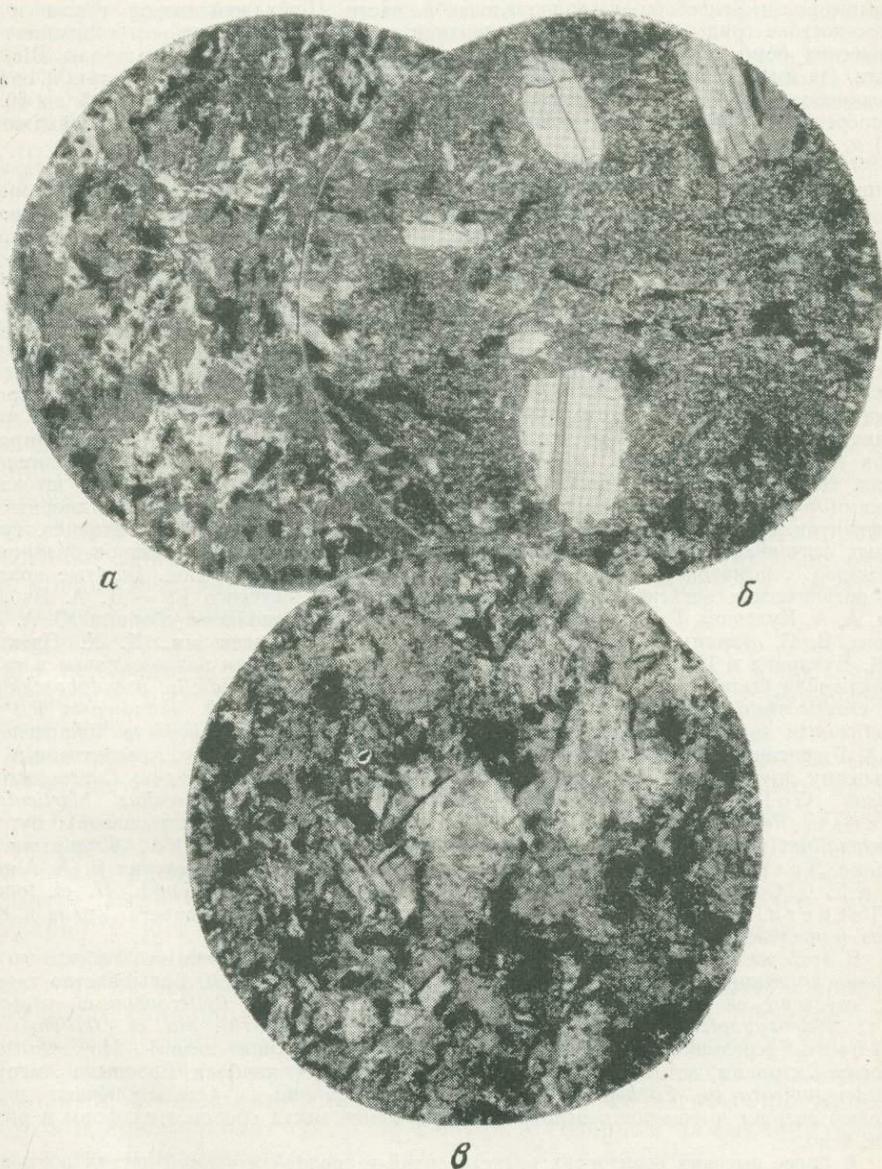


Рис. 21. Микрофотографии пород шейхджейлинской свиты

а — эпидот-циозитовый амфиболит с реликтами диабазовой структуры (полностью эпидотизированный и амфиболизированный диабаз), пачка 1, возвышенность Зенгебобо, западные гряды Актау, $\times 25$, без анал.; б — дацитовый порфирит, пачка 2, Куяччик, $\times 25$ николи +; в — эпидотизированный диабаз, пачка 3, Шейхджейлинская гряда, $\times 25$, без анал.

торые из них превращены в эпидозиты, целиком состоящие из эпидота и сассюритизированного плагиоклаза. Во многих участках разреза наблюдается медное оруденение, по плоскостям сланцеватости эффузивов и амфиболитов развиты зеленые медистые налеты и примазки, а сами амфиболиты содержат пирит и халькопирит. В разрезе встречаются мощные прослои пиритизированных хлоритовых и слюдисто-хлоритовых туфогенных сланцев и редкие маломощные прослои белых и желтых мраморов. Мощность пачки на севере Зенгебобо 800—850 м, южнее она увеличивается до 1000 м.

2. Выше залегает пачка дацитовых порфириев, спилитов, диабазов и их туфов, многие породы которой амфиболизированы и эпидотизированы. В ней имеются многочисленные мелкие штоки габбро-диабазового состава, являющиеся, вероятно, жерловыми фациями излияний, сформировавших эту часть разреза свиты. Дациевые порфиры (см. рис. 21, б) и диабазы слагают основную часть разреза пачки, образуя мощные залежи, особенно раздувающиеся вблизи габбродиабазовых штоков (в центральной части возвышенности Зенгебобо, в водораздельной части Шейхджейлинской гряды и на северо-востоке гряды Джимуртау). К верхней части разреза приурочен горизонт вулканических бомб, обнаруженный А. А. Кустарниковой в южной части гряды Шейхджейли. Он имеет мощность около 20 м и характеризуется грубой слоистостью и ориентированным расположением бомб и лапилл чечевичеобразной формы от 5 до 50 см в поперечнике. Максимальная мощность пачки в Зенгебобо 1200, а в Шейхджейли 1450 м.

3. В разрезе третьей пачки широко представлены кварцевые кератофиры, альбитофиры и их туфы, а порфиры и диабазы (см. рис. 21, в) имеют подчиненное значение. Здесь встречаются прослои лавобрекций и туфогенных хлорит-эпидот-роговообманковых сланцев; в верхней части пачки туфогенные сланцы местами даже преобладают в разрезе. Горизонты сланцев обычно гофрированы, смяты в мелкие крутые складки. Мощность пачки в Зенгебобо около 900 м, в Шейхджейли она сокращается до 650—700 м.

4. В разрезе верхней пачки шейхджейлинской свиты вновь преобладают эфузивы среднего и основного состава — порфиры и диабазы; встречаются подчиненные залежи кварцевых порфиров и их туфов. Пачка заключает большое количество линз и прослоев туфогенных хлорит-актинолитовых сланцев, зеленых, темно-зеленых и черных туфогенных аркозовых эпидотизированных песчаников, известковистых сланцев, известняков и мраморов, а также невыдержаные по простирации горизонты туфогравелитов и туфоконгломератов, состоящие из плохо окатанных галек вулканогенных пород, сцепленных пирокластическим материалом. Породы прорваны штоками, дайками и пластовыми инъекциями гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритовых порfirитов и кварцевых порfirитов. В прослоях и линзах известняков, сланцев, туфогенных песчаников и гравелитов присутствует большое количество остатков брахиопод, пелеципод, строматопор, амфипор, кораллов, крионидей и гастропод. Богатые коллекции органических остатков были собраны геологами Узбекского ГУ — Д. А. Рубановым, А. А. Кулешом, Г. А. Алферовым; позже они были дополнены сборами Ю. А. Лихачева, В. С. Владимирского, Э. В. Маловой, С. С. Шульца мл., К. К. Пяткова, А. К. Бухарина и И. А. Пилювой. Из сборов в средней части разреза пачки в гряде Шейхджейли были определены следующие брахиоподы: *Conchidiella pseudobaschkirica* var. *crassicostata* Ržop., *Atrypa* ex gr. *reticularis* Lin., *A. cf. shandiensis* Ržop., *Eoreticularia* sp., *Strophomena* sp., *Pleurorima* sp. эйфельского возраста (определения М. А. Ржонницкой); пелециподы: *Allorista* cf. *uralica* и *Vlasma* sp., свойственные эйфельскому ярусу Урала (определения О. И. Сергуньковой); криониды: *Cupressocrinus crassus* Goldf. (чаечки), *Cyclocyclicus acer* Yelt., *Entrochus biauriculatus* Quenst., *Pentagonocyclicus rutilus* Yelt. (определения Р. С. Елтышевой); ругозы: *Fasciphyllum petschoreense* Soshk., *Stenophyllum hedströmi* Wdkd., *Tryplasma devoniana* Soshk., характерные для верхнего эйфеля Урала (определения В. А. Аникиной и Е. Д. Сошкиной); гелиолитиды: *Heliolites* ex gr. *porosus* Goldf., *H. cf. tomentosis* Tscherg., *H. ex gr. vulgaris* Tscherg., характерные для живета Урала и Кузбасса (определения В. Д. Чехович).

В этой же части разреза Шейхджейлинской гряды геологами Узбекского ГУ собрана коллекция гастропод, определявшаяся В. А. Востоковой. Большинство гастропод, согласно ее заключению, имеет девонский возраст — *Bellerophon* cf. *uralensis* Ver., *Paleozygopleura* sp., *Turba* aff. *laetus* Batt., *Murchisonia* cf. *teltiensis* (?) Tscherg. (средний девон), *Sonoroma* cf. *terebra* (верхний девон). Но некоторые относятся к родам, встречающимся только в отложениях карбона Европы и Америки: *Pseudorigopleura* sp., *Euphemites* sp., *Baylea* sp., *Junnata* sp. Они исключают докарбоновый возраст вмещающих отложений. Положение места сборов этих форм в разрезе не ясно.

В более высоких горизонтах разреза пачки в средней и южной частях возвышенности Куюнчик в прослоях туфлитов, туфогенных песчаников и известняков встречаются многочисленные органические остатки в виде хорошо сохранившихся отпечатков на поверхностях эфузивных залежей. Из них О. И. Сергунькова определила следующие брахиоподы: *Carinatina paradoxa* Seur., *Atrypa* cf. *desquamata* Sow. var. *totaensis* Khod., *A. cf. submata* Khod., *A. subalnensis* Nikif., *A. devoniana* *descrescens* Fenton et Fenton, *Hypothyridina* (?) *coronata* Kayser var. *tenuiplicata* Khod., *Gypidula* cf. *boxitica* Khod., *G. cf. lotdensis* Khod., *Gypidula* cf. *subvenetus* Khod., *Conchidiella pseudobaschkirica* Tscherg., а также гастроподы *Platyceras* sp., *Raphistoma* cf. *brohni* (?) и пелециподы *Allorista* cf. *uralica* Tschern., характерные для верхов эйфеля и низов живета Урала. Е. Д. Сошкиной отсюда были определены ругозы *Gryrophyllum gracile* Wdkd., распространенные в нижнекиветских отложениях Европы, Урала и Кузбасса, а В. Д. Чехович — табуляты *Alveolites* aff. *cavernosus* Lec., *Chaetetes* sp., *Favosites* sp., *Heliolites* sp. nov.; из этих же слоев Н. И. Шиназаровым определены брахиоподы: *Chonetes* (?) sp., *Carinatina* cf. *signifera* Schnurig., *Atrypa* cf. *desquamata* Sow., *A. cf. zonata* Schnurig., *A. cf. devoniana*

Webst., *Emmanuella* sp., а А. И. Лесовая определила *Stromatopora* ex gr. *hüpschi* Bargatzky, распространенную в отложениях живета Урала, Кузбасса и Средней Азии. Из сборов С. С. Шульца мл. М. А. Ржонницкой определила следующие брахиоподы: *Schizophoria* (?) sp., *Atrypa (Desquamatia)* ex gr. *desquamatata* (Sow.), *Emmanuella* sp., *Spirifer* sp., *Conocardium* sp., определяющие возраст вмещающих слоев как средний девон или низы верхнего, скорее всего, живет. Слои, заключающие этот комплекс брахиопод, надвинуты на фаменские известняки куянчикской свиты, слагающие юго-западную оконечность возвышенности Куянчик (Дыгта).

Общая мощность разреза верхней пачки в районе гряды Шейхджейли достигает 1000—1100 м, а в районе возвышенности Куянчик, где обнажаются и ее более молодые, живетские, слои, — около 800 м. Суммарная мощность этой пачки, по-видимому, равна 1500—1600 м, а всей шейхджейлинской свиты — от 4000 до 4500 м.

Шейхджейлинская свита по совокупности определений найденных в ней органических остатков имеет среднедевонский возраст. Большая часть разреза свиты относится к эйфелю, и только верхние горизонты верхней пачки, обнажающиеся на юге возвышенности Куянчик, вероятно, следует относить к живету. Как показывают определения гастропод из разреза свиты в районе гряды Шейхджейли, в том разрезе, по-видимому, присутствуют и отложения карбона, но выделить их из отложений свиты в настоящее время не представляется возможным.

Следует обратить внимание на существенное различие фауны среднего девона западной (шейхджейлинская свита) и восточной (казанская свита) частей хребта. Для запада хребта типичны уральский фаунистический комплекс и преобладание в вулканогенно-осадочных прослоях брахиоподовых и коралловых фаций с характерными для Урала видами, тогда как для востока — криноидные и амфиоровые известняки тяньшаньского типа. Характерна также значительно большая мощность вулканогенных разрезов среднего девона на западе по сравнению с карбонатными разрезами на востоке.

Куянчикская свита (*D3kj*). Под таким названием автор описывает разрез верхнедевонских мраморов и мраморизованных известняков, обнажающихся в крайней юго-западной части хребта. Органические остатки здесь впервые обнаружены Я. С. Висневским в 1948 г.

Мраморы куянчикской свиты слагают небольшой участок (80×180 м) на юго-западной оконечности возвышенности Куянчик на берегу Амударьи. Они залегают в ядре погружающейся на север антиклинальной складки меридионального простирания, осложненной многочисленными разломами (рис. 22). С запада ядро складки оборвано крупным меридиональным разломом, который параллелен руслу Амударьи. С юга пласти мраморов по разлому притыкаются к толще темно-зеленых диабазовых порфиритов и их туфов. С востока и северо-востока на верхнюю часть разреза мраморов, заключающую прослои туфогенных сланцев, круто надвинута толща дакитовых порфиритов и туфогенных песчаников шейхджейлинской свиты; при этом надвинутые пласти имеют падения и простирания, согласные с подстилающими их мраморами, а поверхность надвига повторяет все изгибы простирания пластов и поворачивает согласно с ними в северном замыкании антиклинали, что показывает доскладчатый характер надвига.

С запада на восток наблюдается следующий разрез отложений свиты.

1. В ядре антиклинали обнажаются сильно мраморизованные светло-серые известняки. В нижней части пачки они толстоплитчатые, иногда массивные, в верхней — тонкоплитчатые, толщина прослоев 15—25 см. Видимая мощность этой части разреза 36—38 м.

2. Выше залегает пласт синевато-серых слоистых известняков с тонкими прослоями белых мраморов. В известняках встречаются раковины крупных брахиопод, гастропод и ругоз. В 1948 г. Я. С. Висневским из этого прослоя были собраны брахиоподы *Euomphalus* sp., *Spirifer (Cyrtospirifer) equilinus* Rom., по заключению Б. П. Марковского, характерные для каратауского типа фаун фамена Средней Азии. В 1955 и 1963 гг. позднедевонский возраст известняков был подтвержден находкой в них гастропод, по определению В. А. Востоковой, принадлежащих *Straparollus* sp., и фаменских брахиопод *Cyrtospirifer* aff. *romanovskii* Nal. (определение М. А. Ржонницкой).

Cyrtospirifer ex gr. verneuili Murch. (определение Н. И. Ишназарова). Мощность пласта 12 м.

3. Выше залегает пачка переслаивающихся белых и серых тонкоплитчатых известняков и известковистых сланцев, серо-зеленых серицит-хлоритовых туфогенных сланцев и туфитов с маломощным прослоем туфоконгломератов с галькой известняков в зеленом хлоритизированном туфогенном цементе; мощность пачки 35—36 м. На верхнюю ее часть согласно надвинуты зеленые туфы дацитовых порфиритов шейхджелинской свиты. В зоне надвига развита окварцованныя брекчия трения мощностью 1,5—2 м.

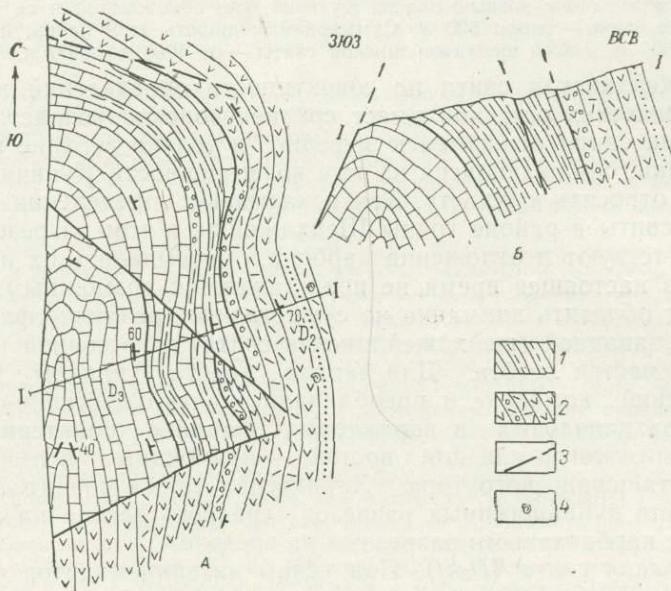


Рис. 22. План района выходов на поверхность известняков куянчинской свиты (А) и разрез по линии I—I (Б). Юго-западная оконечность гряды Куйячик

1 — известняки, известковистые и туфогенно-известковистые сланцы куянчикской свиты ($D_3\ kif$); 2 — эфузивы и туфогенные песчаники шейхджелинской свиты ($D_2\ sch$); 3 — разломы; 4 — места находок органических остатков

Возраст отложений свиты, как показывают определения остатков спириферид, фаменский. Присутствие в верхней части разреза туфогенных сланцев и туфоконгломератов свидетельствует, что вулканическая деятельность в Шейхджелинском синклиниории продолжалась не только в среднем, но и в позднем девоне.

Мощность обнаженной части разреза свиты равна 85—88 м.

Девонские отложения хр. Султан-Увайс на многих участках глубоко метаморфизованы. На востоке метаморфизм превратил значительную часть пород в гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты, в толщах которых присутствуют перекристаллизованные, но определимые остатки девонской фауны. Комплекс минералов метаморфических толщ девона и структуры пород свидетельствуют о значительном термальном и метасоматическом воздействии на породы при относительно небольших давлениях. Это дает основание считать, что метаморфизм связан с резким подъемом термического градиента, особенно значительным в зоне Карагатской офиолитовой полосы, и с гидротермально-пневматолитовым воздействием высокотемпературных растворов, проникавших в девонские осадочные и осадочно-вулканогенные толщи по разломам и трещинам, и что он происходил при относительно неглубоком погружении девонских осадков, в непосредственной близости от земной поверхности. Возраст метаморфизма, скорее всего, позднепалеозойский; абсолютный возраст биотитов из отобранных автором проб гнейсов

кахралсайской свиты равен 250 млн. лет (определение проводилось в Лаборатории абсолютного возраста ВСЕГЕИ).

Метаморфизм девонских отложений хр. Султан-Увайс лишил раз показывает неправильность широко распространенных представлений о связи степени метаморфизма пород с их возрастом и, в частности, о необходимости отнесения глубоко метаморфизованных толщ к докембрию (и даже к архею) только на основании степени их метаморфизма. Ошибочность подобных представлений за последние годы была доказана многочисленными работами на материале самых разных территорий Советского Союза — Кавказа, Памира, Забайкалья и других складчатых областей. При составлении Международной тектонической карты Европы (1964) и Тектонической карты Евразии (1966) коллективами геологов Советского Союза и европейских стран, участвующих в составлении этих карт, были внимательно проанализированы имеющиеся данные по метаморфизму складчатых систем Евразийского континента. В результате был четко сформулирован важный вывод, что «степень метаморфизма пород никогда не служит показателем их древности» и что «изограды метаморфизма определяются только структурно-тектоническими условиями (включая сюда и магматическую деятельность, которая сама является следствием тектонических процессов»; Яншин, 1965). Этот вывод полностью подтверждается изучением петрографии и тектоники метаморфических толщ хр. Султан-Увайс.

В фундаменте Южного Приаралья девонские отложения, по-видимому, широко распространены. При этом, если в районах восточнее и южнее хр. Султан-Увайс следует предполагать преимущественное развитие карбонатных разрезов девона кызылкумского типа и появление вулканогенно-терригенных толщ лишь в зонах оphiолитовых поясов, то западнее и севернее хребта девонские отложения, по-видимому, представлены терригенными и терригенно-вулканогенными разрезами уральского типа с подчиненными линзами и прослоями рифогенных известняков.

4. КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Каменоугольные отложения слагают значительные участки поверхности фундамента Южного Приаралья и вскрыты скважинами в различных частях. В Юго-Западном Приаралье они представлены полого и горизонтально залегающими слабо метаморфизованными углистыми и известковистыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками и сланцами, переслаивающимися с эфузивами и туфами кислого и среднего, реже основного состава. Как в сланцах, так и в туфогенных породах в скв. 4-Курганчик, пробуренной в 100 км западнее хр. Султан-Увайс, обнаружены богатые комплексы фораминифер башкирского яруса среднего карбона (Князев и др., 1969). Вулканогенно-осадочные толщи карбона Юго-Западного Приаралья, вскрытые к 1969 г. семью скважинами (4-Курганчик, 1-Сарыкамыш, 3-Койкрылан, Октябрьская, Хорезм, 1- и 18-Ачак), по внешнему облику, литологическому и петрографическому составам и по структурной характеристике (слабая дислоцированность, пологие углы падений пластов) очень близки к породам зойской, вахшварской, каратагской и сагдорской свит южной и юго-западной частей Гиссарского хребта, разрезы которых специально изучались автором в последние годы. Можно предполагать, что на большей части территории Юго-Западного Приаралья, как и в юго-западной части Гиссарского хребта, каменоугольные отложения входят в состав вулканогенно-осадочного покрова, полого залегающего на докембрийском кристаллическом фундаменте.

Каменоугольные отложения Юго-Восточного Приаралья, как и Кызылкумов, участвуют в строении линейных шарьяжных структур

варисцид. На значительной территории между Букантау, Тамдытау и хр. Султан-Увайс развиты разрезы центрально-кызылкумского типа (сложно дислоцированные и метаморфизованные карбонатные, карбонатно-терригенные и вулканогенные разрезы нижнего и низов среднего карбона и несогласно перекрывающие их флишевые и молассовые толщи верхней части среднего и верхнего карбона). В фундаменте Юго-Восточного Приаралья можно предполагать развитие также уральских типов разрезов, близких разрезам Прииргизского и Кустанайского синклиниориев. С уральским (а точнее, зауральским) разрезом валерьевской вулканогенно-осадочной свиты Кустанайского синклиниория может быть сопоставлена, по нашему мнению, вулканогенно-осадочная толща северных склонов хр. Султан-Увайс, которую мы предлагаем выделить в качестве самостоятельной ащенынтауской свиты. Весьма вероятно, что аналоги ащенынтауской свиты развиты и в западной части хребта, в частности в районе гряды Шейхджейли, и с ними связаны находки каменноугольных гастропод в шейхджейлинской свите, о которых говорилось выше.

Ащенынтауская свита ($C_1?$ asch). Впервые эфузивные разрезы северного и северо-восточного склонов хр. Султан-Увайс были выделены в качестве отдельного комплекса палеозойских пород А. Н. Чураковым (Пэк, Чураков, 1936), указавшим на их наиболее молодой возраст сравнительно с остальными метаморфическими толщами хребта. Геологи Узбекского ГУ рассматривают эти отложения как аналоги верхней части разреза шейхджейлинской свиты, указывая при этом на значительное различие в разрезах и меньший метаморфизм эфузивов Ащенынтау.

С. С. Шульцем и мл. (1967) вулканогенные толщи северных склонов Ащенынтау и хр. Султан-Увайс выделяются в ащенынтаускую свиту условно раннекаменноугольного возраста. Отложения свиты развиты, кроме того, в районе Беркуткалинской группы холмов в восточной части Султан-Увайского плато. В районе Ащенынтау эфузивы свиты с угловым несогласием залегают на размытой поверхности известняков казансайской свиты (рис. 23), а в восточной части плато контактируют с ними по разлому.

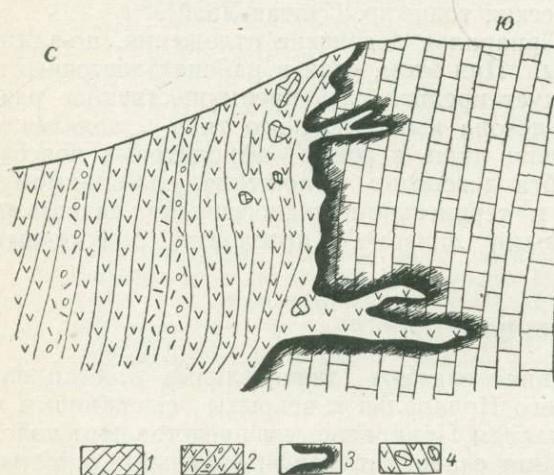


Рис. 23. Зарисовка контакта эфузивов ащенынтауской свиты с мраморами казансайской свиты.

Северный склон горы Ащенынтау

1 — известняки и известковистые конгломераты казансайской свиты ($D_{1-2} ks$); 2 — эфузивы ащенынтауской свиты ($C_1?$ asch); 3 — зона скарнирования; 4 — ксенолиты известняков в эфузивах ащенынтауской свиты. Протяженность разреза 12 м.

нувайского плато. В районе Ащенынтау эфузивы свиты с угловым несогласием залегают на размытой поверхности известняков казансайской свиты (рис. 23), а в восточной части плато контактируют с ними по разлому.

Свита сложена эфузивами среднего и основного, реже кислого состава, их туфами, туфогенными песчаниками и туфоконгломератами зеленого, сиренево-серого, серо-лилового, темно-бурового и черного цвета. Преобладающие сиреневые и серые тона окраски отличают породы от зеленоцветных толщ шейхджейлинской свиты и темно-зеленых и черных амфиболитов каракудукской свиты. Наиболее широко развиты в разрезе андезитовые порфириты (с порфировой структурой и крупными фенокристаллами андезина в криптокристаллической, микролитовой или пилотакситовой карбонатизированной альбит-хлорит-магнетитовой основной массе) и их туфы (рис. 24, а).

Они чередуются с телами диабазов и спилитов крупнозернистой, призматической зернистой структуры (см. рис. 24, б) часто с повышенным содержанием железа. Реже встречаются кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и их туфы. Характерна свежесть пород, резко контрастирующая с глубоким метаморфизмом отложений каракудукской свиты, расположенных поблизости.

В эфузивном разрезе встречаются частые прослои грубообломочных вулканоген-

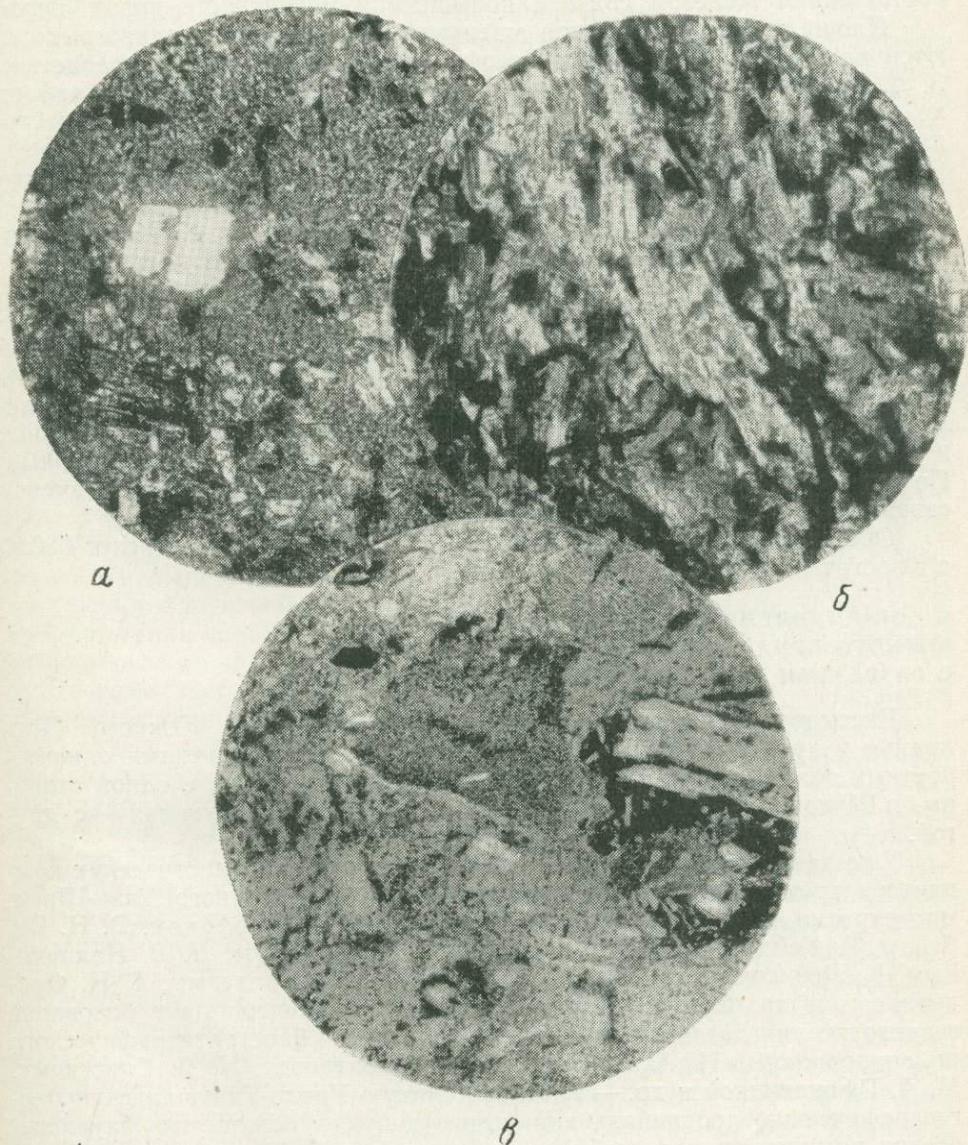


Рис. 24. Микрофотографии пород аченынтауской свиты, гора Аченынтау
а — туф андезитового порфириита, $\times 25$, николи +; б — спилит, $\times 25$, николи +; в — туфогравелит с обломками вулканических и туфогенных пород среднего и основного состава, $\times 25$, без анал.

но-осадочных пород — туфоконгломератов и туфогравелитов, а также лавобрекции, пепловые горизонты с оплавленными вулканическими бомбами и лапиллями, сиреневые туфиты, темно-серые до черных известково-кремнистые и кремнистые сланцы. Маломощные прослои лав и лавобрекций (30—50 см иногда до 1 м) сложены черными, неполяризующими свет в шлифах стекловатыми породами, часто сильно ожелезненными. Пласти туфоконгломератов и туфогравелитов, достигающие иногда мощности 30—50 м, сложены галькой эфузивов, кремнистых пород и известняков средней и слабой окатанности; нередко встречаются также прослои туфобрекций, лавобрекций

и грубозернистых туфопесчаников с угловатыми неокатанными обломками порфиритов, спилитов и туфогенных сланцев в пепловом и стекловатом материале (см. рис. 24, в).

Многие породы свиты сильно ожелезнены, а с восточным полем ее выходов на Султанувайском плато связано сульфидно-железное оруденение. «Железные шляпы» на вершинах некоторых холмов представляют собой реликты палеозойской коры выветривания. Вероятно, с обогащением железом связана повышенная магнитность пород свиты.

Площади распространения ащенынтауской свиты отчетливо выделяются на составленных группой геофизиков ВСЕГЕИ под руководством З. А. Макаровой картах графиков и изолиний магнитного поля района хр. Султан-Увайс и Южного Приаралья по аномальным положительным значениям магнитного поля над этими участками.

По характеру и интенсивности магнитных аномалий породы свиты аналогичны вулканогенным образованиям валерьяновской свиты визе-намюрского возраста, выделяемой Е. А. Мазиной, О. К. Ксенофонтовым и другими геологами на территории Тургайского прогиба и Северного Приаралья. При сравнении образцов пород и шлифов ащенынтауской и валерьяновской свит выявляется их большое сходство. Поэтому ащенынтаускую свиту можно считать аналогом валерьяновской свиты на территории хр. Султан-Увайс. Возраст валерьяновской свиты в настоящее время считается визе-намюрским на основании многочисленных находок верхневизейских, реже намюрских брахиопод, мишанок и фораминифер (Геологическое строение Тургайского прогиба, 1961). По аналогии с валерьяновской свитой возраст пород ащенынтауской свиты условно считается нами раннекаменноугольным.

Общая мощность свиты в районе горы Ащенынтау достигает 650 м, а в восточной части плато — 800—900 м.

5. СОПОСТАВЛЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ РАЗРЕЗОВ ЮЖНОГО ПРИАРАЛЬЯ И ХРЕБТА СУЛТАН-УВАЙС С РАЗРЕЗАМИ УРАЛА, КЫЗЫЛКУМОВ И ТЯНЬ-ШАНЯ

Рассмотренные разрезы палеозойских отложений Южного Приаралья и хр. Султан-Увайс имеют много общего с разрезами одновозрастных отложений Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня, с одной стороны, и Мугоджар, Восточного Урала и Тургайского Зауралья — с другой.

Уже давно было замечено сходство разрезов и фаунистических комплексов среднепалеозойских отложений Урала и Южного Тянь-Шаня, многократно отмечавшееся И. В. Мушкетовым, А. Крафтом, В. Н. Вебером, Г. Кейделем, М. Вадашем, Д. И. Мушкетовым, Д. В. Наливкиным, К. Лейком, А. Д. Архангельским, В. А. Николаевым, Г. Н. Фредериком и др. Сходство фаунистических комплексов дает основание исследователям, занимающимся вопросами биостратиграфического районирования, — Н. А. Штрейсу, В. Н. Дубатолову, Н. Я. Спасскому, М. А. Ржонницкой и др. — выделять единую Урало-Тяньшаньскую биогеографическую провинцию, характеризующуюся общностью фаунистических комплексов для всей Урало-Тяньшанской геосинклинальной области среднепалеозойского времени от Новой Земли и Пай-Хоя до Кокшаала, но резко отличную от соседствующих с Тянь-Шанем Джунгаро-Балхашской и Алтае-Саянской провинций.

Еще более полно вывод о единстве Урало-Тяньшаньского бассейна на протяжении среднепалеозойской истории (и в меньшей степени среднекаменноугольной эпохи) подтверждается при сопоставлении фаунистических комплексов систем, отделов, ярусов и зон среднего палеозоя, приведенных в унифицированных стратиграфических схемах, принятых последними стратиграфическими совещаниями для Южного Тянь-Шаня (1959), с одной стороны, и восточного склона Урала (1961) — с другой. Сопоставление показывает, что тесная связь между отдельными звенья-

ми Урало-Тяньшаньской варисцийской геосинклинальной области существовала почти непрерывно до второй половины среднекаменноугольной эпохи. Однако для более поздних этапов развития Восточного Урала и Южного Тянь-Шаня, начиная с середины московского века и в особенности с позднего карбона, такая связь нарушается, и эти области попадают в разные биогеографические провинции.

Наряду с чертами сходства между среднепалеозойскими разрезами Урала и Тянь-Шаня существуют и значительные различия регионального порядка. Важнейшее из них заключается в значительном увеличении роли вулканогенных фаций в разрезах Урала по сравнению с тяньшаньскими и в уменьшении роли карбонатных фаций. Другой характерной чертой уральских разрезов является более широкое, чем в Тянь-Шане, распространение глубоко метаморфизованных отложений. Существенно различаются и металлогенические особенности палеозойских толщ Урала и Тянь-Шаня.

На территории хребта Султан-Увайс обнажены разрезы палеозоя как уральского, так и тяньшаньского типа. Разрез западной части хребта — Шейхджелинского синклиниория — по набору формаций, их возрасту, особенностям тектоники и комплексам органических остатков очень близок разрезам девонских андезитовых формаций Магнитогорского синклиниория Урала. Граувакковая песчано-сланцевая пачка на юго-западе гряды Джимуртау близка зилаирской свите Южного Урала.

Султануздагская свита центральной части хребта, как указывают А. А. Абдулин, С. А. Касымов и К. А. Львов (1969), «по формационному составу и стратиграфическому ее расположению необычайно близка к шебектинской свите нижнего палеозоя Мугоджар». Верхней части разреза Султанувайского антиклиниория — мощной девонской кремнистой формации джамансайской свиты — пока не найдено одновозрастных аналогов ни на Урале, ни в Южном Тянь-Шане.

Разрезы восточной оконечности хребта Султан-Увайс — Менажатского синклиниория — весьма типичны для Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня. Здесь выделяются две аллохтонные пластины, из которых нижняя сложена мощными терригенно-карбонатными и карбонатными толщами девонского возраста, а верхняя — офиолитовой ассоциацией (серпентинитами, габбро-амфиболитами и амфиболизированными диабазами и спилитами каракудукской свиты). Офиолитовый аллохтон слагает ядро синклиниория, подстилаясь в его крыльях верхами разрезов карбонатного комплекса; как структурное положение, так и набор формаций этого аллохтона очень типичны для Тамдынско-Алайской зоны Южного Тянь-Шаня: совершенно сходную картину мы наблюдаем в центральной части Тамдынского горного массива в Кызылкумах (см. рис. 43) и в вулканогенных синклиниориях Южной Ферганы. По своим фациальным особенностям вулканогенный и карбонатный разрезы восточной части хребта также являются типично тяньшаньскими; для последнего характерны мощные прослои амфипоровых и криноидных известняков с фауной тяньшаньского типа.

Особое положение в разрезе палеозойских отложений хребта занимают вулканогенные толщи ашеньянтауской свиты, развитые на севере хребта, сопоставляемые нами с разрезами валерьяновской свиты Кустанайского синклиниория Зауралья.

Хр. Султан-Увайс характеризуется и рядом индивидуальных особенностей разреза палеозоя, которые отличают его от всех одновозрастных отложений Урала и Тянь-Шаня. Такими чертами являются, во-первых, огромные мощности отложений нижнего и среднего девона как на западе, так и на востоке хребта (более 5000 м на западе и около 4500 м на востоке), и во-вторых, глубокий метаморфизм, не характерный для среднепалеозойских отложений Урало-Тяньшаньского складчатого пояса, в особенности для его тяньшаньской части.

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ
ХРЕБТА СУЛТАН-УВАЙС
И ФУНДАМЕНТА ЮЖНОГО ПРИАРАЛЬЯ

На территории хр. Султан-Увайс обнажаются очень различные по своей природе и происхождению комплексы плутонических пород. Им обычно придают привычное название «интрузивных», или «магматических», комплексов и формаций. Однако исследования последних лет заставляют предполагать, что далеко не все породы, о которых идет речь, имеют магматическое происхождение, и что даже те массивы, которые полностью раскристаллизовались из магматического расплава и сохранили неизмененными первичную структуру и минеральный состав пород, не всегда представляют собой рвущие, активно внедрявшиеся, интрузивные тела; иногда они больше напоминают по форме застывшие подушки или слои в основании крупных пластин земной коры, по которым, возможно, шло скольжение этих пластин в период формирования орогенических поясов.

Почти все плутонические формации хр. Султан-Увайс имеют вполне определенное тектоническое положение: они залегают в самых нижних частях разрезов тектонических блоков и пластин, обнажающихся на территории хребта.Петрографическое и петrogenетическое изучение минерального состава, текстур, структур и химизма пород плутонических формаций хребта только начинается; но имеющиеся материалы уже сейчас дают основание предполагать, что в пределах хребта обнажаются срезы нескольких выведенных на поверхность, круто наклоненных и надвинутых друг на друга пластин земной коры; каждая из этих пластин имеет свой тип строения и свой набор плутонических формаций. Особый интерес представляет верхняя офиолитовая пластина, слагающая ядро Менажатского синклиниория — Караганскую офиолитовую полосу. Снизу вверх этот офиолитовый аллохтон имеет следующий достаточно выдержаный разрез: 1) серпентиниты (чаще меланж с глыбами гипербазитов, габбро-амфиболитов и кварцитов в серпентинитах); 2) лейкократовые плагиоклазовые габбро, габбро-мигматиты и габбро-амфиболиты; 3) меланократовые амфиболиты; 4) амфиболизированные диабазы с прослойями кварцитов и кремнистых пород. Это очень характерный, местами почти не нарушенный разломами разрез офиолитовой ассоциации горных пород орогенических поясов, который, как показал А. В. Пейве (1969), идентичен разрезу современной океанической коры, изученному за последние годы геологами в процессе исследования океанических впадин и драгирования и бурения дна океанов. Офиолитовый аллохтон хр. Султан-Увайс (как и родственные ему офиолитовые аллохтоны Тамдынского горного массива в Кызылкумах, Северо-Нуратинского хребта, Южной Ферганы) является типичным представителем аллохтонов океанической коры и по полноте набора формаций и ненарушенности разреза, вероятно, может рассматриваться

как один из эталонных разрезов океанической коры варисцийских орогенических поясов.

Тебинбулакский массив перидотитов, пироксенитов и горнблендиев, залегающий в ядре синклинальной складки среди пород джаманской свиты на севере Султанувайского антиклиниория, обнаруживает явное родство с офиолитовым аллохтонным комплексом Менажатского синклиниория (Каратаяской офиолитовой полосой), хотя и существенно отличается от нее в формационном отношении. Происхождение этого массива не выяснено. Возможно, он также является останцом нижней существенно перидотит-пироксенитовой части разреза метасоматически переработанного офиолитового аллохтонного покрова.

Другую группу формаций представляют гипабиссальные комплексы субвулканических штоков и подводящих каналов, по которым изливались лавы, сформировавшие вулканогенные толщи западной, центральной и восточной частей хребта. Подобные субвулканические штоки обнаружаются даже среди амфиболизированных эфузивов каракудукской свиты (Казантауский комплекс); нередко они оторваны здесь от своих корней и представляют собой крупные глыбы в меланже. Значительно лучше сохранились вулканические аппараты среди эфузивов шейхджейлинской свиты (Зенгебобинский комплекс); в последние годы такие же аппараты были обнаружены и изучены А. А. Кулешом среди вулканогенных толщ ашенынтауской свиты на севере хребта.

Третья группа плутонических формаций хр. Султан-Увайс представлена массивами гранитоидов. Геологические и геофизические исследования показали, что большинство этих массивов, в том числе и крупнейший из них — Актауский батолит, имеют плоскую лепешкообразную пластовую форму и залегают в основании палеозойских тектонических блоков и пластин. Так, в восточной части хр. Султан-Увайс под офиолитовым аллохтоном (Каратаяской офиолитовой полосой) залегает согласно подстилающее и оконтуривающее его пластовое тело плагиогранитов. Тебинбулакский массив на юго-западе, юге и востоке обрамляется сиенито-диоритами и грано-сиенитами, которые «пропаривают», а местами интрудируют гипербазитовый массив снизу и оказывают на него активное метасоматическое воздействие. Наконец, Актууский батолит залегает в основании разреза Султанувайского антиклиниория и имеет очень пологую кровлю, ориентированную почти параллельно простиранию пластов султануиздагской свиты; подошва этой гранитной лепешки 3-километровой мощности, по геофизическим данным, надвинута на вулканогенный разрез, по плотности и намагниченности родственный разрезам Шейхджейлинского синклиниория. Положение гранитных массивов в основании тектонических блоков и пластин, по-видимому, закономерно и связано с тем, что в районах, где обнажаются гранитные батолиты, обычно обнажены именно нижние, глубинные части разреза коры.

Вероятно, гранитоидные массивы часто представляют собой очень плоские тела и выходят на поверхность не потому, что прорывают мощные толщи осадочных образований, а потому, что блоки и пластины коры, в основании которых залегают гранитные батолиты, перемещены, наклонены и срезаны позднейшей эрозией. В срезах различных пластин можно наблюдать разные стадии формирования гранитного слоя в основании коры. Роль же самих гранитов в скольжении и перемещении блоков и пластин коры, так же как и роль таких скольжений и перемещений в образовании гранитной магмы, следует внимательно изучать.

На территории хр. Султан-Увайс выделяются три следующие главные группы комплексов плутонических и гипабиссальных горных пород:

1. Плутонические комплексы океанической коры.

2. Гипабиссальные суббулканические комплексы.
3. Плутонические комплексы формирующейся континентальной коры.

Ниже приводится краткая характеристика наиболее значительных комплексов каждой из этих групп.

1. ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

К этой группе комплексов относятся плутонические комплексы офиолитового аллохтона (Каратаяской офиолитовой полосы): Менажатский комплекс серпентинитов и Кызылсайский комплекс габброидов, габбро-мигматитов и габбро-амфиболитов. При описании Менажатского комплекса мы рассматриваем и меланж, в том числе и меланж, развитый в основании нижней аллохтонной пластины Менажатского синклиниория. К этой группе плутонических комплексов с известной условностью мы относим и Тебинбулакский перidotит-пироксенитовый комплекс.

Менажатский комплекс серпентинитов ($\sigma Pz_2?$)

Серпентиниты слагают нижнюю часть разреза офиолитового аллохтона. Они обнажаются в виде относительно узких пластовых оторочек по краям Каратаяской офиолитовой полосы, а в зонах воздымания щарнира Каратаяской синклинали нижняя серпентинитовая часть разреза офиолитовой пластины обнажается гораздо шире, иногда почти по всей ширине ее выхода. Такие серпентинитовые «раздувы» наблюдаются, в частности, на севере хребта, севернее верховьев Аччисая, в верховьях Кызылсая, восточнее долины Султанбобосая в районе горы Менажат, между саями Каҳрал и Ахимбет и близ юго-восточной оконечности хребта. В перечисленных участках ширина полей развития серпентинитовых пород, которая обычно не превышает 100—200 м, увеличивается до 500—600, 800—1000 м, а в районе горы Менажат — даже до 1,5 км. Раздувы почти никогда не бывают сложены одними только серпентинитовыми породами; серпентиниты включают здесь самые различные по размерам (от сантиметров до сот метров) и самые разнообразные по составу глыбы и включения. Преобладают глыбы габбро-амфиболитов, габброидов, габбро-мигматитов, меланократовых амфиболитов, пироксенитов, черных кварцитов; но иногда встречаются и глыбы перидотитов, дунитов (особенно в зонах развития шаровых структур типа «шариков-роликов»), тальково-карбонатных пород, амфиболизированных диабазов, гнейсов, кристаллических сланцев, бурых яшм, лиственитов, родингитов, плагиогранитов, плагиоклазитов, аплитовидных пород, горнблендитов, эпидозитов, эпидот-гранатовых скарнов. Это и есть меланж — тектоническое месиво, плавающее в серпентинитовой основной массе.

Офиолитовые тектониты подобного типа были описаны сначала в Турции И. Бейли и У. Макколином (Bailey and McCallien, 1950) под названием «*Ancara melange*» (анкарская смесь), а затем и во многих других участках Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Их структурная приуроченность к основанию аллохтонных пластин и блоков коры была особенно отчетливо показана А. В. Пейве (1969). Меланж широко развит в основании Каратаяской офиолитовой пластины и вблизи разломов, разбивающих тело этой пластины — Бесапанского и других, менее крупных. Такой же офиолитовый тектонит, только более оталькованный, прослеживается и в основании нижнего Казансайского терригенно-карбонатного аллохтона вдоль Султанбобинской зоны разломов. В районе талькового рудника Зинельбулак поле развития оталькованных серпентинитов и меланжа отклоняется от зоны разломов, об-

разует петлю и прослеживается в восточном направлении к горе Казантау; гора является отторженцем оphiолитового аллохтона, ее слагают несколько огромных глыб габбро-амфиболитов, плавающих в оталькованных серпентинитах. Изгиб серпентинитовой полосы в районе Зинельбулака, вероятно, объясняется тем, что здесь обнажается заполненный меланжем надвиговый шов, по которому Казансайский аллохтон надвинут на вулканогенно-кремнистые толщи Султанувайского антиклиниория — джамансайскую и бешмазарскую свиты. В восточной части Султанбобинской зоны разломов серпентинитовая полоса в основании терригенно-карбонатного Казансайского аллохтона протягивается до Каҳралсая, а дальше скрывается под меловыми и четвертичными отложениями; в низовьях Каҳралсая обнажено крупное пластовое тело антофиллитового состава с прожилками поперечно-волокнистого асбеста, вероятно, генетически связанное с серпентинитами. Узкие приразломные линзы серпентинитов присутствуют также в приразломных зонах на юго-западе возвышенности Джимуртау, на крайнем западе хребта.

Среди серпентинитов четко выделяются две основные группы, представленные различными по составу и облику породами. В центральной и восточной частях хребта преобладают массивные мелко- и микрокристаллические антигоритовые серпентиниты светло-зеленого и зеленовато-серого цвета, с поверхности черные, покрыты коркой пустыниного загара, в некоторых участках сохраняющие реликты шаровой отдельности (структура «шариков-роликов») с диаметром шаров до 30—40 см. Изучение шлифов показывает, что они чаще всего сложены мелкими чешуйками антигорита с характерной метельчато- и спонговиднолучистой структурами (рис. 25, а), иногда с примесью рудного минерала (магнетита и титано-магнетита), вторичных амфиболов (чаще всего, тонковолокнистого треполита), хлорита, карбоната и талька. Значительно реже, главным образом на юго-востоке хребта, восточнее Ахимбетсая, встречаются хризотиловые разности серпентинитов; часто хризотил в виде тонких прожилков густой сетью пронизывает породу. В некоторых шлифах можно наблюдать реликты структур исходных пород, в частности передко наблюдаются округлые яйцевидные зерна измененных и серпентинизированных кристаллов оливина. Присутствие в серпентинитах значительного количества рудного минерала и реликтов оливиновых зерен подтверждает заключение Я. С. Висневского о их происхождении за счет ультраосновных пород, богатых оливином, скорее всего, гарцбургитов.

Иной облик имеют серпентиниты, развитые на севере хребта, в горах Ащенынтау и в приразломных зонах в районе возвышенности Джимуртау. Здесь они сильно перемяты, катализированы и представлены блестящими черно-зелеными, синевато-черными и черными разностями с зеркалами скольжения. Наряду с антигоритовыми серпентинитами, в этих районах широко распространены хризотиловые и серпофитовые разности (см. рис. 25, б).

На контактах с амфиболитами и известняками серпентиниты изменены и превращены в тальковые, тальк-хлоритовые и тальк-карбонатные сланцы, представляющие собой ценное промышленное сырье. С приконтактовыми зонами серпентинитовых тел связаны тальковые месторождения хр. Султан-Увайс — Кызылсайское, Казантауское и Зинельбулакское. В районе горы Казантау в краевых частях тальковых тел наблюдаются постепенные переходы от серпентинитов к тальковым породам и все стадии последовательного оталькования. По заключению Л. Б. Когана, эти месторождения по составу и химизму пород, а также особенностям строения рудных тел аналогичны уральским месторождениям талька (Шабровское м-ние), при этом султанувайские месторождения значительно превосходят уральские по запасам.

Вблизи контактов серпентинитов с карбонатными породами, а чаще в виде глыб в меланже, присутствуют листвениты березовского (уральского) типа, состоящие из талька, кварца, доломита и фуксита. Листвениты распространены в районе Зинельбулакского месторождения, в верховьях Кызылсая и Казансая, а также на северо-востоке хребта.

Л. Б. Коган установил повышенные содержания никеля и кобальта в корах выветривания серпентинитов на юго-востоке хребта и в его центральной части, в верховьях Кызылсая, а также платиноносные уча-

стки и титаноносные зоны, обогащенные рутилом и анатазом и «желваковые» скопления магнетита, приуроченные к серпентинитовым корам выветривания.

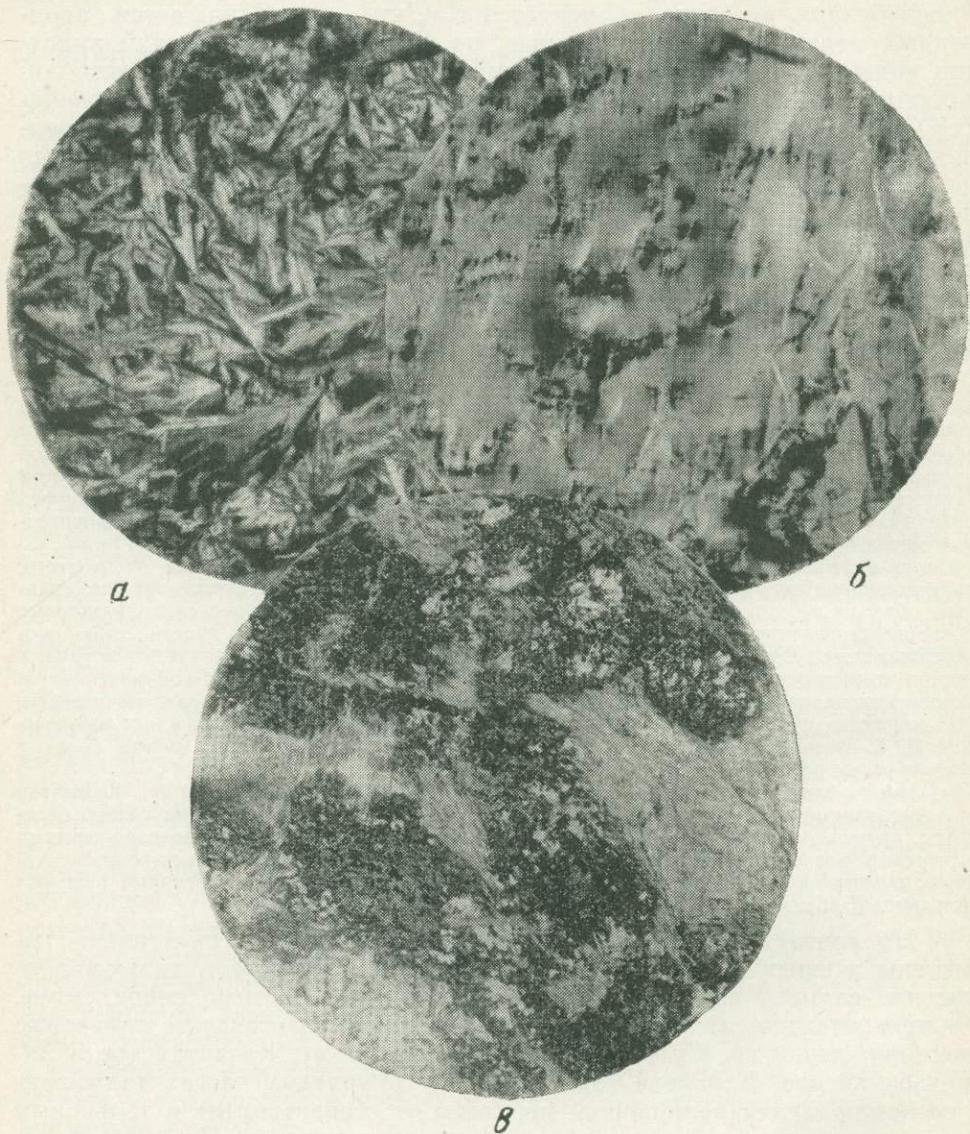


Рис. 25. Микрофотографии серпентинитов Менажатского комплекса ($\sigma Pz_2?$) и лейкократового габбро нижней части разреза Кызылсайского габбро-амфиболитового комплекса ($v Pz_2?$)

Менажатский комплекс: а — антигоритовый серпентинит, метельчатолучистая структура, центральная часть хребта, верховья Джемгельдьсая, $\times 25$, николи +; б — серпофит, горы Джимуртау, $\times 25$, николи +. Кызылсайский комплекс: в — уралитизированное и соссюритизированное лейкократовое габбро, верховья Джемгельдьсая, $\times 25$, без анал.

Кызылсайский комплекс габброидов, габбро-мигматитов и габбро-амфиболитов ($v Pz_2?$)

Кызылсайский комплекс развит только в пределах офиолитового аллохтона (Каратаской офиолитовой полосы) и является закономерным членом его разреза, почти повсеместно располагающимся между

серпентинитами (меланжем) и амфиболитами каракудукской свиты. Мощность габбро-амфиболитовой части разреза офиолитового аллохтона во всех ненарушенных разрезах, где видны основание и кровля габбро-амфиболитового комплекса, приблизительно постоянна и равна 1,5—2 км. Имея столь значительную мощность, габбро-амфиболитовый комплекс очень широко обнажается в пределах Карагатуской офиолитовой полосы: он слагает обширные площади на севере хребта, в верховьях Аччитау, Казансая и Дженгельдысая, в бассейне Каэралсая, Ахимбетсая и на юго-востоке хребта. Породы комплекса чрезвычайно разнообразны по составу; к низам разреза комплекса чаще всего приурочены относительно более однородные лейкократовые плагиоклазовые габбро, состоящие на 55—75% из среднего и основного плагиоклаза (андезин-лабрадор), часто сильно соссюритизированного, а также из моноклинного пироксена, почти целиком замещенного амфиболом (см. рис. 25, в). Нередко габбро содержат мелкие и крупные шлиры почти чистых плагиоклазитов (сложенные андезином), а иногда — даже шлиры плагиогранитных пород, состоящих из андезина, кварца и роговой обманки и крупнокристаллического биотита.

Верхние части разреза комплекса особенно разнообразны по составу; здесь широко распространены породы с различными мигматитовыми и мигматоидными текстурами и структурами. Широко развиты небольшие шлиры крупнозернистых существенно плагиоклазовых габбро среди меланократовых и микрозернистых актинолитовых и роговообманковых амфиболитов и микрогаббро, а также клиноцизит- и эпидотсодержащие амфиболиты. Большинство пород неоднократно подвергалось активному метасоматозу, что отчетливо отразилось на их минеральном составе: так, во многих амфиболитах и габбро-амфиболитах можно выделить несколько разновозрастных генераций роговых обманок, различно окрашенных и, вероятно, имеющих различный химический состав.

Там, где габбро-амфиболиты Кызылсайского комплекса рассекаются разломами, многие их участки превращены в актинолитовые, хлоритовые и tremolитовые сланцы, хлорит-тальковые и хлорит-маргаритовые породы. Как и амфиболиты, за счет которых они образовались, эти породы имеют весьма разнообразный химический и минеральный состав; в них иногда присутствует зеленый клинохлор, желтовато-коричневый брукит, рутил, анатаз, брейнерит, мимезит, гарниерит, кералит и другие минералы.

В целом комплекс габроидов и габбро-амфиболитов, по-видимому, является результатом глубокого метасоматического преобразования и частичной переплавки вышележащего комплекса амфиболитов и амфиболизированных эффузивов, с которым он связан самыми разнообразными и часто постепенными переходами. Контакты пород комплекса с подстилающими их серпентинитами обычно тектонические, но иногда близ контакта наблюдается развитие вторичных метасоматических пород: горнблендитов и актинолитовых сланцев. Большой интерес представляют генетически связанные с породами комплекса плагиоклазовые и плагиогранитные шлиры: возможно, что здесь можно наблюдать самые ранние этапы выплавки плагиогранитных магм.

О возрасте серпентинитового и габбро-амфиболитового комплексов Карагатусского офиолитового аллохтона нет никаких прямых данных. Учитывая, что в линзах мраморов среди амфиболизированных эффузивов каракудукской свиты присутствуют перекристаллизованные остатки члеников криноидей и что определения абсолютного возраста других офиолитовых аллохтонов Южного Тянь-Шаня обычно дают для них среднепалеозойский возраст, мы условно относим рассматриваемые комплексы к среднему палеозою.

Тебинбулакский комплекс перидотитов, пироксенитов и горнблендитов (σPz_2 ?)

К этому комплексу относится Тебинбулакский массив перидотитов, пироксенитов и горнблендитов, расположенный в северо-западной части хребта, на севере Султанувайского антиклиниория и залегающий в ядре синклинальной складки среди пород джамансайской свиты. Контакты массива с вмещающими толщами повсеместно осложнены разломами и позднейшими инъекциями сиенито-диоритов и габбро-диоритов Джамансайского комплекса, которые облекают массив по периферии с юго-западной, южной и юго-восточной сторон. Простирание контактов в целом согласно с простиранием вмещающих толщ джамансайской свиты, т. е. массив, как бы налегает на нее, заполняя ядро погружающейся в северном направлении синклинальной складки. Как и толщи вмещающих пород, массив вытянут в меридиональном направлении и запрокинут на запад. Размеры массива 2×4 км.

В западном «лежачем» боку массива сохранились наименее изменившиеся разности слагающих массив пород: перидотитов (верлитов) и пироксенитов. Центральная и восточная части массива активно преобразованы позднейшими метасоматическими процессами и почти повсеместно превращены в горнблендиты и меланократовые роговообманковые амфиболиты. Вблизи контактов с сиенито-диоритами и габбро-диоритами на юге и востоке массива широко развиты гранат-пироксеновые и эпидот-гранатовые скарны, иногда значительной мощности. Центральная и восточная части массива прорваны многочисленными жилами и дайками габбро-диоритов, габбро-пегматитов, роговообманковых габбро и плагиоклазитов.

Перидотиты, имеющие ограниченное распространение в западной части массива, сложены сильно серпентинизированным оливином и моноклинным пироксеном (диаллаг-салитом) с примесью роговой обманки и титано-магнетита.

Пироксениты (рис. 26, а) и горнблендиты сложены моноклинным пироксеном (диаллаг-салитом), синевато-зеленой ярко окрашенной роговой обманкой и титано-магнетитом; в горнблендитах обычно присутствует также плагиоклаз, эпидот, вермикулит, гранат, апатит, хромит. Местами порода резко обогащена титано-магнетитом (до 30% и больше); такие пироксениты (косьвity) слагают рудные тела Тебинбулакского месторождения титано-магнетитов. В последние годы сотрудниками Султануздагской ГФП треста «Самаркандгеология» в пироксенитах во многих случаях установлены повышенные содержания платины.

Возраст Тебинбулакского массива точно не установлен. Абсолютный возраст вермикулита из пород массива, определенный калий-аргоновым методом А. Ф. Свириденко и Ф. А. Аскаровым, равен 238 млн. лет; но вермикулит, по-видимому, имеет вторичное метасоматическое происхождение. Проведенное этими же исследователями определение возраста габбро из краевой части Тебинбулакского массива дало цифру 314 млн. лет. На этом основании возраст массива условно считается среднепалеозойским.

По набору пород, химизму, рудной минерализации (титано-магнетитовое и платиновое оруденение) Тебинбулакский массив обнаруживает большое сходство с платиноносными массивами гипербазитов Северного и Полярного Урала, располагающимися в западной части Тагильского антиклиниория. Генезис его не ясен. Автору кажется наиболее правдоподобным высказанное В. С. Буртманом предположение о возможной аллохтонности Тебинбулакского массива, которое хорошо согласуется с залеганием массива в ядре синклинальной складки и с формой его контактов, согласно повторяющихся изгиб пластов подстилающей массив джамансайской свиты.

2. ГИПАБИССАЛЬНЫЕ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

К этой группе комплексов мы относим Казантауский комплекс субвулканических штоков габброидов и Зенгебобинский комплекс субвулканических штоков диоритов и гранодиоритов. В последние годы субвулканические штоки такого же типа обнаружены А. А. Кулешом и на севере хребта, в поле развития ашеньянтауской свиты.

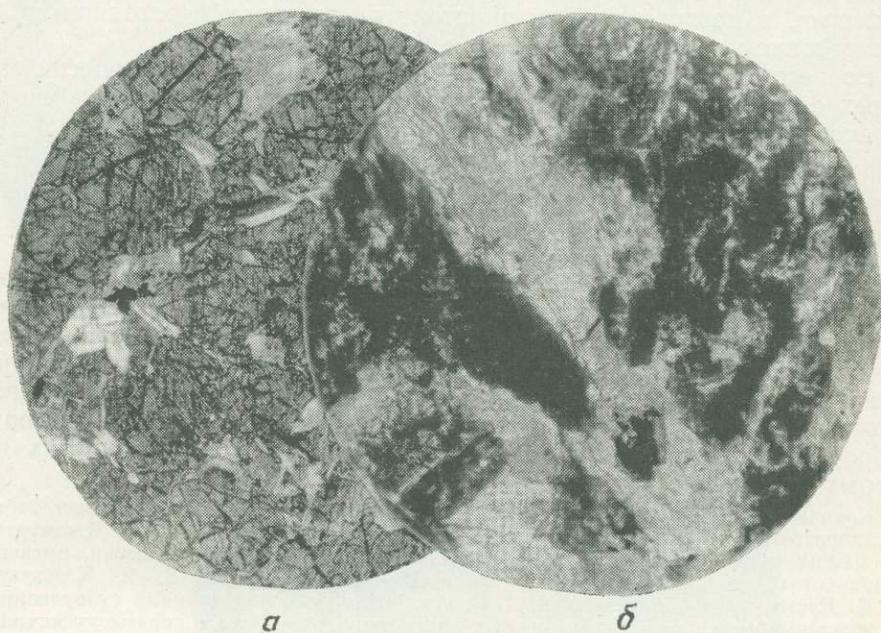


Рис. 26. Микрофотографии пород Тебинбулакского (σ Pz₂?) и Казантауского комплексов (δ -v Pz₂).

Тебинбулакский комплекс: *a* — пироксенит, южная часть Тебинбулакского массива, $\times 25$, без анал.
Казантауский комплекс: *b* — крупнозернистое уралитизированное габбро, гора Казаңтау, $\times 25$, ни-
коли +

Казантауский комплекс субвулканических штоков габбро-диоритов и габброидов (δ -vPz₂)

Габброиды Казантауского комплекса близки по составу к габброамфиболитам Кызылсайского комплекса и первоначально включались автором в его состав. Но они имеют четкие рвущие контакты с амфиболитами каракудукской свиты и являются, по-видимому, более молодыми образованиями, чем Кызылсайский комплекс.

К Казантаускому комплексу относятся линейно-вытянутые небольшие по размеру субвулканические штоки, которые рвут как амфиболиты каракудукской свиты, так и габбро-амфиболиты Кызылсайского комплекса. Породы штоков часто сильно амфиболизированы, но почти всегда они сохраняют реликты первоначальных габбровых структур.

Большинство штоков комплекса хорошо выражены в рельефе, особенно в центральной части хребта; даже своими выветрелыми формами они напоминают жерловые аппараты трещинных и центральных излияний магмы. Обычно группы штоков расположены вдоль линий разломов и иногда соединяясь друг с другом или продолжая друг друга по простирианию, они протягиваются цепочками, параллельными простирианию вмещающих пород, на многие километры.

В верховьях Казансая, Дженгильдысая и Султанбобосая наблюдается цепочка штоков запад-северо-западного простирания. Она проходит в 200 м севернее колодца Казантау и включает штоки двуглавой горки Кара-Койшек-Имдже, горы Дженгильдытау и другие более мелкие тела. Штоки сходного состава прорывают аллохтонные глыбы габбро-амфиболитов горы Казантау и слагают восточную часть гребня горы.

Породы, слагающие штоки, представлены мелкозернистыми габбро-диоритами, в центральной части штока постепенно переходящими в крупнозернистые уралитизированные габбро (рис. 26, б).

Возраст пород Казантауского комплекса, вероятно, генетически связанных с формированием верхней части разреза каракудукской свиты, условно считается нами среднепалеозойским.

Зенгебобинский комплекс диоритов и гранодиоритов (δPz_2 , $\gamma \delta Pz_2$)

Зенгебобинский комплекс субвулканических тел западной части хр. Султан-Увайс (Шейхджейлинского синклиниория) существенно отличен от Казантауского комплекса восточной части хребта. Породы комплекса гораздо менее изменены позднейшими процессами и имеют иной состав: среди них преобладают диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и плагиогранодиориты; значительно реже встречаются габбро и габбро-диабазы, слагающие гибридные ореолы в краевых частях некоторых штоков.

Крупнейшими массивами комплекса являются восточный и западный Зенгебобинские диоритовые массивы, Шейхджейлинский массив гранодиоритов и Джимуртауский массив гранодиоритов и альбитофиров. Это довольно крупные штоки, имеющие площадь от 0,2 до 1,4 км². Исследования И. Х. Хамрабаева, В. Я. Казакевича и А. А. Кустарниковой показали, что они представляют собой крупные субвулканические жерловые тела центрального и трещинного типа, окруженные полями туфогенных пород, лавовыми потоками дацитовых порфиритов (рис. 27, в), кварцевых порфиритов и альбитофиров, пепловыми покровами с многочисленными включениями вулканических бомб от 3—5 до 50 см в диаметре (в южной части гряды Шейхджейли), лавобрекчиями и туфобрекчиями.

Состав plutонических фаций жерловых штоков непостоянен: в Зенгебобо они сложены преимущественно роговообманковыми, иногда пироксенодержащими диоритами; местами диориты переходят в кварцевые диориты, гранодиориты, диоритовые порфириты и кварцевые порфиры, а в других случаях, особенно в апикальных частях штоков, — в габбро-диабазы и габбро (см. рис. 27, а) и даже в оливиновые диабазы. Такой разнородный состав штоков объясняется, возможно, многократностью внедрения по жерлам магмы разной основности. В шлифах большинство диоритов Зенгебобинского комплекса характеризуется четким идиоморфизмом кристаллов плагиоклазов и субофитовой или долеритовой структурой (см. рис. 27, б).

Возраст Зенгебобинского комплекса определяется его несомненной генетической связью с эфузивными толщами шейхджейлинской свиты, в которых содержатся многочисленные органические остатки среднедевонского возраста.

3. ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФОРМИРУЮЩЕЙСЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

К этой группе plutонических комплексов мы относим Каэралсайский комплекс плагиогранитов, Актауский гранодиоритовый комплекс, Кубатауский гранитный комплекс и Джаман сайский комплекс сиенито-диоритов и граносиенитов.

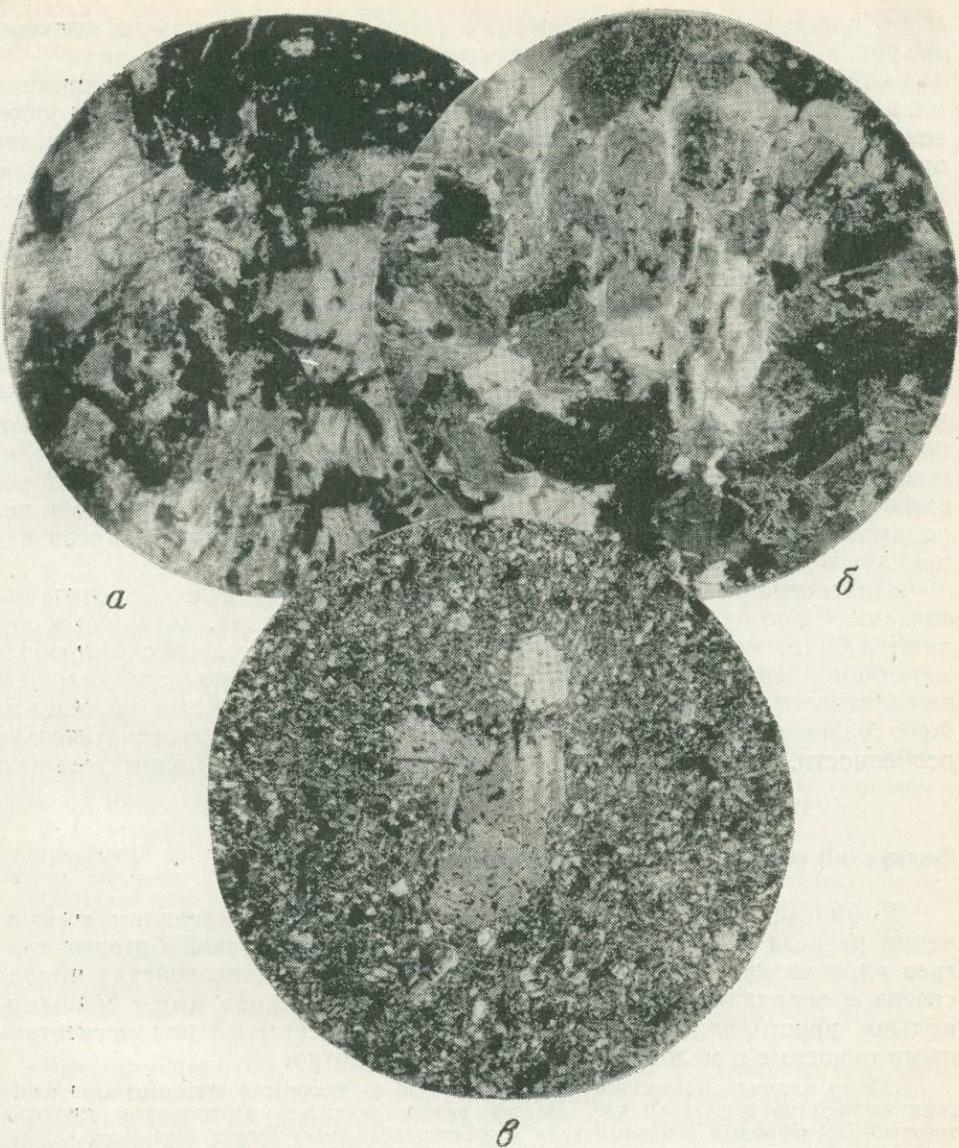


Рис. 27. Микрофотографии пород субвулканического штока габбро-диоритов Зенгебобинского комплекса (δPz_2). Восточная часть возвышенности Зенгебобо
Изменение структуры и состава пород субвулканического штока от апикальной (а) к внутренней части (б): а — уралитизированное и соссюритизированное габбро с габбровой структурой; б — диорит с субофитовой структурой; в — дацитовый порфирит лавового потока; $\times 25$, николи +

Кахралсайский комплекс плагиогранитов (γPz_3)

Плагиограниты Кахралсайского комплекса обрамляют двумя узкими протяженными невыдержаными по мощности полосами Карагатуский оphiолитовый альтохтон. Северная полоса выходов плагиогранитов обнажается в водораздельной части хребта севернее верховьев Джэнгельдысая и протягивается на восток (иногда слегка смещаясь косыми правосторонними сдвигами) на расстояние свыше 16 км. Она почти не прерывается, но изменяет мощность от первых метров до 80—100 и даже 150 м. Южная полоса выходов плагиогранитов прерывисто тянется от Султанбобосая до юго-восточной оконечности хребта. Мощ-

ность плагиогранитов не превышает в этой полосе нескольких десятков метров, а иногда исчисляется первыми метрами.

Обе полосы сложены лейкократовыми плагиогранитами, состоящими из кварца (10—50% породы) и плагиоклаза (олигоклаза или андезица, 40—70% породы), с небольшой примесью серицитизированного ортоклаза, биотита, роговой обманки, граната, хлорита, эпидота, клиноцизита и магнетита. На контактах плагиогранитов с серпентинитами и габбро-амфиболитами развиты крупнозернистые горнблендиты и вторичные пироксениты, на контактах с известняками казансайской свиты — гранат-эпидотовые и гранат-пироксеновые скарны. Иногда известняки и гнейсы казансайской свиты интенсивно метасоматически преобразованы в широкой зоне на расстояние до 50—100 м от контакта с плагиогранитами.

Характерной чертой плагиогранитов комплекса является непостоянное, иногда резко повышенное содержание кварца в породе и почти полное отсутствие калиевого полевого шпата. Эти особенности сближают плагиограниты комплекса с плагиогранитными шлирами в габбро-амфиболитах Кызылсайского комплекса и кварц-плагиоклазовыми породами, которые наблюдаются в виде прослоев среди амфиболитов Каракудукской свиты.

Плагиограниты Карагалсайского комплекса, вероятно, не случайно связаны с ассоциацией пород офиолитового аллохтона, хотя они и являются более молодыми магматическими или метасоматическими образованиями, активно взаимодействующими как с породами подошвы офиолитового аллохтона, так и с карбонатными толщами нижележащего разреза известняков казансайской свиты. Их петрогенетические особенности, состав и химизм требуют поэтому особенно внимательного изучения.

Актауский комплекс гранодиоритов ($\gamma\delta Pz_3$)

Комплекс представлен Актауским батолитом, залегающим в основании разреза Султанувайского антиклиниория. Актауский батолит слагает ядро антиклиниория, повторяя изгиб структур палеозойских пород: северное окончание коленообразно изогнутого массива имеет меридиональное простижение, а его восточный конец (скрытый под четвертичными наносами и меловыми породами) — широтное.

Общая площадь Актауского батолита (вместе с перекрытой четвертичными наносами частью) превышает 60 км². Массив разбит несколькими системами глубоких трещин. Его западный и южный края (особенно западный) имеют значительно более крутые контакты с вмещающими породами, чем восточный и северный. Характерна крайне пологая, почти горизонтальная кровля батолита, вероятно, лишь сравнительно недавно обнаженная эрозией: во многих участках на гранитах залегают пологие нашлепки кровли — кварциты и полностью ороговиковые песчаники сультануиздакской свиты. По данным интерпретации гравиметрической и магнитной площадных съемок подошва батолита, залегающая на глубине 3—4 км, столь же полого погружается на северо-восток, как и его кровля. С Юго-запада батолит, по геофизическим данным, подстилается образованиями, родственными шейхджелинской свите и имеющими типичные для ее пород плотность и намагниченность.

Актауский батолит сложен в основном серыми массивными биотитовыми порфировидными лейкократовыми гранодиоритами, в составе которых плагиоклаз резко преобладает над калиевыми полевыми шпатами. Кристаллы плагиоклазов слагают 44—55% всей массы породы, тогда как содержание микроклина и ортоклаза (главным образом микроклина) обычно не превышает 10—15%. Количество кварца колеблется от 30 до 40%. Характерной особенностью актауских гранодиоритов является зональность, обычно не очень отчетливо выраженная, но наблюдающаяся в большинстве шлифов, взятых из разных участков массива. Плагиоклазы представлены андезином (№ 32—44, чаще всего № 34—38). Характерно почти полное отсутствие амфиболов; широко развит биотит (10—15% породы), значительно меньше — мусковит (1—2%). Из акессорных минералов присутствуют апатит, циркон, сфен, рудный минерал.

В краевых частях Актауского батолита на контактах с вмещающими породами развиты гибридные приконтактовые разности пород, часто с гнейсовидной текстурой, на

контактах с карбонатами и слюдяными сланцами — темноцветные кварцевые диориты, по составу близкие к тоналитам. На контактах с кварцитами и кварцевыми роговиками обнаружены лейкократовые двуслюдяные граниты и гранит-порфиры.

Жильные дериваты гранодиоритов весьма разнообразны. Многие жилы и дайки являются апикальными ответвлениями самого гранитного массива по трещинам и разломам и имеют состав, близкий к приконтактовым гибридным породам массива. Это жилы и дайки аплитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, альбитофоров, дацитовых и диоритовых порфиритов. В. Д. Никитин связывает с метасоматическим воздействием постмагматических растворов Актауского батолита генезис крупных турмалиноносных пегматитовых жил, развитых на южном склоне хребта в районе гряды Дарбаза и в низовьях Кызылсая и Казансая. Мощность жил достигает 1—1,5, реже 2—3 м; они сложены крупными кристаллами розового микроклина, микроклин-пертита, мусковита, альбита, кварца. На светлом фоне выделяются большие, обычно хорошо ограниченные столбчатые и изометричные кристаллы черного турмалина, достигающие 10—15 см в поперечнике. В экзоконтактах жил развиты турмалиновые и турмалин-гранатовые скарны.

Кубатауский комплекс гранитов (vPz_3)

Комплекс представлен Кубатауским массивом гранитов, который почти целиком слагает возвышенность Кубатау, расположенную в 16 км западнее западного окончания хр. Султан-Увайс. Граниты этого массива резко отличны по составу и облику от актауских гранодиоритов. Выходящий на дневную поверхность участок размером $0,5 \times 2 \text{ км}^2$, является лишь небольшой частью массива гранитов, перекрытого в других частях отложениями платформенного чехла. Бурением, магнитометрическими и гравиметрическими съемками установлено, что его площадь на поверхности палеозойского фундамента превышает 80 км².

Кубатауские граниты прорывают толщу сильно метаморфизованных граувакковых пород, сходных по типу разреза с зилаирской свитой Урала и известковистых сланцев неясного возраста. На контактах образовались скарновые и роговиковые ореолы.

Основное тело массива Кубатау слагают среднезернистые лейкократовые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты мясо- и кирпично-красного цвета, прорваные жилами и дайками крупнозернистых розовых и желтых двуслюдяных гранитов, розовых пегматитов, светло-желтых и серых аплитов. В отличие от гранодиоритов Актау, во всех этих породах, в том числе и в гранитах основного тела массива, калиевые полевые шпаты преобладают над плагиоклазом и слагают около 40—50% всей массы породы.

Возраст гранитов Актауского и Кубатауского массивов устанавливается по данным многочисленных определений абсолютного возраста, произведившихся различными исследователями. Результаты определений по биотиту для плагиогранитов Актауского массива дают цифры 245—255 млн. лет, а для гранитов Кубатауского массива (в том числе, по кернам скважин 117 и 119) — 255 млн. лет. (данные семи различных определений). Определения в лаборатории ВСЕГЕИ Н. И. Полевой абсолютного возраста актауских гранодиоритов по биотиту дали 240 млн. лет. Эти цифры соответствуют концу раннепермской эпохи. Характерно, что возраст метаморфизма биотитовых гнейсов каэрлайской свиты, также определенный калий-argonовым методом по биотиту, одинаков с возрастом гранитоидов — 250 млн. лет. 250—260, реже 270 млн. лет дают и многочисленные определения абсолютного возраста гранитов кызылкумских и нуратинских гранитоидных батолитов.

Джаман сайский комплекс граносиенитов, сиенит-диоритов и габбро-диоритов ($v\xi Pz_3$, $v\xi Pz_3$)

К Джаман сайскому комплексу относится Джаман сайский массив и небольшие тела сиенито-диоритов и габбро-диоритов, прорывающие Тебинбулакский массив пироксенитов и горнблендитов в его южной и

восточной приконтактовых частях. Граносиениты Джаманскойского комплекса обнажаются также вблизи северо-восточного контакта Актауского гранодиоритового батолита. Для пород комплекса характерна повышенная щелочность, в составе большинства пород преобладает калиевый полевой шпат.

Джаманский массив граносиенитов, сиенитов и сиенито-диоритов расположен в верховьях Джамансая в центральной части хребта; он прорывает туфогенно-осадочные и известковые сланцы бешмазарской

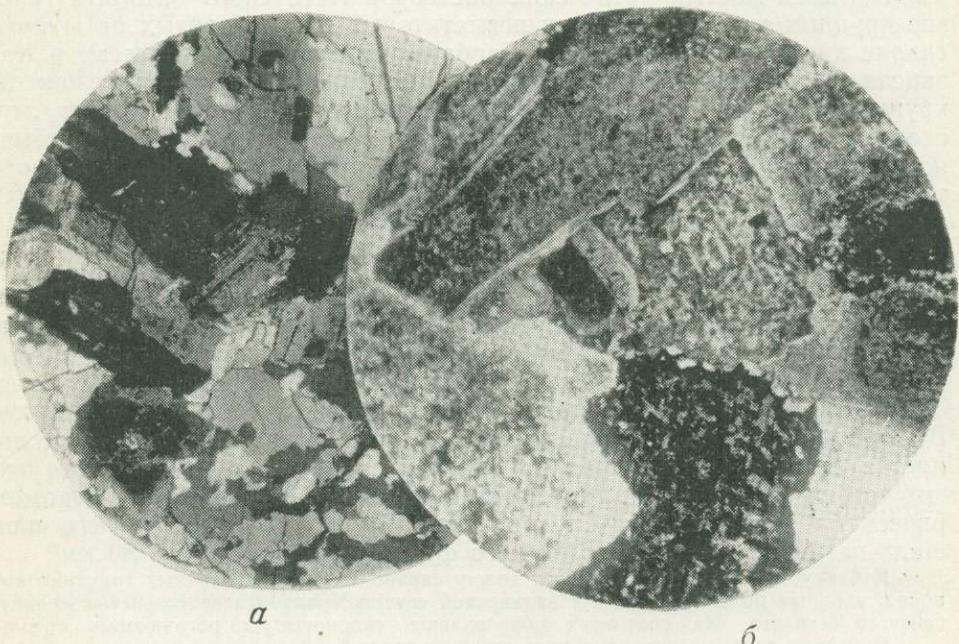


Рис. 28. Микрофотографии пород Актауского ($\gamma\delta Pz_3$) и Джаманского ($\gamma\xi Pz_3$) комплексов

Актауский комплекс: *a* — порфировидный биотитовый гранодиорит, северо-восток Актауского батолита, $\times 25$, николи +; Джаманский комплекс: *b* — сиенито-диорит с монцонитовой структурой, перититовым прорастанием микроклина альбитом и зональными соссюритизированными плагиоклазами, Джаманский массив, $\times 25$, николи +

свиты. Интрузив имеет неправильную, близкую к эллипсоидальной, форму и размеры $1,5 \times 2$ км. Для него характерно зональное строение: в центре интрузива развиты граносиениты, сменяющиеся на периферии сиенито-диоритами (см. рис. 28, *b*) и монцонитами. Зональность объясняется, вероятно, контаминацией внедряющейсямагмой вмещающих пород.Петрология Джаманского массива изучена слабо. Наиболее подробное его описание приведено в работе А. Ф. Свириденко (см. «Петрография Узбекистана», кн. I, 1964). Граносиениты, слагающие большую часть массива, представляют собой среднезернистые и крупнозернистые лейкократовые породы, состоящие преимущественно из решетчатого микроклина, часто с перититовыми вростками альбита (40—60% породы), зонального соссюритизированного плагиоклаза (20—30%, редко 40% породы), небольшого количества кварца (обычно не более 10%), рудного минерала, биотита, эпидота, кальцита; из акцессорных минералов особенно характерны апатит, сфен и гранат. В сиенито-диоритовых и монцонитовых разностях, которые слагают периферические части массива, кварц отсутствует, в составе породы появляется моноклинный пироксен. Очень сходные породы граносиенитового и мон-

ционитового состава наблюдаются вблизи северо-восточных контактов Актауского батолита.

Породы того же, а также более основного габбро-диоритового состава, окаймляют с юга и с востока Тебинбулакский массив пироксенитов и горнблендитов. Они имеют отчетливые горячие контакты как с вмещающими породами джаманской свиты, так и с горнблендитами, и активно прорывают их с образованием широких скарновых и контактовых ареолов. Именно с воздействием сиенито-диоритов и габбро-диоритов на джаманскую свиту связано развитие широких ореолов ороговиковых пород на южном и восточном контактах Тебинбулакского массива. Сиенито-диориты приконтактовых зон Тебинбулакского массива представляют собой существенно микроклиновые породы. Габбро-диориты, прорывающие горнблендиты, сложены сосюритизированным плагиоклазом, моноклинным пироксеном, эпидотом и рудным минералом. Из жильных пород комплекса следует отметить жилы габбро-пегматитов и альбититов, прорывающие Тебинбулакский массив.

Возрастное соотношение Джаманского комплекса с Актаускими гранитоидами точно не установлено. Возможно, что эти комплексы тесно связаны между собой в генетическом отношении и что их формирование шло одновременно с образованием крупных покровных и складчатых структур вариссийского орогена.

В приложении 2 произведено сопоставление плутонических комплексов западной, центральной и восточной частей хр. Султан-Увайс. Автору кажется невозможным при современной слабой петрографической и петрологической изученности плутонических формаций хребта проводить аналогии между выделяемыми на его территории комплексами и ассоциациями плутонических пород и плутоническими породами, вскрытыми бурением в разных участках фундамента Южного Приаралья.

В фундаменте Южного Приаралья плутонические породы широко распространены. Особенно развиты они в Юго-Восточном Приаралье, где их вскрывают 13 скважин (из 21 достигшей фундамента; см. рис. 7). В Юго-Западном Приаралье плутонические породы в кернах скважин не обнаружены; только в скв. 4-Курганчик вскрыты дайки и жилы андезитовых порфиритов, прорывающие вулканогенно-осадочную толщу карбона; они, по-видимому, были подводящими каналами магмы в эпохи вулканических излияний. Эти породы подробно описаны В. Н. Князевым, М. Н. Соловьевой, П. В. Флоренским и А. М. Чарыгиным (1969).

В Юго-Восточном Приаралье скважинами вскрыты серые двуслюдянные микроклиновые граниты (скв. 20, 21, 119, 120), розовато-серые крупнозернистые гранодиориты (скв. 9, 15 и 22), темно-серые катаклизированные и порфировидные диориты (скв. 24, 117), зеленовато-серые габбро и лейкократовые габбро (скв. 16, 14), черные массивные диабазы и габбро-диабазы (скв. 5, 11). Абсолютный возраст образцов кернов большинства скважин позднепалеозойский (225—285 млн. лет) и только образец диорита из скв. 24 оказался более древним (340 млн. лет). Данные бурения и проведенная на их основе интерпретация геофизических материалов показывают, что в строении поверхности палеозойского фундамента Юго-Восточного Приаралья участвуют породы основного и ультраосновного рядов и массивы гранитоидов. Первые особенно широко развиты в фундаменте Арало-Қызылкумского вала, а в фундаменте остальной части Юго-Восточного Приаралья и Безгульского вала преобладают породы кислого и среднего состава.

Глава V

СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ПРИАРАЛЬЯ, АРАЛО-КЫЗЫЛКУМСКОГО ВАЛА И ХРЕБТА СУЛТАН-УВАЙС

Мезозойские и кайнозойские отложения Южного Приаралья менее изучены, чем одновозрастные толщи Мангышлака, Туаркыра, Копетдага, Ферганы или юго-западных отрогов Гиссарского хребта. А между тем именно на территории Южного Приаралья проходит граница между областями распространения существенно различных отложений мела, палеогена и неогена Евразии — областью накопления морских отложений (Юго-Западное Приаралье) и областью преимущественного развития континентальных толщ (Юго-Восточное Приаралье и Центральные Кызылкумы). Детальное изучение стратиграфии отложений платформенного чехла Южного Приаралья имеет большое значение для правильного сопоставления морских разрезов Средиземноморья и области Тетиса (с которыми соединялись мелководные морские бассейны Закаспия), с континентальными разрезами Восточно-Азиатского (Ангарского) материка, окраинную часть которого, временами заливавшуюся морем, представляли Кызылкумы.

На территории Приаралья отложения юрского и более молодого возраста типично платформенные. Они почти не затронуты процессами метаморфизма и слагают пологие структуры платформенного типа, в большинстве случаев активно развивающиеся лишь вблизи глубоких расколов фундамента. Эти отложения образуют чехол Туранской эпипалеозойской плиты и с резким угловым несогласием залегают на метаморфических толщах палеозойского фундамента плиты и на корах выветривания, образовавшихся на его пенепленизированной поверхности.

Иначе обстоит дело с пермскими и триасовыми отложениями, накопление которых происходило в период орогенического этапа развития Уральской и Тяньшаньской складчатых областей. По данным бурения и сейсмического профилирования, в разных частях Туранской плиты эти отложения резко отличаются друг от друга по структурному положению, составу и мощности. В юго-западной части (Устюрт, Каракумы, Вост. Туркмения) они образуют промежуточный структурный этаж, который некоторыми исследователями (Гарецкий и Шрайбман, 1960; Гарецкий, 1962) включается в состав фундамента, другими (Акрамходжаев, Федотов и др., 1962) рассматривается как нижний структурный этаж платформенного чехла, а третьими (Крылов, Дитмар и Летавин, 1964) выделяется в качестве самостоятельного переходного комплекса. На этой территории отложения перми и триаса, а также каменноугольные, резко отличаются по степени метаморфизма от докаменноугольного (допалеозойского?) основания и хорошо отделяются от него сейсмически. Они широко развиты по площади, имеют значительные мощности и в большинстве случаев представлены полого дислоцированными вулканогенно-осадочными толщами липарит-дацитового и андезитового состава и серо- и пестроцветными терригенными толщами мо-

лассового типа, углы падения которых в кернах обычно не превышают 20—30°.

В Кызылкумах, Юго-Восточном и Восточном Приаралье пермские и триасовые отложения, по-видимому, распространены ограниченно. Метаморфизованные и интенсивно дислоцированные песчаники, алевролиты и туфогенные аргиллиты позднетриасового возраста были вскрыты несколькими скважинами в Восточном Приаралье, в районе ст. Тюратам, и описаны М. Е. Воскобойниковым (1958). Здесь они входят в состав складчатого фундамента и существенно метаморфизованы. Южнее, на территории Кызылкумов и Юго-Восточного Приаралья, отложения триаса до сих пор неизвестны. Нами к триасу условно относится комплекс песчаников, алевролитов и аргиллитов, залегающий в ядре антиклинальной складки в районе горы Кокча под меловыми отложениями. Он описывается ниже под названием кокчинской свиты.

1. ТРИАСОВЫЕ (?) ОТЛОЖЕНИЯ

Кокчинская свита (T?kk). Впервые выходы резко дислоцированных, поставленных на голову пластов терригенных пород, подстилающих отложения мела на юго-западном склоне горы Кокча, были обнаружены в 1962 г. В. М. Лигушой, который отнес их предположительно к палеозою. Позже эти выходы посещали К. К. Пятков, А. К. Бухарин, И. А. Пянковская и автор настоящей работы; по всему разрезу

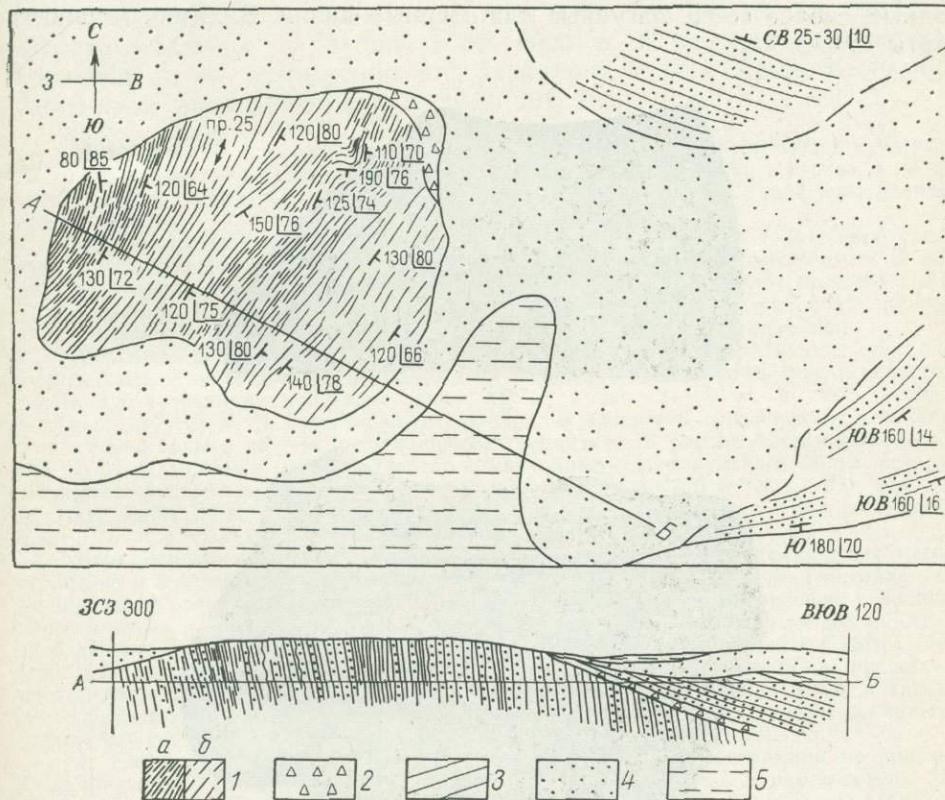


Рис. 29. Зарисовка в плане выходов кокчинской свиты у юго-западного подножия горы Кокча

1 — отложения кокчинской свиты, пачки с преобладанием: а — аргиллитов, б — песчаников; 2 — железнистая брекчия в основании мелового разреза; 3 — песчаники (Cr) желтые и бурье железнистые; 4 — пролювиально-делювиальные отложения; 5 — поверхность такыра, у подножия горы. Длина разреза 39 м.

неоднократно отбирались образцы на определение спорово-пыльцевых комплексов; но споры и пыльца в них не найдены. По степени метаморфизма рассматриваемая толща резко отличается от палеозойских отложений хр. Султан-Увайс и Кызылкумов. По облику и типу разреза ее породы напоминают северо-приаральские отложения позднетриасового и раннеюрского возраста, нередко сильно дислоцированные, которые Р. Г. Гарецкий (1962) описал под названием чушкакульской серии. Автор предлагает выделять дислоцированные толщи горы Кокча в качестве самостоятельной кокчинской свиты и до более точного определения возраста слагающих ее отложений относить их предположительно к триасу (на основании сопоставления с нижней частью разреза чушкакульской серии Северного Приаралья).

Отложения свиты выходят на поверхность на сравнительно небольшом участке (180×150 м) юго-западного склона горы Кокча (рис. 29). Они обнажаются в ядре антиклинальной складки широтного простирания, образуемой меловыми породами. Пласти свиты с размытом резко несогласно перекрываются полого дислоцированными железистыми и целестинноносными песчаниками мела. Они имеют северо-восточное простирание и крутые, близкие к вертикальным, юго-восточные падения. Разрез образован мелкозернистыми полевошпат-кварцевыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами с известковистой, глинистой и серицит-кремнистой основной массой, слюдисто-кремнистыми сланцами и глинистыми аргиллитами, часто хлоритизированными и серицитизированными (рис. 30). Отложения свиты представляют собой мелководные, скорее всего, лагунные или озерные фации. Видимая мощность свиты 150 м.

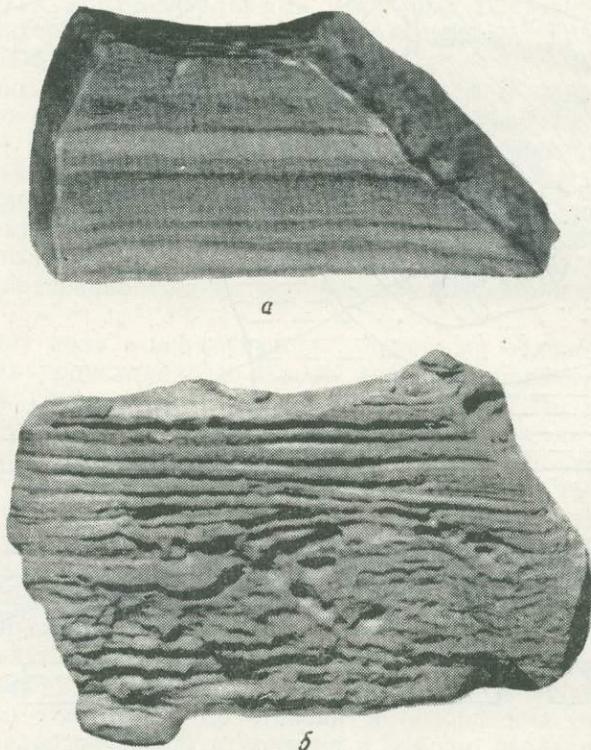


Рис. 30. Образцы пород кокчинской свиты (Т? kk)
а — песчаник полевошпат-кварцевый полосчатый мелкозернистый; б — выветрелая поверхность песчаника с отпрепарированной слоистостью и следами взмучивания

По степени дислоцированности пластов и метаморфизма пород (меньше чем у палеозойских пород, но больше, чем у отложений мела и палеогена) разрез свиты, по-видимому, следует относить к складчатому фундаменту Туранской плиты. Ее распространение в составе фундамента, вероятно, очень ограничено, так как сходные отложения в Южном Приаралье в буровых скважинах не вскрыты.

2. ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Юрские отложения в Южном Приаралье на поверхность не выходят. Лишь в последние годы они были обнаружены в скважинах, изучены и описаны в работах В. М. Лигуши и Г. Н. Носова (1960), В. А. Загоруйко (1961), Н. Г. Попова (1961), Ю. А. Федотова, Р. И. Быкова, А. К. Мальцевой, В. А. Туранова и др.

В хр. Султан-Увайс, а также во всей полосе поднятий Арало-Кызылкумского вала юрские отложения отсутствуют. Северо-восточнее этой полосы отложения средней и верхней юры вскрыты профильными скважинами 2 (Чимбай), 4 (Халкабад), 8 (Каратерень) и 13. В кернах всех других скважин, пробуренных в Юго-Восточном Приаралье, юрские отложения отсутствуют, а меловые залегают непосредственно на палеозойском фундаменте.

Юго-западнее Арало-Кызылкумского вала, в Западном и Юго-Западном Приаралье, по данным сейсморазведки и бурения, юрские отложения присутствуют повсеместно, кроме осевой части Айбугирского поднятия. Они имеют среднюю мощность от 400 до 1500 м и залегают обычно на глубине 2000—5000 м. В районах Айбугирского поднятия и на погружении юго-западного крыла Арало-Кызылкумского вала они вскрыты скважинами 201, 206, 210 и 1-Ю.

Нижнеюрские отложения в Южном Приаралье пока не обнаружены и известны лишь в более южных районах Питнякской группы поднятий; здесь в кернах в нижней части разреза сероцветной песчано-глинистой толщи найдены остатки флоры раннеюрского возраста.

Среднеюрские отложения в Южном Приаралье представлены терригенной толщей серых песчаников, алевролитов и зеленовато-серых глин с многочисленными включениями обуглившихся растительных остатков, среди которых из кернов скважин 4 и 206 Т. А. Сикстель, Ю. М. Кузичкиной и И. С. Гельфанд были определены споры папоротника *Coniopteris* sp. и пыльца голосеменных растений рода *Brachyphyllum*.

Мощность среднеюрских отложений в Юго-Восточном Приаралье, где они сохранились лишь в грабенах и в наиболее погруженных участках, изменчива и непостоянна. В скв. 4 вскрытая мощность равна 209 м, в скв. 2—27 м, в скв. 8—96 м, а в скв. 13—110 м. В Юго-Западном Приаралье мощность среднеюрских отложений значительно больше даже в антиклинальных поднятиях. В районе Айбугирского поднятия и на погружении юго-западного крыла Арало-Кызылкумского вала вскрытые мощности средней юры колеблются от 368 м (скв. 206) до 720 м (скв. 1-Ю), а в районе Питнякских поднятий мощность терригенных толщ нижней—средней юры превышает 1400 м, а всего юрского разреза — 1900 м.

Верхнеюрские отложения в Южном Приаралье имеют более ограниченное распространение и меньшие мощности, чем среднеюрские. В Юго-Западном Приаралье они, по-видимому, развиты повсеместно, но их разрезы сокращены по сравнению с мощными карбонатными и гипсоносными отложениями верхней юры южной части Бухаро-Хивинской депрессии. В керне скв. 206 в разрезе верхней юры Н. Г. Поповым (1961) выделяются келловей-оксфордские и титонские отложения. Келловей-оксфорд представлен пачкой переслаивающихся песчаников, известняков, доломитов, глин, гипсов и ангидритов с фауной пелеципод и гастропод. Мощность пачки 33 м. Выше с размытием залегают известковистые серые глины титона, их мощность 57 м.

В Юго-Восточном Приаралье наличие верхнеюрских отложений не доказано. Большинство исследователей (Лигуша, Носов, 1960; Бабаев, Акрамходжаев, 1960; Загоруйко, 1961) полагают, что их здесь нет. Однако в некоторых работах (Федотов, 1962; Туранов и др., 1964) указывается на вероятное присутствие отложений верхней юры в верхах разреза терригенной сероцветной толщи песчаников и угленосных глин, вскрытой скважинами 2, 4, 8, 13 и обычно целиком относимой к средней юре. Такая возможность подтверждается существованием прослоев песчанистых известняков в верхней части юрского разреза в кернах скважин 8 и 13, а также сопоставлением диаграмм электрометрии скважин Юго-Восточного Приаралья и Бухаро-Хивинской области (Туранов и др., 1964).

3. МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Меловые отложения Южного Приаралья и хр. Султан-Увайс изучались Н. П. Барботом-де-Марни, Л. С. Бергом, Н. А. Димо, А. Д. Архангельским, А. Г. Бабаевым, А. А. Кулешом, Е. Г. Винокуровой, Е. А. Жуковой, В. Н. Поляковым, М. С. Родовильским, В. А. Загоруйко, Р. П. Соболевой, И. В. Долицкой и другими геологами, стратиграфами и палеонтологами. Но за исключением работ А. Д. Архангельского (1916, 1931) нет ни одного труда, в котором было бы дано монографическое описание меловых отложений всей территории Южного Приаралья. Многие важнейшие вопросы стратиграфии мела Южного Приаралья еще совершенно не ясны, несмотря на обилие органических остатков. Палеонтологи, изучающие различные фаунистические группы, нередко дают совершенно различные определения возраста одних и тех же пластов. Только находки аммонитов (и в меньшей степени — белемнитов и иноцерамов) являются надежными реперами, с достаточной достоверностью определяющими возраст вмещающих пород.

В районе хр. Султан-Увайс и прилегающих к нему с севера, северо-востока и востока участках Туранской плиты меловые отложения с резким угловым несогласием залегают на денудированной и относительно выровненной поверхности складчатого фундамента плиты, а в Юго-Западном Приаралье и в районе Халкабад-Чимбайского грабена — на размытой поверхности юрских отложений. Часто в основании меловых разрезов залегает кора выветривания палеозойских толщ (мощностью до 30—50 м), образовавшаяся в триасе и юре в приповерхностной части палеозойского пенеплена.

В разрезах меловых отложений хр. Султан-Увайс и гряд Бештюбе и Кокча четко выделяются три разновозрастных формационных комплекса, отделенных друг от друга резкими размывами.

Первый комплекс, обнажающийся в хр. Султан-Увайс, сложен преимущественно пролювиально-делювиальными образованиями с прослойями прибрежно-морских косослоистых конгломератов и редкими линзами прибрежных устричников и ракушняков неокома (?). Автор предлагает выделять этот комплекс в самостоятельную истемесскую свиту (*Cr₁is*). В кернах скважин, пробуренных на территории Южного Приаралья, ему соответствуют красно- и пестроцветные конгломераты, песчаники и глины нижней части мелового разреза, относимые к неокому.

Второй комплекс слагает толща мелководно-морских серых ленточных глин и песчаников с подчиненными прослойями ракушняков. Образование этой толщи связано с позднеантской трансгрессией раннемелового моря. Она описывается автором под названием султанбинской свиты (*Cr_{1sb}*).

Третий комплекс представлен мощными толщами аллювиально-дельтового происхождения с подчиненными прослойями и пачками прибрежно-морских ракушняков, конгломератов, песчаников и глин. Он имеет повсеместное распространение, целиком слагает разрез большинства меловых возвышенностей и гряд Арабо-Кызылкумского вала и хорошо выделяется в кернах скважин на всей территории Приаралья, Западных и Центральных Кызылкумов. Образование этого комплекса связано с существованием блуждающей дельты крупной реки мелового времени, которая в районе современного Южного Приаралья впадала в морской бассейн (см. рис. 60). Автор предлагает выделять этот комплекс, распространенный на площади около 300 тыс. км² и слагающий большую часть меловых отложений возвышенностей Арабо-Кызылкумского вала, под названием арабо-кызылкумской серии (*Cr_{2ak}*).

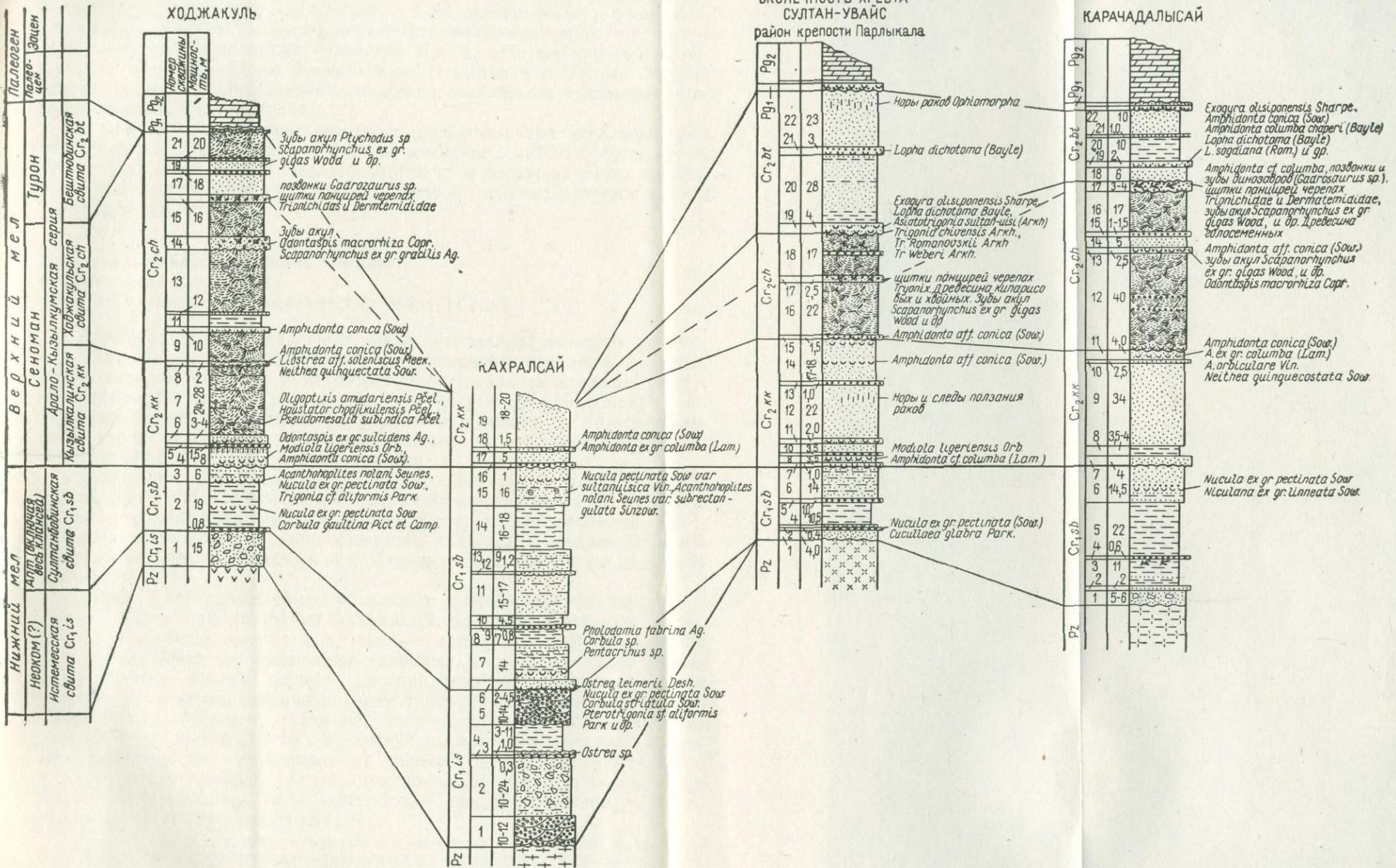


Рис. 31. Сопоставление разрезов меловых отложений Хр. Султан-Увайс.

Меловой разрез хр. Султан-Увайс, гряд Кокчи и Бештюбе заканчивается отложениями арало-кызылкумской серии, которые с размытием перекрываются здесь палеоценовыми фосфоритовыми галечниками и ракушняками. Однако в других районах Южного Приаралья, в разрезах Питняка, Сокуля, Кошая, Каски, Итемира, Ходжейли и в кернах большинства скважин выделяется четвертый комплекс меловых отложений, который, вероятно, отлагался и в районах хр. Султан-Увайс, гряд Бештюбе и Кокча, но был размыт на рубеже мела и палеогена. Этот комплекс представлен маломощными мелководно-морскими часто карбонатными отложениями сенонских морей, которые временами покрывали всю территорию Кызылкумов, Приаралья и Тургая. Глыбы сенонских морских песчаников и мергелей содержатся в палеоценовых галечниках хр. Султан-Увайс.

В приложении 3 сопоставлены взгляды различных исследователей на объем и стратиграфическое расчленение меловых отложений хр. Султан-Увайс и гряд Бештюбе и Кокча и отражена точка зрения, принятая автором настоящей работы. Колонки меловых разрезов хребта приведены на рис. 31.

Делювиально-пролювиальный комплекс нижнего мела (неокома?) хребта Султан-Увайс — истемесская свита (Cr_{1is})

Делювиально-пролювиальные толщи основания мелового разреза хр. Султан-Увайс, объединяемые под названием истемесской свиты, имеют сложное строение и их разрез резко различен в разных участках хребта. Но для всех этих толщ характерен свежий облик, и они существенно не отличаются от верхнеплиоценовых и четвертичных толщ сходного генезиса. Поэтому расчленять эти разновозрастные образования в некоторых случаях трудно.

Отложения свиты слагают обширную полосу на южном склоне хребта, протягивающуюся вдоль северо-восточного берега оз. Истемес. Кроме того, они обнажаются в районе Каракульской депрессии (юго-западная часть хребта), вдоль северного подножия Шейхджейлинской гряды, в верховьях Кызылсая и в Карабадалысе на северном склоне хребта.

Лучше всего разрез свиты обнажен в нижней части долины Кахранласа. Здесь сай прорезает обширный древнечетвертичный конус выноса и глубоко врезается в меловые отложения, образуя долину с крутыми, почти вертикальными стенками, в которых виден отпрепарированный разрез полого дислоцированных отложений мела (в обеих стенках меридионально ориентированного сая на протяжении около 5 км). Меловые отложения погружаются на юг, имея углы падений 8—15°, реже 20—25°, но южнее их контакта с палеозоем они образуют пологий антиклинальный перегиб широтного простирания, в ядре которого вновь обнажаются палеозойские породы; поэтому нижняя часть разреза мела (истемесская свита) обнажена на большем участке, чем вышеупомянутые слои.

Разрез свиты в Кахранласе начинается в залегающих на размытой поверхности палеозойских гнейсов косослоистых пролювиальных конгломератов и брекчий с неокатанной галькой от 1—2 до 30—50 см диаметром. По ориентировке галек видно, что снос шел с севера. Состав гальки соответствует примерно составу современного палеозойского разреза Кахранласа; в гальке много неизмененных пород, но есть и измененные выветрелые. Мощность пачки изменяется от 3—4 до 10—12 м.

Выше залегает пачка делювиальных отложений: желтовато-зеленоватые выветрелые бесформенно-комковатые каолинизированные породы с многочисленными мергелистыми желваками и стяжениями, часто сильно ожелезненные и фосфатизированные. В нижней части пачки встречается много линз косослоистых пролювиальных конгломерато-брекчий и гравелитов, состоящих из обломков выветрелых пород, в верхней появляется большое количество залегающих в каолинизированной делювиальной массе

округлых галек средней и хорошей окатанности. Облик косослоистых конгломератов также изменяется; здесь они сложены окатанной галькой пляжного типа, резко сплющенной по вертикальной оси. Преобладают гальки серых известняков; во многих из них наблюдаются хорошо сохранившиеся остатки амфипор и строматопор. Известняки такого облика в коренных обнажениях в хр. Султан-Увайс не встречены. В. И. Яворским был определен большой комплекс строматопор, по его заключению ($D_{2g}v$) позднеживетского возраста, причем большинство строматопор комплекса представляют собой новые виды. Мощность пачки в среднем 10—12 м, но местами достигает 18—20 и даже 24 м.

Тонкий прослой бурых устричников, залегающий на делювии, состоит из мелких устриц, напоминающих, по устному сообщению В. А. Прозоровского, устриц барремского возраста из прибрежно-морских отложений Туаркыра. Мощность прослоя 30—40 см.

Верхнюю часть свиты в Кахрансае слагают косослоистые крупно- и мелкогалечные конгломераты, глубина их вреза в нижележащие отложения — 12—14 м, а крутизна в местах «прислонения» конгломератов к нижележащим пластам — 70°. Косые серии конгломератов резко под углом в 30—40° срезают одна другую. Мощность конгломератов не превышает 14 м; они перекрыты (иногда косо, с угловым несогласием до 30°) вышележащими отложениями аптского возраста.

Мощность разреза свиты по Кахрансаю не превышает 30—34 м.

Сходный разрез пролювиальных отложений и косослоистых конгломератов, залегающих на палеозойской коре выветривания, обнажается на обширной площади южнее гряды Дарбаза. Верхняя часть разреза перемыта в плиоцен-антропогеновое время, и галька, вымытая из косослоистых прибрежно-морских конгломератов нижнего мела, покрывает верхнеплиоценовую (?) поверхность выравнивания, останцы которой в бассейнах Кызылсая и Казанская во многих местах сохранились на палеозойских отложениях.

У северного подножия гряды Шейхджели (район оз. Ходжакуль) и в верховьях Кызылсая делювиально-пролювиальный комплекс представлен каолинизированным делювием, желтыми охристыми песками и известковистыми рыхлыми лиловыми песками с редкой окатанной галькой и валунами кварца. Мощность нижнемелового делювия и пролювия на северных склонах хребта меньше, чем на южных (10—18 м); кроме того, в разрезах северного склона отсутствуют пачки прибрежно-морских косослоистых конгломератов с хорошо окатанной галькой.

Возраст делювиально-пролювиального комплекса определяется его залеганием под аптскими отложениями; устрицы из линзовидных прослоев ракушняков среди косослоистых конгломератов в основании мелового разреза южного склона хребта напоминают барремские формы Туаркыра. Условно возраст комплекса считается нами неокомским; вполне возможно присутствие в нижней его части отложений юрского возраста, а в верхней — отложений нижнего апта.

Изучение делювиально-пролювиальных отложений в основании мелового разреза хр. Султан-Увайс показывает, что в первую половину раннемеловой эпохи здесь существовал палеозойский массив с расчлененным рельефом, с большей крутизной южного склона сравнительно с северным, во многом напоминавший по размерам и границам современный хребет, но, вероятно, более высокий (судя по большей мощности пролювиальных толщ). Этот массив располагался на берегу обширного морского бассейна, находившегося к югу и западу от него. В периоды трансгрессий береговая линия достигала южных склонов массива, и в береговой зоне накапливались прослои галечных конгломератов и устричников.

В кернах скважин, пробуренных в Южном Приаралье, делювиально-пролювиальному комплексу хр. Султан-Увайс по времени накопления соответствуют красноцветные полимиктовые песчаники и конгломераты с прослойями зеленовато-серых и буровато-коричневых глин, условно неокомского возраста. Из органических остатков в них встречаются только оогонии харовых водорослей и пресноводные остракоды *Timiriasevia?* sp. (Акрамходжаев и др., 1962). Существование морского бассейна южнее хребта в барремское время подтверждается находками в скважинах Султан-Санджара и Мешекли фораминифер *Miliolina kuznetsovae* Mamed., *M. pseudobrauni* Mamed., по заключению Е. А. Жуковой, характерных для разрезов баррема Гиссарского хребта, Прикаспия и Азербайджана (Жукова, 1962).

Аптский комплекс сероцветных глин и песков—султанобинская свита (Cr_{1sb})

Комплекс морских сероцветных глин и песков нижнего мела с про слоями ракушняков и бурых песчаников широко распространен на пло щади хребта, включая и его водораздельные участки. Он вскы вается также почти всеми скважинами опорного бурения в Южном Приаралье.

А. Д. Архангельский условно отнес сероцветные глины и пески хребта к нерасчлененному нижнему мелу. П. П. Чуенко, А. А. Кулешом, Е. Г. Винокуровой, Е. А. Жуковой на основании находок аммо нитов, пелеципод, фораминафер и других органических остатков был установлен клансейский возраст верхней части сероцветного комплекса. В результате весь разрез комплекса в хр. Султан-Увайс и большая часть разреза сероцветных отложений нижнего мела в кернах скважин Южного Приаралья были отнесены к альбу. В нижней части разреза сероцветных отложений в керне скв. 1 (Ходжейли) были встречены остракоды *Cypridea ex gr. mundula Lubim.* (определение М. Н. Грамма), известные из пресноводных фаций апта юго-западных отрогов Гиссарского хребта, а стратиграфически выше — остатки пелеципод, описанные Е. Г. Винокуровой как новые виды: *Amphidonta vulgata Vin.*, и *Exogyra torulosa Vin.* (Винокурова, 1963). Органические остатки, а также литологическое сходство этой части разреза с ап тскими отложениями юго-западной части Гиссарского и Гаурдакского хребтов, где А. В. Дановым был найден верхнеаптский аммонит *Parahoplites melchioris Anth.*, дали основание Е. Г. Винокуровой и Е. А. Жуковой (1961) отнести нижнюю часть сероцветной толщи к апту. Апты считаются аналогичные отложения других южно приаральских скважин. Их мощность колеблется от 62 до 137 м, составляя меньше трети общей мощности сероцветного комплекса.

Как известно, вопрос о положении границы между аптом и альбом и о возрасте клансейского горизонта является в настоящее время одним из наиболее спорных во просов стратиграфии нижнего мела. Если во Франции решением нижнемелового кол локвиума в Лионе (Colloque sur le Crétacé inférieur, 1963) стратотип клансейского горизонта окончательно отнесен к верхнему апту, то среди советских геологов одни (В. В. Друшниц, В. Д. Ильин, Н. П. Луппов, И. А. Михайлова и др.) продолжают, согласно традиции, относить клансе к нижнему альбу; другие же (А. А. Савельев, М. И. Соколов, М. С. Эристави, Г. Г. Мирзоев, В. А. Коротков и др.) считают его верхним аптом. Однозначное решение спорных вопросов стратиграфии апских и альб ских отложений приобретает особое значение при стратиграфическом расчленении мела Южного Приаралья и Центральных Кызылкумов, так как значительная часть нижне меловых разрезов этой обширной территории сложена отложениями клансейского возраста, которые накопились во время самой крупной трансгрессии раннемелового моря в Средней Азии, явившейся для многих участков Кызылкумов единственной ран немеловой трансгрессией. Отложения клансейского горизонта имеют большие мощно сти, во многих участках выходят на поверхность, и отнесение этого горизонта к апту или альбу существенно сказывается при создании геологической карты. Вопрос о клан сее обсуждался геологами и палеонтологами на выездной сессии меловой комиссии МСК СССР в г. Ашхабаде в 1966 г. Включение клансе в состав апта было одобрено большинством участников сессии, и надо полагать, что соответствующее решение МСК явится делом ближайшего будущего.

В дальнейшем изложении автор рассматривает клансейский гори зонт, как верхнюю часть верхнего подъяруса апта. При таком понимании объема апского яруса весь сероцветный комплекс хр. Султан Увайс и соответствующие ему сероцветные отложения в кернах скважин Южного Приаралья следует относить к апту. Автор предлагает выделять этот комплекс под названием султанобинской свиты. В юго западных отрогах Гиссарского хребта по объему ей соответствуют калигрекская свита (свита *f*), свита *g* и часть свиты *h* С. Н. Симакова.

В хр. Султан-Увайс разрез свиты имеет непостоянную мощность. Ее отложения залегают с размывом и незначительным угловым несо

гласием на дельвиально-проливиальных толщах неокома и резко несогласно — на коре выветривания палеозойских пород. От вышележащих аллювиально-дельтовых толщ мела сероцветные морские отложения свиты отделены резким размывом, срезающим значительную часть ее разреза. Между отдельными пачками свиты также наблюдаются многочисленные внутриформационные размывы. Это показывает, что в аптский век периоды осадконакопления чередовались на площади хребта с периодами денудации. На юге и востоке мощность свиты достигает 50—90 м, а на северных склонах и в водораздельной части хребта она сокращается до 45—40 м.

Значительно более мощные и полные разрезы сероцветного песчано-глинистого комплекса апта вскрываются скважинами профильного бурения на территории Южного Приаралья. Мощность аптских сероцветных отложений в кернах скважин сводовой части Арало-Кызылкумского вала и к северо-востоку от него колеблется от 140 до 370 м, а юго-западнее вала достигает 400—680 м. Выше обычно располагается хорошо выделяющаяся по цвету пачка пестроцветных (темно-красных, лиловых, голубых, белых) глин, в которой отчетливо наблюдаются следы размывов. Эту пачку можно считать маркирующим горизонтом, ограничивающим сверху разрез сероцветного песчано-глинистого комплекса.

В низовых Кахралсая наблюдается следующий разрез свиты (снизу):

1. Ракушняк, залегающий с резким размывом и угловым несогласием (до 20—30°) на косослоистых конгломератах и каолинизированных белесых дельвиальных отложениях истемесской свиты. Его слагают многочисленные крупные (до 18—20 см в длину) раковины устриц хорошей сохранности. Мощность слоя 30—40 см; выше ракушняк переходит в лилово-бурый песчанистый гравелит (иногда песчаник), сложенный плохо окатанными обломками палеозойских пород, окатанной галькой кварца, окатышами глины с железистой корочкой вокруг них и многочисленными обломками раковин. Наряду с крупными устрицами и их обломками в верхней части пласта присутствуют также многочисленные раковины: *Nucula ex gr. pectinata* Sow., *Corbula striatula* Sow., *Linotrigonia* sp., *Pterotrionia* cf. *aliformis* Park. (определен Т. Н. Богдановой, В. Е. Сапожникова). Мощность пласта колеблется от 2,5—3 до 4—4,5 м.

Из базального ракушняка автором была собрана большая коллекция раковин крупных устриц (свыше 100 экз.), очень напоминающих среднемиоценовый вид *Crasostrea griffoides* Schloeth., характерный для тарханских слоев миоценового разреза Восточного Устиюра. Однако несомненное залегание этих устриц в одном пласте с *Nucula ex gr. pectinata* Sow. и *Pterotrionia* cf. *aliformis* Park. позволяет считать эти формы меловыми. Предыдущими исследователями сходные формы устриц, вероятно, собранные из этого же пласта, описывались согласно определению Е. Г. Винокуровой, как *Ostrea leymerii* Desh., известные из готерива Франции и апта (калигрекской свиты) юго-западных отрогов Гиссарского хребта; кроме того, очень похожие устрицы, собранные в разрезе мела близ оз. Ходжакуль, описаны Е. Г. Винокуровой как *Liostrea delettrei* Coq. (Винокурова, 1963). Однако на этот вид они совершенно не похожи. Возможно, комплекс меловых устриц рассматриваемого пласта следует описывать, как новый вид или несколько новых видов.

2. Выше залегает белый рыхлый косослоистый песчаник с многочисленными прослойями серых и зеленовато-серых глин, из которых Е. Г. Винокуровой были собраны и определены *Pentacrinus* sp., *Pholadomia fabrina* Ag. и *Corbula* sp. Мощность пачки 14 м.

Выше по разрезу чередуются бурые железистые конгломераты, желтые ожелезненные песчаники, рыхлые слоистые серые пески и ленточные тонкослоистые серые и сиреневато-серые глины; последние преобладают в разрезе, и на их долю приходится от 40 до 55 из 80—85 м общей мощности свиты. В верхней части разреза в прослое желтых плотных песчаников Е. Г. Винокуровой был найден *Acanthohoplites* sp.; здесь же наблюдаются прослои песчаных ракушечников с многочисленными *Nucula pectinata* Sow. var. *sultaniensis* Vin. Верхи разреза размыты, на неровной размытой поверхности залегает бурый железистый конгломерат с *Amphidonta columba* Lam., лежащий в основании косослоистых песчаников сеномана. Мощность этой основной части разреза свиты достигает в Кахралсае 63—68 м, а общая мощность свиты — 82—87 м.

Клансейские аммониты *Acanthohoplites nolani* Seunes var. *subrectangulata* Sinzow и *Ac. trautscholdi* Sim. var. *subangulicostata* Sinzow были собраны в верхах разреза султанбобинской свиты на юго-западе, восточнее гряды Куюнчик (Е. Г. Винокуровой), и на юго-востоке хребта, в 5 км восточнее Кахралсая (А. А. Кулешом). Находки этих аммонитов позволяют уверенно относить верхнюю часть разре-

за свиты к зоне *Acanthohoplites nolani* клансея. Е. А. Жуковой из глин средней части разреза свиты на юго-восточном склоне хр. Султан-Увайс был определен следующий комплекс фораминифер: *Glomospira gaultina* Berth. var. *confusa* Zasp., *Rhizammina indivisa* Br., *Miliammina* sp., *Hyperamminoides* sp., *Haplophragmoides* sp., *Gaudryina* sp., *Trochammina* sp.; первые две формы известны из клансееких отложений Кавказа.

На северном склоне хр. Султан-Увайс и в его водораздельной части разрез свиты почти целиком слагается серыми ленточными глинами с тонкими прослойями алевролитов и редкой хорошо окатанной галькой кварца. В верхней части разреза в Кызылсае присутствуют многочисленные прослои плотных железистых песчаников и ракушняков, сложенных раковинами *Nucula* ex gr. *pectinata* Sow., *Nuculana* ex gr. *linnetae* Sow., *Corbula striatula* Sow., *Cucullaea glabra* Park., *Ostrea* sp. и *Pecten* sp. (определения Т. Н. Богдановой, сборы автора). Мощность нижней глинистой части разреза в Кызылсае 35 м, а верхней, песчанисто-ракушняковой — 10—12 м; общая мощность свиты — 45—47 м.

На северо-востоке хребта в Карабадалысае отложения свиты залегают на коре выветривания палеозойских пород, окрашенной в яркие красные, охристо- и яично-желтые, сиреневато-белые и лиловые тона. Почти весь разрез слагают зеленовато-серые известковистые глины. В низах разреза в глинах встречаются многочисленные обломки, куски и лежащие крупные стволы деревьев (до 1,5 м в диаметре). Они целиком окремнены и имеют синевато- и серо-белый цвет. Во многих обломках и стволах хорошо различима структура окремнелой древесины, кольца нарастания, сучья, иногда даже клетчатая ткань дерева. Общая мощность разреза свиты по Карабадалысаю равна 55 м. Сходный по типу разрез близ оз. Ходжакуль еще более сокращен, его мощность равна всего 26 м. В ходжакульском и карабадалинском разрезах в прослоях плотных песчаников и ракушняков встречаются *Nucula* ex gr. *pectinata* Sow., *Nuculana* ex gr. *linneata* Sow., *Trigonia* cf. *aliformis* Park., *Exogyra arduennensis* Ogb. var. *zeravshanica* Muzaf., *Corbula gaultina* Pict. et Camp.

Как указывает А. А. Кулеш, по Ходжакульсаю в районе западнее Тебинбулакского массива Е. Г. Винокуровой был найден *Acanthohoplites nolani* Seipnes.

Присутствие морских отложений султанбобинской свиты в водораздельной части хребта указывает на высокий уровень максимальной клансеекой трансгрессии, захватившей весь хребет. Следует отметить значительность денудационных процессов, разрушивших существовавший до этого палеозойский кряж, который был целиком перекрыт в клансеце чехлом меловых осадков. В вышележащих слоях мела и палеогена почти нигде не встречается палеозойских галек; размываются только меловые толщи, покрывшие территорию хребта.

Вопрос о наличии альбских отложений в хребте Султан-Увайс. Альбские отложения Южного Приаралья

Вопрос о наличии в меловых разрезах хр. Султан-Увайс отложений альбского возраста нельзя считать решенным. Большинство предыдущих исследователей к альбу относили комплекс клансееких отложений с акантогоплитовой фауной и нижележащие серые глины. Все толщи, с размывом залегающие на акантогоплитовых слоях, по возрасту считают сеноманскими и туронскими (Винокурова и Жукова, 1960; Винокурова, 1963). Соответственно этой общепринятой точке зрения при отнесении клансееких отложений к апту в султанувайском разрезе мела не остается места для альба.

Однако Р. П. Соболева (1965) предлагает пересмотреть стратиграфическое положение нижней части залегающего на клансееких слоях разреза косослоистых песков, к которой приурочены многочисленные прослои пестроцветных глин и алевролитов. Сопоставляя эту часть разреза с «пестроцветной толщей» мелового разреза Кульджуктау, ранее также относившейся к сеноману, и с разрезом мела юго-западной части Гиссарского хребта, Р. П. Соболева приходит к выводу, что пелециподовая фауна этих слоев в Кульджуктау и в Султан-Увайсе и их положение в разрезе указывают, скорее, на их средне-позднеальбский возраст.

Рассматриваемая пачка низов разреза косослоистых песков мела хр. Султан-Увайс по содержащемуся в ней комплексу органических остатков имеет сходство с разрезами свит *j* и *k* юго-западной части Гиссарского хребта, имеющих, как показал Н. П. Луппов, альбский возраст. Однако аммонитов средне- и позднеальбского возраста ни в районах хр. Султан-Увайс, ни в Южном Приаралье до сих пор не обнаружено. Пелециподовая фауна рассматриваемой пачки характеризуется смешением сеноманских и сеноман-туронских форм [*Amphidonta conica* (Sow.), *Am. columba* (Lam.)], форм, встречающихся преимущественно в сеномане (*Modiola ligeriensis* Ord., *M. bucharensis* Arkh.), и форм, характерных для верхнего альба, но встречающихся также и в сеномане (*Korobkovitrigonia korobkovi* Savel.). Другие группы органических остатков, встречающиеся в низах разреза рассматриваемой пачки,— гастроподы *Oligoptyxis amudariensis* Рчел., *Haustatur chodzikulensis* Рчел., *Pseudemesalia subindia* Рчел., зубы акул *Odontaspis ex gr. sulcidens* Ag., по заключениям В. Ф. Пчелинцева, З. В. Крячковой, Л. С. Гликмана, определяют возраст вмещающих пород как несомненно позднемеловой и исключают возможность отнесения их к альбу. Поэтому считать нижние пестроцветные слои разреза косослоистых песчаников альбскими на основании местных сборов органических остатков нельзя. Более достоверно выделение отложений альба в кернах скважин на территории Южного Приаралья. Эти отложения описаны В. А. Загоруйко и Н. И. Фокиной (1963), Н. Г. Поповым и И. Ф. Кувшиновой (1964), Е. К. Обоницкой (1964). В Юго-Западном Приаралье они представлены преимущественно морскими сероцветными глинами, сходными с отложениями аптского и клансейского возраста, но имеющими резко отличный от них комплекс спор и пыльцы, в котором широко представлена пыльца покрытосеменных растений—до 16% (Обоницкая, 1964). Их альбский возраст подтверждается находкой в верхней части разреза в керне скв. 212 (Присарыкамышская дельта Амудары) аммонита *Beudanticeras* sp. indet. (Попов, Кувшинова, 1964). Мощность сероцветных глин альба значительно меньше, чем подстилающих их клансейских отложений, и колеблется от 58 до 146 м. В Юго-Восточном Приаралье с этими отложениями, по данным электрокаротажных диаграмм, связывается немая пачка пестроцветных буровато-красных и сиреневых сильно алевритистых глин с редкими прослойками ожелезненных песчаников; мощность ее 25—40 м.

Комплекс косослоистых песчаных аллювиально-дельтовых толщ сеномана и ТУРОНА — АРАЛО-КЫЗЫЛКУМСКАЯ СЕРИЯ (Cr₂ak)

Комплекс косослоистых желтых и серых песков с прослойми железистых конгломератов и подчиненными пачками прибрежно-морских песчаников, ракушняков и глин повсеместно распространен на площадях Южного Приаралья и Кызылкумов. Породы этого комплекса слагают большинство меловых возвышенностей Южного Приаралья и вскрываются многочисленными скважинами, составляя большую часть мелового разреза, а в некоторых случаях—больше половины мощности всего платформенного чехла востока Туранской плиты. Автор предлагает выделять этот комплекс аллювиально-дельтовых толщ под названием арабло-кызылкумской серии.

В районах хр. Султан-Увайс и гряд Кокча и Бештюбе в разрезе серии можно выделить несколько свит, различающихся фациально и содержащих разные комплексы органических остатков. Они имеют разный возраст. Снизу здесь выделяются три свиты—кызылкалинская, ходжакульская и бештюбинская. Кызылкалинскую свиту слагают пре-

имущественно подводно-дельтовые отложения с прослойями прибрежно-морских ракушняков, конгломератов и пестроцветных глин, ходжакульскую — косослоистые песчаники надводной дельты и аллювиальных русловых потоков с прослойями железистых конгломератов и бурых железняков, а бештюбинская свита сложена переслаивающимися косослоистыми дельтовыми песками и мелководно-морскими песчаными толщами. В разрезе бештюбинской свиты по аммонитам и иноцерамам выделяются нижне- и верхнетуронские отложения.

Кызылкалинская свита ($Cr_{2}kk$) хорошо обнажена в юго-восточной части хребта, севернее крепости Кызылкала, по Кахрансаю и восточнее Ахимбетсая, а также в районе оз. Ходжакуль и по долине Карадалысая. Верхняя граница кызылкалинской свиты условно проводится по кровле устричника с *Amphidonta conica* (Sow.), *A. ex gr. columba* Lam. и *Neithea quinquecostata* Sow., который хорошо прослеживается во всех разрезах хребта. Разрез свиты слагают рыхлые крупнозернистые слюдистые полевошпат-кварцевые пески, часто косослоистые (рис. 32, *a*), иногда глауконитсодержащие. В нижней и верхней частях разреза встречаются прослои железистых конгломератов и ракушняков.

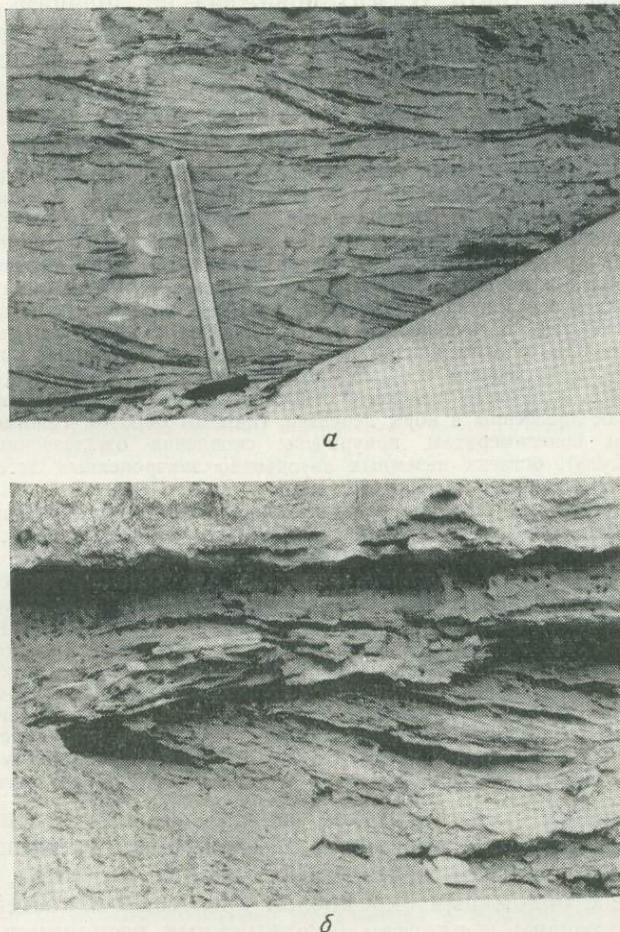


Рис. 32. Типы косой слоистости в аллювиально-дельтовых отложениях кызылкалинской и ходжакульской свит
а — подводно-дельтовые отложения кызылкалинской свиты, Ходжакульсай; *б* — дельтовые отложения ходжакульской свиты, левый приток Ходжакульсая

На юге хребта в отложениях свиты встречаются прослои, переполненные многочисленными норами и следами ползания раков; это показывает, что накопление содержащих их песчаных пачек происходило в зоне литорали.

Разрезы отложений свиты в районе оз. Ходжакуль, на юго-востоке хребта, в районе крепости Парлыкала и в долине Карабадалысая показаны на рис. 32. В основании ходжакульского разреза в белых известковистых песчаниках и устричниках присутствуют многочисленные раковины *Modiola ligeriensis* Огв., *Korobkovitrigonia korobkovi* Savel., *Amphidinta conica* (Sow.), *Ostrea praelonga* Огв., зубы акул *Odontaspis ex gr. sulcidens* A.G. сеноман-туронского возраста. Выше в желтых супучих песках встречаются гастроподовые прослои, переполненные раковинами *Oligoptixis amudariensis* Речел., *Haustator chodjikulensis* Речел., *Pseudomesalia subindica* Речел. (определение В.Ф. Пчелинцева), известные из разрезов сеномана Питнякской группы поднятий. Сходные устричники и гастроподовые горизонты встречаются и выше по разрезу, а также в разрезах свиты на востоке хребта. Мощность свиты в ходжакульском разрезе 40—45 м, в разрезах восточной части хребта и гряды Кокча она увеличивается до 55—65 м. Сеноманский возраст свиты определяется наличием таких форм устриц, как *Amphidonta conica* (Sow.), *Am. ex gr. columba* Lam., модиол сеноманского облика, сеноманского комплекса гастропод. Однако отсутствие находок аммонитов в разрезе свиты не дает возможности уверенно привязать его к единой стратиграфической шкале. Поэтому отложения свиты к сеноману отнесены условно, уверенно можно говорить только о ее положении выше зоны *Acanthohoplites nolani* клансея и значительно ниже зоны *Mammites nodosoidea* нижнего турона.

Ходжакульская свита (C_2ch) обнажена по долинам Ходжакульская, Карабадалысая, на юго-востоке хребта, в районе горы Кокча, возвышенностей Аязкала, Каратепа и Челпык и в восточной части Бештибинской гряды. Вероятно, к этой же свите относятся косослоистые пески, слагающие обрывы на южном берегу п-ова Муйнак, а также возвышенность Кзылджар (Кубатау) в Южном Приаралье.

Разрез свиты слагает мощная толща косослоистых аллювиально-дельтовых песков и песчаников, содержащая тонкие линзы глин русловых потоков и заводей, прослои бурых железняков, железистых конгломератов и гравелитов. Для свиты характерна грубость косослоистых серий, резко срезающих друг друга под большими углами (см. рис. 32, б), неоднократное изменение их ориентировки, которое указывает на частые изменения направления потоков. Разрез свиты изобилует остатками наземной фауны и флоры. В песках и песчаниках и особенно в прослоях железистых песчаников и конгломератов встречаются многочисленные щитки панцирей и кости черепах (по определениям Л. И. Хозацкого, относящихся к семействам *Dermatemydidae* и *Tryonichidae* и к роду *Tryonix*), зубы черепах и крокодилов, позвонки и обломки костей динозавров (по определению А. К. Рождественского, относящихся к роду *Gadrozaurus*) и многочисленные обломки древесины и коры деревьев, главным образом голосеменных. Иногда к железистым конгломератам приурочены скопления ожелезненных древесных стволов (Ходжакуль), остатки наземных автохтонно захороненных лесов (гора Кокча) или отдельных деревьев (Аязкала, Ходжакуль, Карабадалысай).

Помимо органических остатков наземного происхождения, в разрезе свиты присутствуют и остатки морских организмов — зуба акул *Odontaspis macrorhiza* Сорг., *Od. ex gr. sulcidens* Сорг., *Scapanorhynchus ex gr. gracilis* A.G., *Sc. ex gr. gigas* Wood, *Sc. subulatus* (A.G.), *Ptychodus decurrens* A.G. сеноман-туронского возраста (определения Л. С. Гликмана), зубы скатов, чешуя рыб, редкие и маломощные прослои устричников, сложенные устрицами *Amphidonta aff. conica* (Sow.), *Amphidonta cf. columba* Lam., *Liosstrea* sp. плохой сохранности. Эти остатки свидетельствуют о кратковременных трансгрессиях моря на территорию аллювиальной равнины. Но сколько-нибудь мощных пачек прибрежно-морского происхождения в разрезе свиты на всей территории хр. Султан-Увайс и прилегающих к нему гряд не наблюдается. Верхняя граница разреза свиты условно проводится в основании пачки косослоистых прибрежно-морских песчаников, к верхней части которой приурочен богатый комплекс пелепиц-подовой фауны — устриц, тригоний, пектинид и других групп двустворок.

В отложениях ходжакульской свиты широко распространены своеобразные железистые конкреции трубообразной и цилиндрической формы, крупные и мелкие железистые стяжения и оолиты, находимые обычно вместе с обломками окремнелой древесины и костей позвоночных. Они приурочены к пластам ожелезненных песчаников, конгломератов и бурого железняка. Эти железистые трубы и цилиндры от 10—20 см до 1 м в диаметре, чаще полые внутри, но иногда заполненные охристым песком, являются позднейшими образованиями по коре и стволам деревьев и вокруг них, что во многих случаях хорошо

видно по отпечаткам, а кое-где и кускам окремнелой древесины на их внутренней поверхности. Обычно эти конкреционные корки сложены сильно ожелезненным кварцевым песчаником. Образование таких чехлов и конкреций в период осадконакопления и диагенеза шло не только вокруг стволов, но и вокруг других растительных образований — корней, шишек, семян, орехов. Можно предполагать, что большинство железистых конкреций и срастаний, заполняющих пласти бурого железняка и железистых конгломератов и песчаников, образовались вокруг органических, чаще всего растительных остатков. Об этом свидетельствует форма этих срастаний (рис. 33, *a*—*d*, 34, *a*—*з*). Сами же пласти указывают на перерыв в осадконакоплении, континентальный режим и расселение на территории аллювиально-дельтовых равнин наземной растительности, обычно прибрежного, мангрового типа.

Растительные остатки, включая и упавшие стволы деревьев, переотлагались русловыми потоками, образуя аллохтонные захоронения, обычные для железистых пластов. Но иногда заросли растительности захоронялись автохтонно в том виде, в каком они произрастили. Железистые образования по автохтонным остаткам такого леса «на корню», в результате современных денудационных процессов вышедшие на дневную поверхность и хорошо отпрепарированные, наблюдаются на гряде Кокча, покрывая всю восточную часть водораздела и северо-восточные склоны гряды на площади во многие сотни квадратных метров (рис. 35). Многие тысячи вертикально стоящих «железных труб», местами сливающихся друг с другом и образующих сложные конкреционные срастания высотой по пояс человеку, покрывают водораздел. В некоторых случаях на их внутренней поверхности наблюдаются отпечатки древесины (см. рис. 33, *b*), убедительно свидетельствующие об их органогенно-конкремионном происхождении. Часто внутренняя и внешняя поверхности конкреций гладкие или натечные, иногда же, тесно связанные со слоистостью породы (см. рис. 33, *a*), они указывают на постседиментационное время ожелезнения.

Куски окремнелой древесины, собранные в районе горы Кокча и оз. Ходжакуль, были изучены во ВСЕГЕИ В. Г. Лепехиной, которая установила, что большая часть образцов принадлежит хвойным и может быть отнесена к роду *Cupressinoxylon* Соे р е г т. Изучение колец нарастания в ствалах меловых кипарисов может служить хорошим индикатором климата эпохи. Большинство собранных образцов свидетельствует о четырех-пятигодичных климатических циклах.

Слои с автохтонно захороненными деревьями, обнаруженные автором на вершинах горы Кокча, в районе оз. Ходжакуль и в Карагадалысае, хорошо сопоставляются друг с другом (см. рис. 31). Они приурочены к верхней части разреза свиты. В юго-восточной части хребта в верхах свиты также присутствует большое количество древесных обломков, кусков коры, ветвей и стволов, железистые стяжения и блестящие железистые конкреции по нормам короедов («фунтиков»). Мощность свиты меняется от 80—100 м в районе оз. Ходжакуль до 70 м в Карагадалысае и 40—45 м на юго-востоке хребта; еще более сокращен разрез свиты в приводораздельной части хребта, где большая ее часть уничтожена предпалеогеновым размывом. Большинство органических остатков из отложений свиты определяет ее возраст как сеноман-туронский. В восточной части гряды Бештюбе кровля свиты залегает на 70—75 м ниже слоев с типичной нижнетуронской фауной (комплекс аммонитов и иноцерамов с *Mammites nodosoides* Schloth. и *Inoceramus labiatus* Schloth.). Исходя из этого можно предполагать сеноманский возраст слагающих ее пород. Свита хорошо сопоставляется с верхней частью разреза сеноманских отложений района Букантау и Минбулакской котловины, описанного Е. М. Шмариевичем (аргабайской и джиракудукской свитами).

Бештюбинская свита (Cr_2bt) отсутствует в большинстве разрезов мела хр. Султан-Увайс, так как она полностью размыта на юге, северо-западе и в водораздельной части хребта. Нижняя часть свиты обнажается в Карагадалысае и на юго-востоке хребта, более высокие ее горизонты выходят на поверхность в районе ряды Кокча и возвы-

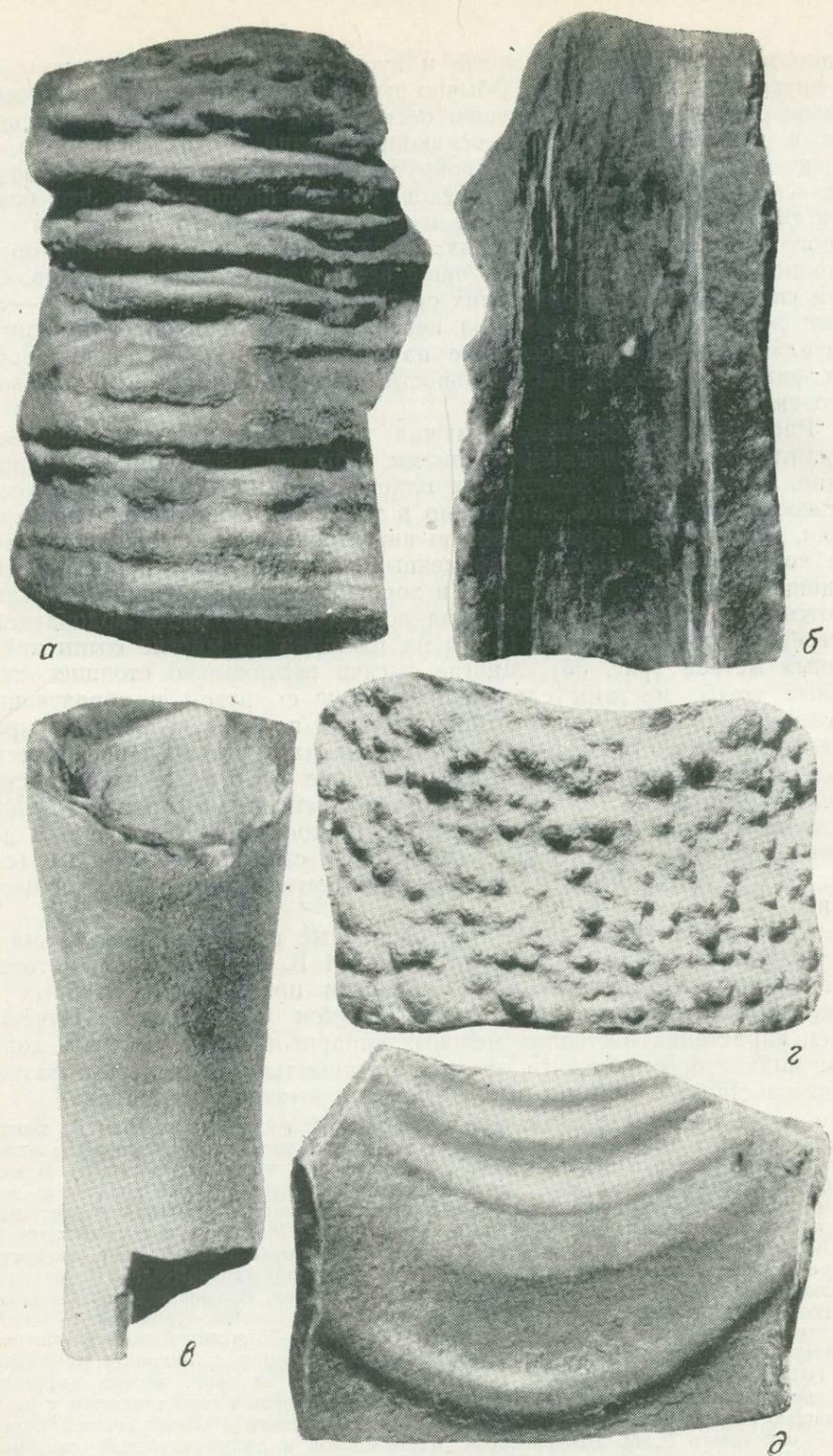


Рис. 33. Железистые конкреции из отложений ходжакульской свиты
 а — конкреция по вертикально захороненному древесному стволу, гора Кокча, уменьш. 0,3;
 б — отпечаток древесины на внутренней поверхности конкреционных срастаний, гора Кокча,
 уменьш. 0,5; в — конкреция по корневой системе дерева (?), уменьш. 0,6; г, д — внутренняя
 и внешняя поверхность, характерная для многих цилиндрических конкреций, гора Кокча,
 уменьш. 0,5

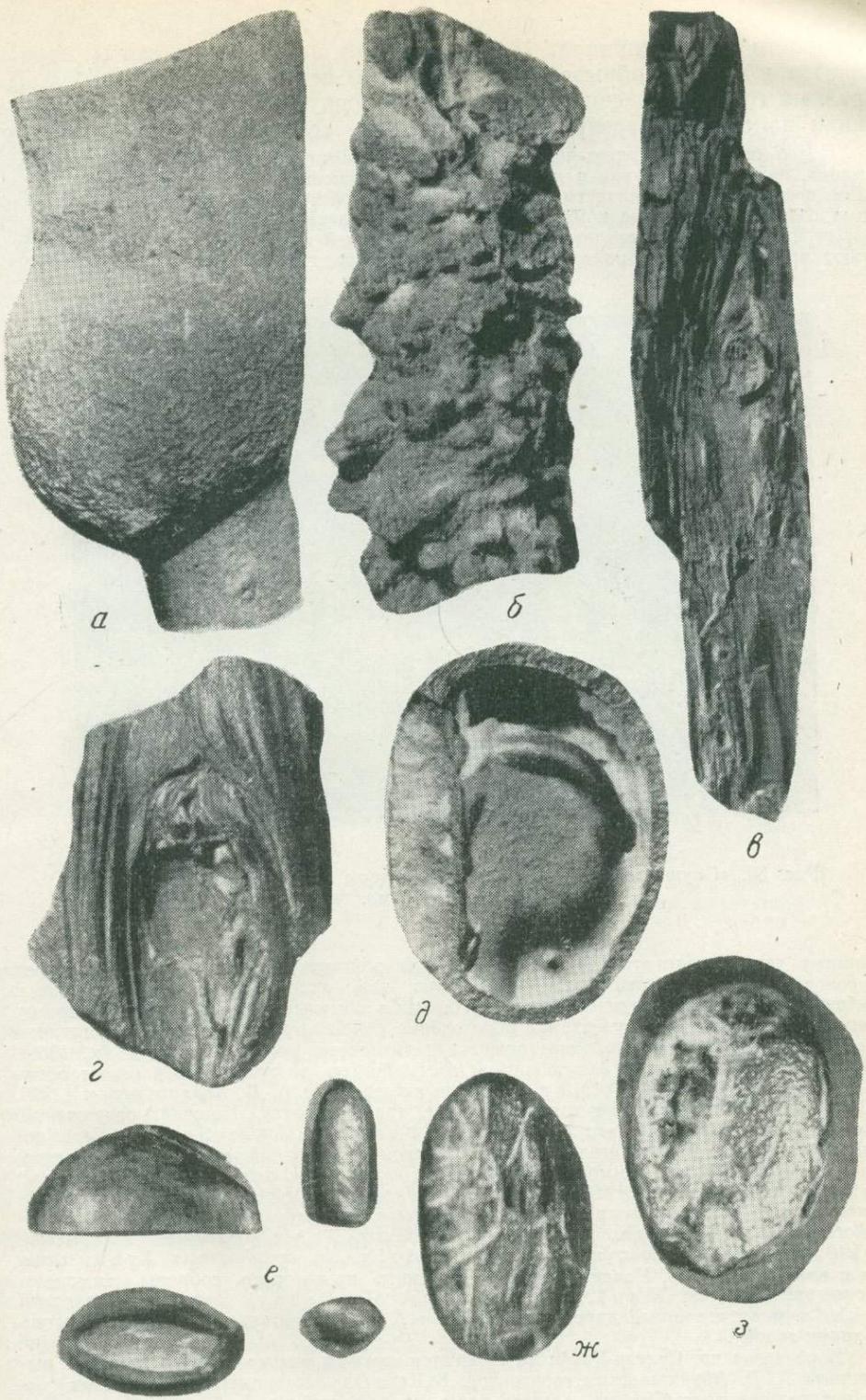


Рис. 34. Железистые конкреции, обломки древесины, ожелезненные и окремненные семена растений из отложений ходжакульской свиты

a — железистая конкреция по корневой системе дерева, гора Кокча, уменьш. 0,7; *б* — конкреция вокруг древесной ветки, Ходжакульсай, уменьш. 0,6; *в* — кусок окремнелой древесины меловых кипарисов, Ходжакульсай, уменьш. 0,5; *г* — отпечаток почки (?) в железистом песчанике, Ходжакульсай, nat. величина; *д*, *ж*, *з* — кремнисто-железистые конкреции по орехам и семенам голосеменных двудольных растений, Ходжакульсай, $\times 1$, 3; *е* — обломки скорлуповидных конкреций вокруг окатышей глин, Ходжакульсай, nat. величина

шенности Кургашинкала. Наконец, почти весь разрез свиты наблюдается в южном обрыве гряды Бештюбе северо-западнее хребта. На разных горизонтах свиты залегают фосфоритовые галечники и устричники палеоценена, перекрывающие меловые толщи с резким размывом.

Для свиты характерно чередование прибрежно-морских и континентальных отложений, причем как те, так и другие имеют преимущественно песчаный состав. В разрезе преобладают косослоистые песчаники с прослойками устричников и глин, в которых содержатся богатые комплексы фауны, а иногда встречаются и аммониты, часто окатанные или представленные обломками. В нижней и средней частях разреза залегают преимущественно подводно-дельтовые и морские фации, в верхних же — косо-



Рис. 35. «Опушка» мёлового леса на северном склоне горы Кокча. Фото С. С. Шульца мл.

слоистые серии становятся грубее. Для султанувайских разрезов свиты характерно широкое развитие многочисленных нор раков, что свидетельствует о литоральных, прибрежных условиях осадконакопления. Наряду с обычными гладкостенными норами, здесь имеются бугристые, узорчатые образования *Ophiomorpha* (рис. 36), представляющие собой, как установлено, норы роющих десятиногих раков (Геккер и др., 1963).

Органические остатки бештюбинской свиты богаты, разнообразны и имеют обычно хорошую сохранность. В 1910 г. они были исследованы А. Д. Архангельским (1916, 1931), выделившим в разрезе гряды Бештюбе три горизонта. Нижний, содержащий раковины двустворок *Exogyra olisiponensis* Sharpe, *E. conica* Sow. и *Cucullaea glabra* Park., А. Д. Архангельский отнес к сеноману. Средний, в котором был встречен и описан комплекс аммонитов *Mammites nodosoides* Schlothe. subsp. *chivensis* Arkh., *Mammites rusticus* Sow. subsp. *amudariensis* Arkh., *Acanthoceras amudariensis* Arkh., *Placenticeras kharesmense* Lahus., *Puzosia chivensis* Arkh., *Boris-siakoceras mirabile* Arkh., *Scaphites amudariensis* Arkh., *Baculites romanovskii* Arkh. и иноцерамы *Inoceramus labiatus* Schlothe., *In. amudariensis* Arkh., отнесен к нижнему турону. Наконец, верхний горизонт, из которого собраны аммониты *Prionotropis woolgari* Mant., *Placenticeras placentia* Dekay, *Baculites romanovskii* Arkh. и многочисленные двустворки, отнесен А. Д. Архангельским к среднему или верхнему турону.

В разрезах хр. Султан-Увайс наблюдаются аналоги только первого из числа выделенных А. Д. Архангельским горизонтов. В Каракадалыса выше косослоистых песчаников ходжакульской свиты залегает пласт, содержащий богатый комплекс раковин двустворчатых моллюсков: *Exogyra olisiponensis* Sharpe, *Ex. plicatula* (Lam.), *Ex. plicata* (Lam.), *Amphidonta conica* (Sow.), *Am. columba* (Lam.) var *chaperi* (Baille), *Lopha sogdiana* (Rom.), *L. dichotoma* (Bayle), *Asiatotrygonia sultan-wisi* (Arkh.), *Glycymeris reguienianus* (Ogb.), *Cucullaea glabra* Park., *Chlamis aff. acuminatus* (Gentz), *Crassatella* sp., *Cardium* sp., *Pinna* sp. (определения Е. Г. Винокуровой и Р. П. Соболевой) и зубы акул *Scapanorhynchus raphiodon* (Ag.) , *Sc. ex*

gr. subulatus (A. g.), *Sc. ex gr. gigas* Wood; *Ptychodus* sp. (определение Л. С. Гликмана).

Вероятным аналогом этого пласта в юго-восточных предгорьях хребта является горизонт желтого известковистого песчаника, переполненный раковинами двустворок, преимущественно тригоний, где еще А. Д. Архангельским были найдены *Eucalyptocrinus olisiponensis* Sharpe, *Ostrea cf. dichotoma* Bayle, *Cardium hillanum* Sow., *Trigonia sultani* Arkh., *Tr. chivensis* Arkh., *Tr. romanovskii* Arkh., *Tr. weberi* Arkh., *Tr. crenulata* Lam. subsp. *turkestanensis* Arkh. В этом же пласте А. А. Кулешом был найден аммонит *Acanthoceras cf. amudariensis* Arkh. нижнетуронского возраста (Винокурова и Жукова, 1960). Более высокие части разреза бештибинской свиты слагаются из



Рис. 36. «Ophiomorpha» — норы роющих десятиногих раков в песчаниках бештибинской свиты. Юго-восток хр. Султан-Увайс, район крепости Парыкала. Фото С. С. Шульца мл.

гаются преимущественно морскими косослоистыми песчаниками с прослойями устричников, состоящие из крупных раковин *Lopha dichotoma* (Bayle). В 75 м выше основания свиты в районе гряды Кокча, у подножия невысокой возвышенности К. К. Пяткоевым, И. А. Пяновской, А. К. Бухариным и автором были собраны многочисленные аммониты *Mammites nodosoides* Schlotheim, subsp. *chivensis* Arkh., а также единичные экземпляры *Rusosia chivensis* Arkh., *Placenticeras* sp., *Collignonceras* sp. (определение В. Д. Ильина), т. е. типичный комплекс аммонитов зоны *Mammites nodosoides* нижнего турона. Кроме того, были собраны двустворки *Cucullaea simplex* Vin. и *Lopha dichotoma* (Bayle), а в 7—8 м выше в прослое устричника, бронирующего площадку, крупные раковины устриц *Lopha dichotoma* (Bayle) и *Liosstrea jaxartensis* Simakova. Последняя форма в разрезах мела Таджикской депрессии и Ферганы приурочена к отложениям верхнего турона.

Еще более полный разрез свиты, включающий горизонт ракушняка с верхнетуронскими аммонитами *Collignonceras (Prionotripis) woolgari* (Mant.), *C. woolgari* (Mant.) var. *intermedia* Haas., *Placenticeras arkhangelskii* Ilijin, обнажается в обрывах гряды Бештиобе. Указанный горизонт залегает на 30—32 м выше по разрезу, чем горизонт с *Mammites nodosoides*; они разделены пачкой серо-зеленых гипсонасовых глин и песчаников морского происхождения. Выше пласта с верхнетуронскими аммонитами разрез вновь слагают косослоистые желтые песчаники, содержащие обломки древесины и щитки черепах. Общая мощность разреза бештибинской свиты в районе гряды Бештиобе 180—190 м; из них 120 м составляет мощность нижнетуронских, а 60—70 м — верхнетуронских отложений. Суммарная же мощность всех отложений Арало-Кызылкумской серии в Бештиобе 300—350 м, а на разных участках хр. Султан-Увайс колеблется от 50—60 до 200—220 м. По мере удаления от Арало-Кызылкумского вала мощность сеноман-туронских песчаных толщ увеличивается, достигая в Юго-Западном Приаралье, в районах Судочного и Бухаро-Хивинского прогибов, 500—600 м. Здесь эти отложения представлены преимущественно мелководно-морскими глауконитами, содержащими фаунами; из разреза исчезают прослои железистых конгломератов и железняков, характерные для всех одновозрастных им разрезов районов Арало-Кызыл-

кумского вала и Юго-Восточного Приаралья. Но даже в Юго-Западном Приаралье и в Бухаро-Хивинской депрессии отложения сеномана характеризуются резким преобладанием песков в разрезе, а турона — чередованием песков и глин, что отличает их от сенонских преимущественно карбонатных разрезов.

В Юго-Восточном Приаралье альб-сеноман-туронские песчаные толщи имеют существенно континентальный характер и ничем резко не отличаются от описанных разрезов хр. Султан-Увайс. Их мощность несколько меньше здесь, чем в Юго-Западном Приаралье, но сравнительно с другими отложениями, слагающими платформенный чехол этих регионов, мощность косослоистых песчаных толщ альба, сеномана и турона очень велика. Например, в керне скважин 21 и 23 косослоистые песчаные толщи имеют суммарную мощность 400 и 370 м, что составляет соответственно 64 и 55% мощности всего платформенного чехла, образовавшегося в течение мезозой-кайнозойского времени, а в керне скв. 27 (близ горы Кокча) весь разрез платформенного чехлаложен континентальными косослоистыми песками мела. Это показывает, какое огромное количество обломочного материала выносили с территории Кызылкумов, Тянь-Шаня, Центрального Казахстана реки мелового времени. Именно в этот период происходила, по-видимому, наиболее последовательная денудация существовавших возвышенностей, превратившая Кызылкумы из низкогорной страны или мелкосопочника в плоскую аллювиальную равнину. Эрозионная деятельность меловых рек дала возможность в эпохи последующих трансгрессий сенонским и палеогеновым морям залить выровненные пространства западных окраин Ангарского материка — Юго-Восточное, Восточное и Северное Приаралье, Кызылкумы и большую часть Тургайского прогиба.

Сенонские отложения Южного Приаралья

На территории хр. Султан-Увайс сенонские отложения встречаются лишь в виде галек и глыб в основании палеоценовых галечников; размыты они и в пределах большинства возвышенностей Арабо-Кызылкумского вала, где палеоцен трансгрессивно залегает на туронских и сеноманских песчаниках. Результаты бурения показывают, что отложения сенона отсутствуют также в пределах большей части северного пологого склона Султанувайского плато, и в присводовой части Бузгульского вала и в Юго-Восточном Приаралье. На остальной площади Юго-Восточного и Юго-Западного Приаралья сенонские отложения широко развиты, хотя и имеют меньшие мощности, чем песчаные и песчано-глинистые толщи сеномана — турона. Можно предполагать, что в предпалеоценовое время они были распространены повсеместно и покрывали всю территорию хр. Султан-Увайс. На размытой поверхности песчаников сеномана и турона в основании палеоценовых фосфоритовых галечников во многих районах хребта (Ходжакульский, район креп. Парлыкала) и в прилегающих грядах и возвышенностях (район креп. Кырккызы, гряда Кокча, Бештюбе) залегают крупные плохо окатанные глыбы и плиты сенонских известковистых песчаников, достигающие иногда 2—3 и даже 10—12 м в длину, нередко сильно фосфатизированные и изъеденные камнеточками. Часто на поверхности глыб наблюдаются приросшие одиночные раковины, а иногда и целые колонии палеоценовых устриц *Liostrea reussi* N e t s c h. В самих глыбах встречаются зубы акул *Anaxorax kaupi* A g., по заключению Л. С. Гликмана, свидетельствующие о раннесантонском возрасте вмещающих осадков. К сантонскому ярусу, по-видимому, относится также сохранившийся в районе возвышности Аязкала в основании палеоценового фосфоритового галечника маломощный (0,3 м) пласт розоватого известковистого песчаника. В нем А. А. Ку-

лешом в 1956 г. были собраны раковины устриц, определенные Е. Г. Винокуровой как *Liostrya cf. bucheroni* Coq. и *L. bourguignati* Coq., характерные для сантонских отложений Туниса.

В северо-западных поднятиях Арабо-Кызылкумского вала сенонские отложения тоже развиты лишь на отдельных участках, главным образом в зонах краевых погружений и имеют малые мощности. В обрывах крайней северо-восточной оконечности п-ова Муйнак на косослоистых песчаниках арабо-кызылкумской серии залегает 8-метровая пачка глин и известковистых зеленых песков с карбонатными стяжениями и фосфоритовыми конкрециями, в верхней части разреза которой автором были собраны ростры коньякских белемнитов *Goniocamax tijinakensis* Naid. (определение В. З. Махлина). В разрезах возвышенностей левобережья Амударьи — холмов близ города Ходжейли (Джиль-Тегерменътау, Чунак, Музлумхан, Гяуркала) и Тахиаташа (Мысканата) М. И. Соколов выделяет залегающую выше прибрежноморских отложений верхнего турона аллювиально-дельтовую толщу косослоистых песчаников с прослойями пестроцветных глин — свиту мысканата, возраст которой он условно считает коньяк-нижнесантонским. Мощность ее не превышает 8 м. Выше в разрезах ходжейлинских и тахиаташских возвышенностей залегают зелено-серые пески и глины до 12—15 м мощности, содержащие *Belemnitella praecursor* Stoll и *Pteria tenuicostata* Roem., что указывает на позднесантонский возраст вмещающих отложений. В. Я. Ильяшенко в этой пачке глин найдены *Belemnitella mucronata* Schloth. кампанского возраста. Общая мощность ходжейлинских разрезов сенона не превышает 20—25 м.

В Юго-Западном Приаралье кампанские и маастрихтские мергели и глины обнажаются в чинке Устюрта в районе ур. Айбутир, где их мощность достигает, по данным Н. П. Луппова, 74 м. Более мощные разрезы сенонских существенно карбонатных толщ вскрываются на территории Юго-Западного Приаралья многочисленными скважинами, в частности, непосредственно западнее хр. Султан-Увайс в кернах скважин 209 и Б-бис их мощность достигает соответственно 290 и 261 м. Однако эта мощность непостоянна — в кернах других скважин она сокращается до 134 м (скв. 211), 53 м (скв. 207), а иногда сенонские отложения вообще отсутствуют (скв. 116, 210), что, вероятно, объясняется эрозионным расчленением поверхности меловых пород на рубеже мелового и палеогенового времени. Во всех частях сенонских разрезов Юго-Западного Приаралья в породах (известняках, мергелях, известковистых песчаниках и глинах) содержатся богатые комплексы фораминифер, что позволило дать их детальное стратиграфическое расчленение (Долицкая, 1966).

Разрезы сенонских отложений Юго-Восточного Приаралья существенно отличаются от таковых Юго-Западного Приаралья. Не все морские бассейны сенонского времени проникали восточнее Арабо-Кызылкумского вала, а лишь некоторые из них, соответствующие периодам крупных трансгрессий. Поэтому в разрезах Юго-Восточного Приаралья наблюдается чередование мелководно-морских и континентальных фаций. Коньякские и сантонские отложения представлены здесь преимущественно серыми песками и песчаниками с редкими прослойями устричников и богатыми спорово-пыльцевыми комплексами. Кампанские и маастрихтские отложения сложены глинами, алевролитами и известковистыми песчаниками с прослойями мергелей. В карбонатных слоях разреза присутствуют комплексы фораминифер кампанского и маастрихтского возраста (Жукова, 1963). Мощности сенонских отложений Юго-Восточного Приаралья обычно не превышают 20—50 м, реже достигают 100—120 м, а в керне скв. 6 (Шейхаман), по данным Г. Н. Носова, доходят до 200 (?) м.

Датские отложения Южного Приаралья.

Граница мела и палеогена

Отложения датского яруса в Южном Приаралье на поверхность не выходят; они отсутствуют в Юго-Восточном Приаралье и в пределах Арабо-Кызылкумского вала, а в Юго-Западном Приаралье выделяются лишь в некоторых наиболее полных разрезах мела и палеогена. Микрофаунистические комплексы этих слоев изучены в Южном Приаралье слабее, чем в других частях разреза, и само выделение датских отложений во многом дискуссионно (Долицкая, 1966). Во всех коренных обнажениях, кернах скважин Юго-Восточного Приаралья и во многих кернах скважин Юго-Западного Приаралья на границе мела и палеогена наблюдается резкий и глубокий размыт; в тех разрезах, в которых выделяются датские отложения, размыт обычно прослеживается в его основании. Это показывает, что на рассматриваемой территории в послемаастрихтское время произошла крупная регрессия, одна из наиболее обширных в меловой и палеогеновой истории. Разрезы даты теснее связаны с палеоценом, чем с верхним маастрихтом, от которого они отделены размытом не только в Южном Приаралье, но и в прилегающих районах Кызылкумов, поэтому время наибольшего отступления моря следует, по-видимому, отнести к началу датского века.

4. ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Палеогеновые отложения Южного Приаралья изучались Л. С. Бергом, Н. А. Димо, А. Д. Архангельским, В. И. Солуном, В. Т. Балахматовой, Н. Е. Минаковой, Р. К. Макаровой, Э. Ф. Цацир, И. А. Коробковым, Т. П. Бондаревой, В. А. Ивановой, Л. П. Кахрановой и другими геологами и палеонтологами.

Поскольку исследователи, работающие в различных районах Приаралья, часто используют различные местные схемы стратиграфического расчленения палеогена, далеко не всегда привязанные к единой стратиграфической шкале и стратотипическому крымскому разрезу палеогеновых отложений, для их увязки приводится схема сопоставления стратотипических, приаральских и кызылкумских разрезов палеогена (приложение 4).

Палеоценовые отложения

Палеоценовые фосфоритовые галечники и ракушняки присутствуют почти во всех палеогеновых разрезах Южного Приаралья, в частности в хр. Султан-Увайс и грядах Бештюбе и Кокча. Они охарактеризованы богатым комплексом органических остатков и, несмотря на свою малую мощность, обнажены на обширной площади. Галечники и ракушняки палеоцена бронируют водораздельные части грядовых поднятий Арабо-Кызылкумского вала и покрывают плоские поверхности выравнивания на их вершинах. Они слагают водораздел гряды Кокча, возвышенности Кырккызы и восточной части гряды Бештюбе, широко обнажаются в грядах юго-восточных предгорий хр. Султан-Увайс. Ни один горизонт мезозой-кайнозойского разреза не обнажен так хорошо и не охарактеризован таким богатым комплексом органических остатков, как эти отложения. Тем не менее их палеоценовый возраст был установлен совсем недавно.

Фосфоритовые горизонты хр. Султан-Увайс и гряд Бештюбе и Кокча впервые отмечены Н. П. Барботом-де-Марни (1875) и описаны Н. А. Димо и В. В. Никитиным (1913) и А. Д. Архангельским (1916). Последний отнес эти горизонты к сенону на основании сопоставления

с горизонтами розоватых песков Юго-Западных Кызылкумов, также содержащими фосфоритовую гальку. Ошибку А. Д. Архангельского повторяли и все исследователи, изучавшие фосфоритовые горизонты хребта в 1930—1950 гг. (Мячков, Запорожцева и др.). Е. Г. Винокурова, определявшая в середине 1950 г. коллекции фауны из фосфоритовых слоев Султан-Увайса, первоначально также считала их сенонскими, а позже отнесла к данию (Винокурова и Жукова, 1960), несмотря на то, что в этих отложениях не было встречено ни одного характерного для датских отложений вида.

Большинство остатков моллюсков, присутствующих в султанувайских устричниках, были отнесены Е. Г. Винокурой (1963) к новым видам и вариететам: *Gryphaea vesicularis* Lam. var *sultaniisdagensis* Vin., *Gr. adunca* Vin., *Liosstrea undulata* Vin., *Cardita figurata* Vin., *Teichertia pressa* Vin., *Cardium costulatum* Vin. В последние годы Л. П. Кахрановой установлен позднепалеоценовый, качинский (танетский), возраст фосфоритовых галечников и ракушняков хр. Султан-Увайс (Кахранова и др., 1965). При этом большинство видов и вариететов ископаемых моллюсков оказались принадлежащими ранее известным палеогеновым видам, характерным для верхнепалеоценовых отложений Европы и Средней Азии, в частности видам и подвидам *Gryphaea antiqua* Schwetz. subsp. *sartaganica* Vial., *Gr. transcasplia* Vial., *Gr. camelus* Bugač. subsp. *extensa* Vial., *Ostrea bellovacina* Lam. subsp. *chivensis* Bugač., *Cardita multicostata* Lam. Кроме того, в фосфоритовых горизонтах хребта Л. П. Кахрановой были определены позднепалеоценовые (танетские) пелециподы: *Liosstrea reussi* Netsch., *Amphidonta eversa* Mellev., *Crassatella cf. scutellaria* Desh., *Gari cf. edwardsi* Desh., *Corbis davidsoni* Desh., *Pitar cf. avia* Desh., а Н. П. Ковалевой — брахиоподы: *Gryphus fumanensis* (Menegh.), *Terebratula (Palaeoterebratula) mangischlakica* Kov. и *Terebratula (Eoterebratula) subbisinuata* Kov., характерные для верхнепалеоценовых мергелей Крыма. Кроме того, автором были собраны из фосфоритовых горизонтов хр. Султан-Увайс и гряды Кокча гастроподы, определенные Л. В. Мироновой и Л. П. Кахрановой, как позднепалеоценовые формы: *Pleurotomaria tadjikistanica* Migo и *Turritella monocarinata* Makag., а также зубы позднепалеоценовых акул *Otodus minor* Leg. (определение Л. С. Гликмана).

Палеоценовые отложения хр. Султан-Увайс и гряды Бештюбе и Кокча резко трансгрессивно и местами с незначительным угловым несогласием залегают на размытой поверхности меловых отложений, перекрывая различные горизонты мелового разреза. Их мощность колеблется в разрезах Султан-Увайса и Кокчи от 1—2 до 3—4 м (рис. 37), а в районе гряды Бештюбе увеличивается до 5—7 и даже 9 м. Большую часть разреза слагают отложения верхнего палеоценена; однако иногда присутствуют также маломощные (0,2—0,4 м) слои раннепалеоценового возраста — белые известковистые песчаники, содержащие скелеты морских ежей — *Echinantus burlensis* Bačag. и *Linthia bajsarensis* Bačag. По данным В. Д. Ильина, эти виды характерны для нижнепалеоценовых отложений Мангышлака — аналогов инкерманского яруса разреза Крыма, а не для датских отложений, как предполагалось раньше. В большинстве палеоценовых разрезов выделяются три горизонта: 1) нижний фосфоритовый горизонт — галечник, сложенный окатанными фосфатизированными гальками меловых пород; 2) ракушняк-устричник; 3) верхний фосфоритовый горизонт — известковистый или мергелистый белый песчаник с крупными стяжениями и конкрециями фосфоритов неправильной формы. На фосфоритовых горизонтах с размытием залегают нижнеэоценовые глины и мергелистые известняки, а иногда — мергели среднего эоцена.

Типичный разрез палеоценовых отложений можно наблюдать в районе гряды Кокча. Поверхность песчаников кровли мела представляет собой дно палеоценового моря, хорошо отпрепарированное на протяжении многих километров по водораздельной части гряды (рис. 38). Оно изъедено норами моллюсков-камнеточцев, покрыто россыпями фосфатизированных галек (рис. 39) и крупными неокатанными глыбами песчаников (до 10—12 м в длину). На «дне» и на лежащих на нем глыбах наблю-

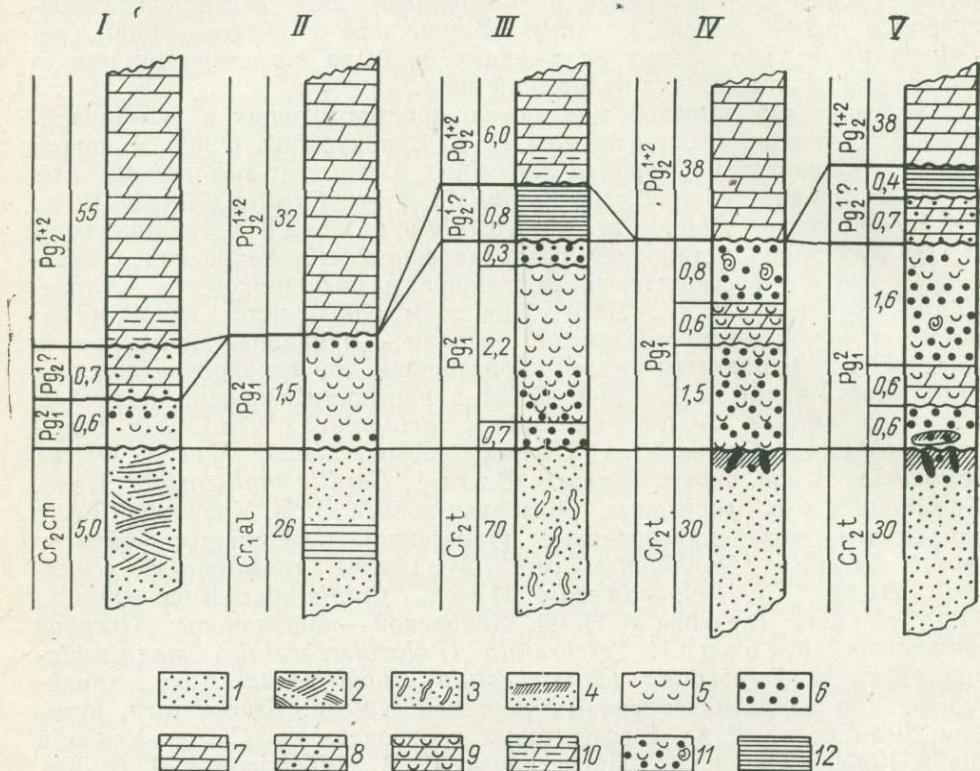


Рис. 37. Схема сопоставления разрезов фосфоритовых горизонтов хр. Султан-Увайс и гряды Кокча

I — Ходжакульсай; II — Тебинбулаксай; III — юго-восточное окончание хр. Султан-Увайс; IV, V — гряда Кокча; IV — район к северо-западу от крепости Кургашинкала, V — район к северу от крепости Кургашинкала. 1 — пески слабо сцементированные, рыхлые; 2 — косослоистые песчаники; 3 — норы раков в песках и песчаниках; 4 — обызвествленная поверхность песчаников; 5 — устричники; 6 — фосфоритовые галечники; 7 — мергели; 8 — песчанистые мергели; 9 — устричники с мергелистым цементом; 10 — мергели с марганцовистыми и железистыми стяжениями; 11 — фосфоритовые галечники с устрицами и гастроподами; 12 — глины и мергелистые глины

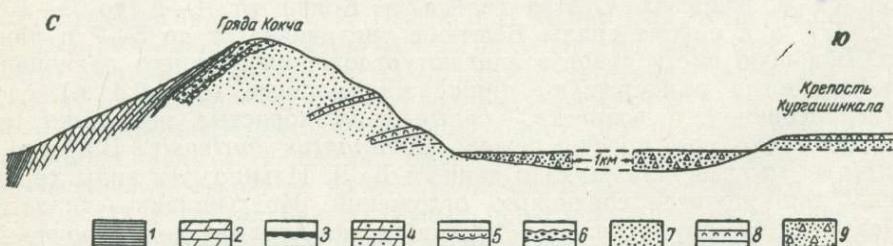


Рис. 38. Схематический разрез через гряду Кокча к северу от крепости Кургашинкала

1 — мергелистые глины (Pg_2^3); 2 — мергели (Pg_2^{1+2}); 3 — глины ($Pg_2^1?$); 4 — песчанистые известняки ($Pg_2^1?$); 5 — устричники фосфоритовой пачки (Pg_1^2); 6 — фосфоритовые галечники (Pg_1^2); 7 — песчаники и пески (Cr_2t); 8 — устричники с *Lopha dichotoma* В а у 1 е (Cr_2t); 9 — та-кыровые отложения, пролювий и аллювий Акчадары (Q_{3-4}). Длина разреза 70 м

даются колонии приросших устриц *Liostra reussi* Netsch. и мелких известковистых шестилучевых кораллов. Почти все гальки изъедены камнеточками и на них видны следы прикрепления мшанок, губок, кораллов и моллюсков. Многие гальки представляют собой хорошо окатанные и отполированные фосфатизированные органические остатки: куски древесины, обломки костей динозавров, раковин крупных устриц и гастропод, отполированные щитки панцирей черепах и зубы акул. Другие гальки образовались за счет песчаников, нередко также содержащих в большом количестве орга-



Рис. 39. Отпрепарированное «дно» верхнепалеоценового моря, изъеденное моллюсками-камнеточками (*Lithophaga*), с фосфоритовой галькой на нем. Водораздел гряды Кокча. Фото С. С. Шульца мл.

нические включения — древесину, кости, зубы акул. По заключению Л. Гликмана, зубы акул из галек имеют различный возраст и относятся к сеноману — *Palaeocorax falcatus* (A g.); турону — *Ptychodus decurrens* A g., *Ptychodus* sp.; коньку и нижнему сантону — *Anacorax kaupi* (A g.); палеоцену — *Otodus minor* Leg. Такой видовой состав подтверждает значительность размыва, предшествовавшего накоплению фосфоритовых горизонтов.

На горизонте фосфоритовых галек, а в местах, где он размыт — на поверхности отпрепарированного «дна», — лежит горизонт серых и белых мергелистых устричников и мергелей с колониями тонких ветвистых шестилучевых кораллов, большим количеством створок раковин *Gryphaea antiqua*, Schwetz. subsp. *sartaganica* Vial., *Liostra reussi* Netsch., *Amphidonta eversa* Mellev., более редкими створками *Ostrea bellovacina* subsp. *chivensis* Bugač., *Pitar* cf. *avia* Desh., ядрами и отпечатками гастропод *Turritella monocarinata* Mak., *Bitium* sp. и колониями своеобразных «роговых кораллов» рода *Isis* из группы Gorgonaria. Мощность устричника обычно не превышает 0,4—0,6 м, он содержит также фосфоритовую гальку и без видимой резкой границы переходит в вышележащий горизонт песчанистых мергелей с неправильными комковатыми фосфоритовыми стяжениями и многочисленными включениями фосфатизированных галек, ракушек и кораллов (второй фосфоритовый горизонт). Его мощность колеблется от 0,8 до 1,6 м. Наряду с *Isis* и створками устриц *Liostra reussi* Netsch. в нем встречаются также ядра крупных гастропод *Pleurotomaria tadzhikistanica* Mironova.

Сходные с кокчинским разрезы палеоценовых отложений можно наблюдать на юго-востоке хр. Султан-Увайс, в районе кол. Алджан (рис. 40), на северо-востоке, в Карабадылсае, и в верховьях Ходжакульсая. Характер разреза несколько изменяется западнее оз. Ходжакуль и в районе гряды Бештюбе: здесь между нижней фосфоритовой пачкой и нижележащим разрезом мела залегает горизонт светло-серых слюдистых известковистых песчаников, который прослеживается на запад до района г. Нукус и пос. Кызкеткен. В песчаниках содержатся многочисленные раковины палеципидов и брахиопод позднепалеоценового возраста: *Liostrea reussi* Netsch., *Amphidonta eversa* Mellev., *Gryphaea camelus* Vigas c. subsp. *extensa* Vial., *Cardita cf. multicostata* Desh. (сборы автора, определения Л. П. Кахановой).

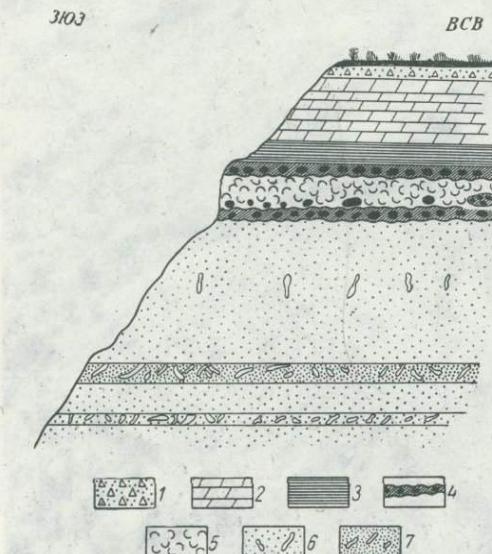


Рис. 40. Разрез верхней части уступа-куэсты, бронированной эоценовыми мергелями. Район кол. Алджан, юго-восточная часть хр. Султан-Увайс

1 — делювиально-пролювиальные отложения (Q_{3-4}); 2 — мергели (Pg_2^{1+2}); 3 — загипсованные зеленые глины (Pg_2^1); 4 — фосфоритовые галечники с железисто-фосфоритистым цементом (Pg_1^2); 5 — устричники (Pg_1^1); 6 — прибрежно-морские песчаники с норами раков и *Ophiomorpha* (Cr_1); 7 — рыхлые пески; 7 — плотно сцепленные известковистые песчаники. Высота обрыва 12 м.

Разрезы фосфоритовых галечников, сходные с султанувайскими и кокчинскими, обнаруживаются во многих участках Арапло-Кызылкумского вала — от возвышенностей Парлытау и Кроунтау в амударинской дельте до возвышенностей Мамырдынкарыкыр и Атантайказган в Кызылкумах, а также в Таспен-Итемирских возвышенностях Букантауской группы. Фосфоритовые галечники, залегающие в основании палеогенового разреза, вскрываются также большинством скважин, пробуренных в Юго-Восточном Приаралье (скважины 9, 15, 16, 17 и др.). Мощность их колеблется от 0,2 до 3 м. Широкое распространение маломощных палеоценовых отложений типично прибрежного, пляжного характера на всей территории поднятий Арапло-Кызылкумского вала, низовьев Амударии и Юго-Восточного Приаралья свидетельствует о значительной выровненности их рельефа и одинаковом гипсометрическом положении в начале палеогена. Незначительные колебания уровня палеоценовых бассейнов приводили поэтому к чередованию кратковременных трангрессий и регрессий на обширной площади.

Иные палеоценовые разрезы наблюдаются в Юго-Западном Приаралье, где они выходят на поверхность лишь на небольшом участке чинка Устюрта севернее ур. Айбугир и изучены главным образом по кернам скважин. Здесь они представлены преимущественно пелагическими карбонатными фациями — мергелями, известняками, редко

серыми и коричневатыми известковистыми глинами; только в районах антиклинальных поднятий в основании разреза палеоценена присутствует галька фосфоритов (Айбуир) или известняково-мергельных пород (скв. 209). В палеоценовых разрезах Юго-Западного Приаралья раковины моллюсков не встречены, и их возраст определяется по комплексу фораминифер позднепалеоценового возраста (Иванова и др., 1961). В районе Центрально-Каракумского свода (скв. 148) в разрезе установлены также нижнепалеоценовые слои. Мощность палеоценовых отложений в Юго-Западном Приаралье колеблется от 15—20 до 25 м, а в районе г. Хивы, возможно, достигает 50 м.

В Восточном Приаралье и низовьях р. Сырдарьи палеоценовые отложения представлены глауконит-кварцевыми зеленовато-серыми песчанками и голубоватыми глинами с богатыми комплексами фораминифер ранне- и позднепалеоценового возраста. Их мощность обычно не превышает 10—15 м, но местами достигает 42 м (Мартынова и Секунова, 1966). В Северном Приаралье палеоценовые отложения обнаружены лишь в последние годы (Гарецкий, 1962; Бондарева и др., 1964) и также имеют малые мощности (от 1 до 6 м).

Эоценовые отложения

Эоценовые отложения в разрезах Южного Приаралья имеют значительную мощность и содержат богатые комплексы фораминифер, которые позволяют дать их дробное стратиграфическое подразделение. Они с размывом залегают на отложениях палеоценена.

Полные и сравнительно хорошо обнаженные разрезы эоценовых отложений наблюдаются в обрывах крайнего юго-восточного окончания Султанувайского плато и на северном склоне гряды Кокча северо-восточнее крепости Кургашинкала. Эти разрезы хорошо увязываются между собой, с бештюбинским разрезом и с кернами скважин, пробуренных в 1963 г.

Нижнезоценовые отложения гряд Кокча, Бештюбе и хр. Султан-Увайс представлены двумя маломощными литологически отличными друг от друга пачками — известковистыми песчаниками и мергелями и серыми и серо-зелеными глинами. Соотношение этих двух пачек можно видеть лишь в наиболее полных разрезах гряд Бештюбе и Кокча (см. рис. 38, V). Здесь известковистые песчаники залегают в основании разреза эоценена; в их цементе присутствуют фораминиферы *Acarinina subsphaerica* Subb. и *Globorotalia subbotinae* (Cush.). Последняя форма является зональным видом для одноименной нижнезоценовой зоны стратотипического разреза Крыма. Мощность песчаников не превышает 1—1,5 м. На них также с размывом залегают зеленые и серые глины, местами сильно известковистые, мощностью до 1,5—2 м, выше по разрезу переходящие в белые глинистые мергели с включениями обломков кварца. В разрезах юго-восточного окончания хребта в глинах присутствует комплекс фораминифер зоны *Globorotalia subbotinae*.

Во многих случаях в разрезе сохраняется только одна из названных пачек (см. рис. 38 I, III). Иногда нижнезоценовые отложения представлены 2—3-метровой пачкой мергелей, залегающей в основании среднезоценовых мергелей, но всегда отделенной от них заметным размывом. Местами (см. рис. 38, II, IV) нижнезоценовые отложения выпадают из разреза, и на размытой поверхности верхнего фосфоритового горизонта палеоценена залегают мергели среднезоценового возраста. Нередко к поверхности размыва на границе палеоценовых и эоценовых отложений приурочены линзы бурых железняков длиной до 50 м и мощностью до 3—4 м. Такие железные «шляпки», залегающие выше фосфоритовых горизонтов палеоценена, наблюдаются на водоразделе гряды Кокча, северо-восточнее крепости Кургашинкала и слагают вершины холмов Бештюбе, возвышающихся над долиной Амудары.

Общая мощность нижнего эоценена в разрезах гряд Бештюбе, Кокча и хр. Султан-Увайс не превышает 3—4 м.

Среднезоценовые отложения хр. Султан-Увайс представлены мощной пачкой плотных плитчатых белых мергелей, которые с размывом залегают на нижнезоценовых и палеоценовых слоях. Присутствие мелких неокатанных обломков кварца в нижней части некоторых разрезов указывает на возможный размыв палеозойских пород в наиболее поднятых участках территории хребта. Нередко в основании разреза мергели имеют пятнисто-сиреневатую окраску и содержат железисто-марганцовистые стяжения, а также кристаллы и крупные (до 3—5 см в диаметре) желваки пирита.

В нижней и средней частях разреза иногда встречаются тонкие прослои темно-бурых и даже черных мергелей, в которых содержатся еще более тонкие (до 2—3 см) прослойки голубовато-серых глинисто-карбонатных туффитов, насыщенные пепловым материалом. В разрезе преобладают белые афантитовые мелоподобные мергели, содержащие большое количество мелких органических остатков—раковины фораминифер, обломки мелких шестилучевых кораллов, мшанок, крионидей, спикулы губок, а в верхней части разреза — также рыбью чешую. В верхней половине разреза состав мергелей становится грубее, их цвет грязно- и зеленовато-серым; встречаются редкие прослои серых известковистых глин, желтых и розовых мергелей. На основании изучения комплексов фораминифер в разрезе мергелей выделяются аналоги двух микрофаунистических зон среднеэоценового разреза Северного Кавказа — зоны *Tropiscotolina aragonensis* и зоны *Acarinina crassaformis*. Мощность среднеэоценовых мергелей в полных разрезах хр. Султан-Увайс колеблется от 40 до 48 м.

Верхнеэоценовые отложения в разрезах хр. Султан-Увайс и гряды Кокча представлены чередующимися зеленовато-серыми глинами, белыми, серыми и пестроцветными мергелями. В верхнеэоценовых отложениях хребта В. Т. Балахматовой и Н. Е. Минаковой установлено присутствие четырех микрофаунистических зон, из которых две нижние (*Hantkenina alabamensis* и *Globigerina turkmenica*) соответствуют бодракскому, а две верхние (*Globigerinoides conglobatus* и *Bolivina*) — альминскому ярусу стратотипического разреза Крыма. Мощность зоны *Hantkenina alabamensis* в султанувайских разрезах 3—4 м; ее слагают серые песчанистые мергели. Отложения зон *Globigerina turkmenica* и *Globigerinoides conglobatus* имеют мощность 40—47 и 25—28 м соответственно, их разрез слагают зеленовато-серые глины с прослойками серых и кремовых, а в верхней части зоны *Globigerinoides conglobatus* — розовых и красных мергелей. Весь разрез зоны *Bolivina* слагают зеленовато-серые глины, имеющие мощность до 40 м. Таким образом, мощность всего разреза верхнего эоцена в хр. Султан-Увайс достигает 100—120 м, а всего эоценового разреза — 150—175 м.

Разрезы эоцена Юго-Западного и Юго-Восточного Приаралья во многом близки разрезу хр. Султан-Увайс. В подавляющем большинстве разрезов наблюдаются малые мощности нижнего эоцена и размыты в основании среднего эоцена. В нижней части среднеэоценовых разрезов в Юго-Западном и Юго-Восточном Приаралье, как и в хр. Султан-Увайс, почти всюду присутствуют маломощные прослои туффитов. Их повсеместное распространение и однотипный характер свидетельствуют об удаленности источников сноса; по-видимому, пепел заносился в районы Приаралья с территорий Северного Ирана и Бадхыза. Изучение пепловых и туффитовых прослоев в отложениях эоцена, вероятно, может облегчить сопоставление удаленных друг от друга разнофациальных, но одновозрастных разрезов эоцена Средней Азии.

Как в Юго-Западном, так и в Юго-Восточном Приаралье самые верхние горизонты эоценовых разрезов (зона *Bolivina*) характеризуются обедненным составом фораминиферовой фауны, но содержат многочисленные остатки моллюсков. Так, в кернах скв. 30 (Хива) и скважин, пробуренных в районе возвышенностей Бельтау, Кушканатау, пос. Чимбай и Тахта-Купыр, И. А. Коробковым и Р. С. Макаровой (1964), из глин и мергелей верхов эоценового разреза описана богатая коллекция моллюсков, которая указывает на принадлежность вмещающих их толщ к зоне *Variamusium fallax* (=зона *Bolivina*), аналогичной по фауне моллюсков латдорфскому ярусу Европы и чеганским отложениям Северного Приаралья.

Наряду с чертами сходства, между разрезами эоцена Юго-Западного и Юго-Восточного Приаралья имеются и некоторые различия как в фацевом отношении, так и в мощностях. Разрезы среднего и верхнего эоцена Юго-Западного Приаралья характеризуются полнотой и значительными мощностями (от 175—200 до 315—330 м). В районе ур. Айбутир в среднеэоценовых отложениях обнаружены нуммулиты, присутствие которых на территории Юго-Восточного Приаралья нигде не установлено. Разрезы эоцена в Юго-Восточном Приаралье часто неполны; например, в районе скв. 14 (восточная оконечность Бельтау) отсутствует большая часть разреза среднего эоцена, в скважинах 9, 3 (район пос. Тахта-Купыр) размыты верхние части эоценовых разрезов, а в сводовой части Арало-Кызылкумского вала на всем его протяжении от Муйнака до гряды Кокча эоценовые от-

ложения вообще отсутствуют. Мощности эоценовых отложений Юго-Восточного Приаралья колеблются от 90—100 до 150—190 м; в фациональном отношении они более изменчивы, чем разрезы Юго-Западного Приаралья, и в одних случаях сложены преимущественно мергелями (скв. 3, Тахта-Купыр; Бельтау) и др., в других — главным образом глинями (скв. 24, 25, сухое русло Акчадары). Характерно, что карбонатные фации обычно приурочены к зонам конседиментационных поднятий эоценового времени, а глинистые — к зонам прогибов. Та же тенденция прослеживается и в разрезах эоцена Юго-Западного Приаралья, где карбонатные фации кумского горизонта района Айбугирского поднятия в направлении к югу, в районе Хивинской депрессии сменяются глинистыми фациями того же возраста, резко увеличивая свою мощность (Иванова и др., 1961).

Олигоценовые отложения

Вопросы стратиграфического расчленения олигоценовых отложений Приаралья вызывают споры. В новых работах, посвященных этим вопросам, на стратиграфию приаральского олигоцена высказываются противоположные точки зрения (Коробков, 1965; Минакова, 1964; Иванова, 1966 и др.). В настоящей работе при расчленении олигоценовых отложений автор основывается на решении 8 пленарного совещания палеогеновой комиссии МСК от 4.II.1966 г., а также на выводах А. И. Коробкова (1965), который дал наиболее полное монографическое описание олигоценовых моллюсков Приаралья.

Олигоцен разделяется на два яруса — нижний + средний, соответствующий нижнему майкопу Кавказа, Крыма и Закаспия, и верхний, соответствующий хаттскому ярусу европейских разрезов и среднему майкопу юга европейской части СССР. В нижне-среднеолигоценовых отложениях Приаралья выделяются четыре горизонта — кызылджарский (слои с *Lenticulina herrmanni*), никопольский (слои со *Spiroplectammina carinata*), молочанский (солеповский) горизонт с *Ergenica cimlanica* и серогозский (коктурнакский) с *Lentidium garetzkii* и *Corbula sokolovi*. К верхнему олигоцену отнесены отложения асканийского горизонта, которому соответствует выделяемый А. И. Коробковым в разрезах Устюрта карагомакский горизонт с хаттским комплексом фауны (комплекс с *Cardium abundans*). В Южном Приаралье асканийскому горизонту соответствуют «крабовые слои» разрезов Бельтау и дарьялыкской свиты, а в Кызылкумах — большая часть разреза нижнесарбатырской подсвиты. Аральские аналоги аквитанского яруса (слои с *Cardium levinae* и слои с *Corbula helmerseni*, весь разрез верхнесарбатырской подсвиты Кызылкумов, слои с *Porosononion dendriticus* и *Cibicides ornatus* разрезов Южного Приаралья) в настоящей работе, в соответствии с решением палеогеновой комиссии МСК, целиком отнесены к нижнему миоцену.

Олигоценовые отложения различных районов Приаралья существенно различаются между собой. Их изучение показывает, что на территории Туранской плиты в олигоценовое (и позже в миоценовое) время существовали две палеогеографические провинции — Устюртско-Каракумская, где был устойчивый морской бассейн и некоторые ее части осушились лишь в эпохи максимальных регрессий, и Турукайско-Кызылкумская, где морские и континентальные условия чередовались при явном преобладании последних. Граница между провинциями проходила по западной окраине Арало-Кызылкумского вала, который часто служил восточным ограничением олигоценовых и миоценовых водоемов. Разрез олигоценовых отложений, обнажающийся в восточных чинках Устюрта, сложенный в значительной части прибрежноморскими фациями, дает отчетливое представление о колебаниях бере-

говой линии вблизи этой границы. Он сменяется к западу непрерывным морским разрезом майкопского типа, а к востоку — чередованием обрывочных морских пачек, озерно-континентальных образований и кор выветривания.

Хребет Султан-Увайс относится к Тургайско-Кызылкумской провинции и представляет собой одно из наиболее последовательно развивавшихся конседиментационных поднятий этой части Тургайской плиты.

Отложения нижнего + среднего олигоцена на территории хр. Султан-Увайс и гряды Кокча не обнаружены. В более северных районах Юго-Восточного Приаралья эти отложения сохранились в Халкабад-Чимбайском грабене и Южно-Аральской депрессии. В районе возвышенности Бельтау, городов Чимбай, Халкабад и к югу от возвышенности Кушкантау нижне-среднеолигоценовые отложения представлены серыми и зеленовато-серыми некарбонатными глинами с крупными сидеритовыми конкрециями, которые со слабо заметным размывом, а иногда с постепенным переходом залегают на мергелистых глинах и мергелях зоны *Bolivina* (*Varigamussium fallax*) верхнего эоценена. Мощность глин не превышает 60—70 м. Глины содержат богатый комплекс морских моллюсков, соответствующий комплексу моллюсков из риопельских отложений Европы и хадумских отложений Кавказа и Предкавказья (Коробков и Макарова, 1964). В олигоценовых глинах встречаются также многочисленные фораминиферы, изучавшиеся Н. Е. Минаковой и Н. В. Авербург, которые выделили здесь аналоги кызылджарского и никопольского горизонтов нижнего + среднего олигоцена. На них с размывом залегают верхнеолигоценовые отложения. На большей части территории Юго-Восточного Приаралья и на всей территории Арало-Кызылкумского и Бузгульского валов отложения нижнего + среднего олигоцена отсутствуют.

На территории Юго-Западного Приаралья отложения нижнего + среднего олигоцена присутствуют повсеместно и представлены полными непрерывными разрезами мощностью от 200—250 до 400—500 м. Здесь они были изучены В. А. Ивановой (1961, 1966). Олигоценовые и нижнемиоценовые отложения Юго-Западного Приаралья разделяются в настоящее время на дауданскую и дарьялыкскую свиты, имеющие максимальные мощности (дауданская до 250 м, дарьялыкская до 450 м) в Дарьялык-Дауданском прогибе, расположенному в районе Сарыкамышской дельты Амудары, южнее ур. Айбутир. В состав дауданской свиты включается кызылджарский горизонт, а в состав дарьялыкской — весь остальной разрез нижнесреднеолигоценовых отложений, весь верхний олигоцен и большая часть разреза нижнего миоцена. Олигоценовые отложения Юго-Западного Приаралья имеют большое сходство с майкопским разрезом Предкавказья и представлены преимущественно сероцветными глинами с прослоями алевролитов.

К верхнему олигоцену в разрезах хр. Султан-Увайс и гряды Кокча нами условно относится маломощная пачка пестроцветных глин, залегающая на размытой поверхности зеленых глин верхнего эоценена (зоны *Bolivina*) и содержащая многочисленные обломки панцирей мелких раков. Найдены раковины, литологическое сходство и одинаковое положение в разрезе позволяют сопоставлять описываемую пачку с раковинным горизонтом красно-бурых глин возвышенности Бельтау, откуда А. И. Коробковым недавно был определен большой комплекс позднеолигоценовых, хаттских моллюсков (Коробков, 1965). Рассматриваемая пачка в кокчинских и султанувайских разрезах представлена бурыми, коричневыми, желто-зелеными и кирпично-красными глинами, местами с редкими прослоями сыпучих косослоистых желтых песков. В основании пачки иногда присутствует маломощный прослой ожелезненного гравелита с мелкими окатышами глин и фосфоритовыми галечками. Толщина этого базального прослоя обычно не превышает 2—5 см; к его кровле приурочены панцири мелких раков. Общая мощность пачки верхнеолигоценовых (?) глин колеблется от 2—3 до 7—8 м.

В других разрезах Юго-Восточного Приаралья мощность верхнеолигоценовых отложений колеблется от 5—10 до 20—30 и даже до 40 м. Как показали работы последних лет (А. П. Ильина, А. И. Коробков и др.), к верхнему олигоцену следует относить большую часть разреза нижнесарбатырской подсвиты, выделенной в Кызылкумах М. Н. Граммом (1960) (слои с *Cardium abundans Liverg.*, т. е. аналоги каратомакского горизонта Устюрта). Повсюду в Юго-Восточном Приаралье и в Кызылкумах в основании верхнеолигоценовых отложений наблюдается резкий и отчетливый размыв.

На территории Юго-Западного Приаралья к верхнему олигоцену относится средняя часть разреза дарьялыкской свиты — слои со *Spiroplectammina terekensis* и *Sphaeroidina variabilis*. Они связаны постепенным переходом с нижне- и вышележащими частями разреза дарьялыкской свиты и представлены глинами. Мощность верхнеолигоценовых отложений колеблется здесь от 20 м (Айбутирско-Устюртская зона поднятий) до 110 м (Дарьялык-Дауданский прогиб).

5. НЕОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ. САРМАТО-АҚЧАГЫЛЬСКАЯ ФАУНА И ЗАУНГУЗСКИЙ РЕЛИКТОВЫЙ БАССЕЙН. ПРОИСХОЖДЕНИЕ АРАЛО-САРАКАМЫШКО-ХОРЕЗМИЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ И СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Неогеновые отложения Южного Приаралья изучались многими исследователями. Существенную роль в установлении их возраста, литологического состава и стратиграфического расчленения сыграли работы Г. В. Абиха, И. В. Мушкетова, Л. С. Берга, А. Д. Архангельского, В. П. Колесникова, Н. П. Луппова, А. А. Ямнова, М. Н. Грамма, Л. П. Копаевича, А. И. Животовской, В. Г. Данилова и др.

Приаральские отложения неогена можно разделить на три комплекса, отделенные друг от друга поверхностями резких размывов, а в отдельных случаях заметными угловыми несогласиями, — миоценовый, заунгузский и позднеплиоценовый. Выделяемые комплексы соответствуют крупным трансгрессивно-регрессивным циклам осадконакопления, каждый из которых завершился отступанием моря и эрозионным расчленением аккумулятивных равнин, образовавшихся в трансгрессивные эпохи. Остатки этих равнин сохранились в виде трех хорошо выраженных в рельефе систем поверхностей выравнивания, каждая из которых имеет отличный от других средний гипсометрический уровень; это — возвышенные «миоценовые» плато (Устюрт, Султанувайское плато), менее поднятые «плиоценовые» плато (Заунгузские Каракумы, Северо-Западные Кызылкумы, Каракульское плато, Уч-Аджи) и прилегающие к ним, невысокие, нередко перекрытые четвертичными осадками позднеплиоценовые поверхности выравнивания.

Внутри каждого из выделяемых комплексов в свою очередь наблюдаются иногда глубокие размывы. Каждый комплекс слагается не одной, а несколькими свитами, резко различными по вещественному составу, при этом обычно более молодые отложения регрессивного этапа — аллювиальные и эоловые пачки и свиты — перекрывают и расчленяют поверхность основной массы морских и озерных отложений каждого комплекса..

Нижний, миоценовый комплекс на территории Юго-Восточного Приаралья и Кызылкумов развит неповсеместно, но имеет значительные мощности (до 140—160 м) в прогибах и депрессиях. Он представлен мелководно-морскими и континентальными отложениями, которые были расчленены С. А. Кушнарем на нижнюю пестроцветную свиту и вышележащую толщу буро-красных глин. М. Н. Грамм (1960) назвал эти толщи сарбатырской и агытминской свитами и на основании изучения комплексов остракод из их разрезов первоначально считал возраст обеих свит олигоценовым. В настоящее время А. П. Ильиной, А. И. Коробковым и другими исследователями установлен раннемиоценовый возраст большей части разреза сарбатырской свиты в Кызылкумах. Возраст же агытминской свиты — комковатых темно-коричневых и красно-бурых глин континентального происхождения с известковистыми «журавчиками», залегающими на нижнемиоценовых отложениях с повсеместным размывом, — по-видимому, среднемиоценовый. Аналогичная по составу, литологии и стратиграфическому положению толща красно-бурых глин в разрезах восточных чинков Устюрта содержит прослои чокракских устричников с *Crassostrea griffoides* Schloth. (Яншин, 1953), что прямо доказывает ее среднемиоценовый возраст. Верхнемиоценовые отложения, аналогичные по возрасту сарматским отложениям Устюрта, выделяются в Юго-Западных Кызылкумах М. Н. Граммом (1964). Это — аллювиально-дельтовые красные глины с характерным солоноватоводным комплексом остракод *Medioclytherideus mirus* Gr., залегающие с размывом на отложениях агытминской и сарбатырской свит.

В Юго-Западном Приаралье и на Устюрте миоценовый комплекс представлен верхами дарьялыкской свиты (верхним майкопом), в отложениях которой в последние годы найдены бурдигальские моллюски, гельветскими прибрежно-морскими, тортонскими и сарматскими морскими отложениями. Отложения среднего и верхнего миоцена на Устюрте и в Юго-Западном Приаралье существенно отличаются по своему структурному плану от нижнемиоценовых и залегают на них резко трансгрессивно. Верхнемиоценовые слои бронируют Устюрт и слагают поверхность этого обширного плато, площадь которого превышает 200 тыс. км². Современная поверхность плато представляет собой послесарматскую поверхность выравнивания, деформации которой хорошо отражены в современном рельефе (Яншин, 1953) и продолжают активно развиваться в настоящее время. На востоке распространение средне- и верхнемиоценовых отложений ограничивается восточным чинком Устюрта, протягивающимся в меридиональном направлении параллельно осевой линии поднятий Арабо-Кызылкумского вала. Отсутствие средне- и верхнемиоценовых морских отложений в пределах самого вала и восточнее его, на вершинах останцов Кушканатау и Бельтау, показывает, что на протяжении среднего миоцена и в сарматское время Арабо-Кызылкумский вал был береговым поднятием, ограничивавшим распространение на восток миоценовых морей.

Средний комплекс неогеновых отложений автор предлагает называть заунгузским. К нему относятся отложения заунгузской свиты Северо-Восточных (Заунгузских) Каракумов, денгизкульской свиты Каракульского плато и Юго-Западных Кызылкумов, аналоги этих отложений на территории Северо-Западных Кызылкумов и Южного Приаралья, а также врезанные в эти толщи аллювиально-дельтовые отложения саятской свиты.

Отложения заунгузского комплекса распространены на огромной территории, площадь которой измеряется многими десятками тысяч квадратных километров — от возвышенности Кушканатау на севере до возвышенности Уч-Аджи вблизи г. Мары на юге и от Узбийского коридора на западе до возвышенности Донгузырт в отрогах Гиссарского хребта на востоке. Отложения комплекса слагают обширные относительно поднятые участки поверхности Южного Приаралья, Каракумов и Кызылкумов, которые морфологически нередко представляют собой ограниченные чинками платообразные возвышенности — Заунгузское плато, Каракульское плато, плато Северо-Западных Кызылкумов и более мелкие останцы и отторженцы. Гипсометрический уровень этих возвышенных песчаных пустынь, которые в отличие от Устюрта можно назвать «плиоценовыми» плато, значительно ниже устюрского. В некоторых районах, например в области Хорезмийской (Южно-Акчадарыинской) дельты, верхняя часть отложений комплекса размыта и перекрыта четвертичными осадками; в других районах, в частности на территории, примыкающей с юга к возвышенностям Кушканатау и Бельтау, отложения заунгузского комплекса размыты целиком.

Относительно возраста отложений заунгузского комплекса между геологами уже в течение нескольких десятилетий идет спор. Одни исследователи (Животовская, 1960; Луппов, 1963 и др.) считают возраст отложений комплекса допозднеплиоценовым (позднемиоцен-раннеплиоценовым или ранне-среднеплиоценовым). Эта группа исследователей исходит из стратиграфического и геоморфологического положений пород комплекса и, в частности, заунгузской свиты. Отложения свиты с незначительным размывом залегают на сарматских отложениях, тогда как морские отложения акчагыла «вложены» в них и лежат в пределах глубоко врезанных эрозионных впадин и котловин. Другая группа геологов (Ямнов, 1950; Грамм, 1962; Данилов и др., 1966) относит

отложения заунгузского комплекса к верхнему плиоцену. Основанием для этого является изучение органических остатков, которые содержатся в заунгузском комплексе — солоноватоводных остракод, гастропод, а также обнаруженных в последние годы двусторонок и костей рыб. Многие виды остракод, а также мелкие гастроподы, широко распространенные в заунгузской свите — *Clessiniola*, *Caspia* и другие группы, — были известны до сих пор только в акчагыльских или более молодых отложениях Каспийской области Юга СССР.

В разрезах денгизкульской и заунгузской свит были обнаружены *Theodoxus* sp., *Planorbis* sp., *Caspia matura* В. о. и другие акчагыльские моллюски (Дацилов и др., 1966, определения Г. И. Попова). Все эти данные дают основание многим геологам, изучающим отложения заунгузского комплекса, относить их к акчагылу. При такой трактовке внутри акчагыльского века приходится предполагать резкий континентальный перерыв и глубокую эрозию, с которой связано образование расчлененного рельефа и, в частности, возникновение обширной и глубокой Арабо-Сарыкамышко-Хорезмийской котловины площадью свыше 150 тыс. км² и глубиной вреза 100—200 м. По мнению автора, более вероятным является предположение, что на территории Заунгузских Каракумов, Бухаро-Каршинских степей, Южных Кызылкумов и части Южного Приаралья в конце миоцена, начале и середине плиоцена существовал реликт сарматского водоема — озерно-морской бассейн с переходной сармато-акчагыльской фауной, значительно более близкой к акчагыльскому комплексу, чем к сарматскому, в связи с замкнутостью и непостоянностью соленостью бассейна. Реликтовый заунгузский бассейн не сообщался с понтическим даже во времена максимальной трансгрессии последнего и был отделен от него Копетдагско-Балханским и Туаркырским поднятиями, сообщающимися с Устюром (см. рис. 60).

Существование реликтового послесарматского бассейна в Закаспии уже давно предполагается геологами и палеонтологами (Андрусов, 1928; А. Али-Заде, 1961), так как только существованием такого бассейна можно удовлетворительно объяснить большое сходство сарматских и акчагыльских фаунистических комплексов при полном их несходстве с понтической фауной Каспия. Изучение разрезов заунгузской свиты и ее кызылкумских и приаральских аналогов показывает, что большая часть отложений свиты (нижняя и средняя части ее разреза) сложена озерными, лагунными и мелководно-морскими фациями, которые отлагались на дне обширного солоноватоводного неглубокого озера — моря, опресненного в местах впадения крупных рек (Животовская, 1960). Многие группы остракод и, в частности, наиболее распространенные в отложениях заунгузского комплекса формы — *Cyprideis littoralis* (Bradley), *Iliocyparis bradyi* Sars., *I. gibba* (Ramdon h. g.) и др. — присутствуют в тортонаских и сарматских отложениях Устюра, что показывает непосредственную преемственную связь сарматского и заунгузского бассейнов. Сходство же многих групп заунгузских остракод и моллюсков с акчагыльскими формами, несмотря на более древний истинный возраст отложений заунгузского комплекса (ранне-среднеплиоценовый, частично даже позднемиоценовый), легко объяснимо, так как именно заунгузская фауна заселила Каспий к началу акчагыльской трансгрессии.

Глубокий предакчагыльский врез и широкое развитие континентальных — аллювиальных и эоловых — фаций в верхних частях разреза заунгузской свиты свидетельствуют, что в среднем плиоцене реликтовый бассейн резко сократил свой объем и, по-видимому, продолжал существовать лишь на юге Туранской низменности, в районах, прилегающих к Предкопетдагскому прогибу. Быстрое погружение Предкопетдагского прогиба и Юго-Западной Туркмении привело в конце

среднего плиоцена к соединению реликтового бассейна с Южным Каспием и к концентрации вод образовавшегося водоема в глубоких предгорных впадинах. Резкое понижение базиса эрозии явилось причиной образования врезанных речных долин и глубокого эрозионного расчленения равнинных пространств Средней Азии. Изменение тектонической (а возможно, и климатической) обстановки в начале позднего плиоцена привело к значительному пространственному расширению акчагыльского бассейна, при этом его воды в первую очередь затопляли выработанные речные долины и затем расширяли их; этим объясняется неправильная изрезанная форма берегов акчагыльского водоема и его сложная конфигурация.

Верхний комплекс неогеновых отложений, верхнеплиоценовый, имеет на территории Южного Приаралья наибольшее площадное распространение. Он сложен как морскими и лагунными осадками акчагыла и ашшерона, так и их континентальными озерными и аллювиальными аналогами (садыварской и ташакырской свитами). Отложения комплекса залегают в глубоких эрозионных котловинах, наиболее крупная из которых — Арало-Сарыкамышско-Хорезмийская — образовалась в результате пологого изгиба предакчагыльской поверхности выравнивания, затем она резко углубилась эрозионной деятельностью рек и последующей абразией. Обрывы — чинки, крутые склоны котловины и ее неправильная форма возникли, вероятно, за счет расширения абразионными, карстовыми и солифлюкционными процессами долины крупной предакчагыльской реки, русло которой было приурочено к центральной части депрессии. Долины восточных притоков этой реки реконструированы В. С. Ковалевым (1964). Место впадения этих притоков в основное русло реки, которая текла с севера на юг вдоль восточного чинка Устюрта, находилось, по-видимому, к югу от п-ова Муйнак, где речные долины прорезали полосу поднятий Арало-Кызылкумского вала.

В периоды максимальных трансгрессий морей акчагыльского и ашшеронского времен¹ их воды не только полностью заливали Арало-Сарыкамышско-Хорезмийскую впадину, но проникали значительно восточнее, в пониженные участки Кызылкумов, которые имели в то время непосредственное сообщение с Арало-Каспийским бассейном. Об этом свидетельствует нахождение морских ашшеронских отложений с *Corbicula fluminalis* Müll. var. *apscheronica* Andrus. и *Melanoides apscheronica* Andrus. в Мынбулакской котловине Центральных Кызылкумов (Грамм, 1962). Мощности морских акчагыльских и главным образом ашшеронских осадков в Южном Приаралье колеблются от 10—20 до 130—150 м в широтно ориентированных врезанных котловинах, располагавшихся южнее и севернее возвышенностей Бельтау и Кушканатау. Озерно-аллювиальными аналогами этих отложений являются отложения садыварской и ташакырской свит Юго-Западных Кызылкумов и базильбекской свиты, выделяемой М. Н. Граммом (1960) в Центральных Кызылкумах.

В последние годы неогеновые отложения стали объектом специального изучения геологов Туркмении и Узбекистана; это позволяет надеяться, что в ближайшее время важнейшие спорные вопросы стратиграфии неогена Закаспия будут решены однозначно. В приложении 5 сопоставлены разрезы неогена Южного Приаралья, хр. Султан-Увайс и Юго-Западных Кызылкумов и отражен взгляд автора на возрастное соотношение выделяемых на этих территориях свит и слоев неогенового возраста.

В хр. Султан-Увайс и в районе гряды Кокча нижнемиоценовые отложения (аналоги верхнесарбатырской подсвиты) сложены пестроцветной песчано-глинистой толщей значительной мощности (около 100 м); ее разрез хорошо обнажен на северном склоне гряды (здесь она имеет крутые, близкие к вертикальным падения на север), а также вскрыт скважинами на севере Султанувайского плато. Отложения миоцена залегают

с размывом на олигоценовых, а иногда на верхнеэоценовых отложениях. Они содержат большое количество планктонных фораминифер: *Nodosaria soluta* (Reiss.), *Cibicides aff. tergrigoryantzae* Bogd. (msc.), *Elphidium onerosum* Bogd., *Nonion ex gr. granosum* Orb., *Porosononion dendriticus* (Chalil.), *Uvigerinella ex gr. californica* Cushman., представляющих собой характерный комплекс зоны *Porosononion dendriticus* (Chalil.), раннемиоценового возраста (определения Н. В. Авербург). Толщу слагают переслаивающиеся рыхлые желтые сыпучие пески и бурье коричневатые и кирпично-красные глины с подчиненными прослоями известковистых серых и желтовато-серых косослоистых песчаников (рис. 41). Общая мощность толщи в районе гряды Кокча достигает 95—100 м, а на северо-востоке Султанувайского плато — 30—45 м.

На пестроцветных отложениях нижнего миоцена в разрезе гряды Кокча с размывом залегают красновато-бурые неслоистые комковатые глины агтыминской свиты, содержащие многочисленные известковистые стяжения неправильной формы («журавчики»), в них присутствуют редкие обломки остракод *Eucypris medium* Gr., *E. aggregatus* Gr., *E. sp.*, характерные для разрезов агтыминской свиты Центральных Кызылкумов (определения А. А. Бухариной). Сходные отложения вскрываются скважинами на северо-востоке Султанувайского плато, а также восточнее гряды Кокча, в районе бугров Чабытай и Джагаш в центральной части Таджикзганского прогиба. На Султанувайском плато они залегают непосредственно под четвертичными наносами на глубине от 3 до 20 м от поверхности; в разрезе гряды Кокча и в Таджикзганском прогибе они перекрыты толщей озерно-морских и аллювиальных плиоценовых отложений. Мощность красно-бурых глин агтыминской свиты в кокчинских разрезах колеблется от 9 до 13 м; в районе Султанувайского плато и севернее его — от 0 до 17 м; восточнее, в центральной части Таджикзганского прогиба она увеличивается до 53 м.

Севернее хр. Султан-Увайс под покровом барханных песков Северо-Западных Кызылкумов, а также в районе гряды Кокча на отложениях агтыминской свиты и на более древних отложениях с размывом залегает комплекс озерных и аллювиально-озерных осадков, возраст которых определяется по-разному различными исследователями. Г. Ю. Алферов, А. А. Кулеш и др. относят их к нерасчлененному плиоцену. С. А. Днепров считает их условно среднемиоценовыми, В. М. Лигуша

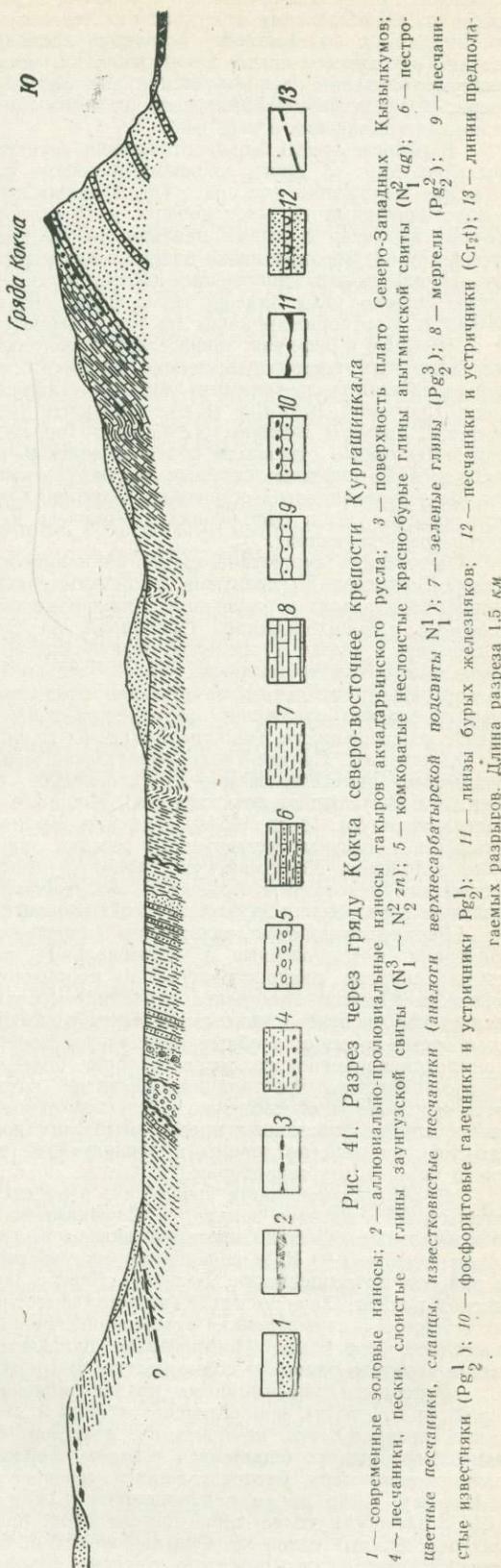


Рис. 41. Разрез через гряду Кокча северо-восточнее крепости Курганиката
1 — современные золовые наносы; 2 — аллювиально-проливильные наносы тараков акылтаринского русла; 3 — поверхность плато Северо-Западных Кызылкумов; 4 — песчаники, пески, слоистые глины заунузской свиты ($N_1^3 - N_2^2$ zgn); 5 — комковатые неслоистые красно-бурые глины агтыминской свиты ($N_1^2 agt$); 6 — пестроцветные глины (аналоги верхнесарбатарской подсвиты N_1^1); 7 — зеленые глины (Pg_2^3); 8 — мергели (Pg_2^2); 9 — песчаники, известковистые песчаники, сланцы, (аналоги верхнесарбатарской подсвиты N_1^1); 10 — линзы бурых железняков; 11 — фосфоритовые галечники и устричники (Pg_2^1); 12 — песчаники и устричники (Cr_2^1); 13 — линии предполагаемых разрывов. Длина разреза 1.5 км

расчленяет на нижне-среднеплиоценовые и верхнеплиоценовые, В. Г. Данилов считает их нижнеакчагыльскими и относит к денизкульской свите. Как по вещественному составу, так и по комплексу остракод рассматриваемые отложения аналогичны отложениям заунгузской свиты Заунгузских Каракумов (на территории Юго-Западных Кызылкумов названы денизкульской свитой); это, по-видимому, отложения единого озерно-морского послесарматского водоема, постепенно заполнившегося дельтовыми наносами впадающих в него рек.

В разрезе гряды Кокча отложения заунгузской свиты обнажены в виде двух отделенных друг от друга золовыми наносами пачек, имеющих резко различное тектоническое положение (см. рис. 41). Нижняя пачка интенсивно дислоцирована вместе с подстилающими ее миоценовыми и палеогеновыми отложениями, ее пласты круто падают на север с углами падения до 70° ; мощность обнаженной части пачки превышает 50 м. Верхняя пачка залегает почти горизонтально и лишь в некоторых участках вблизи полосы дислокаций северного склона гряды Кокча полого наклонена на север. Однако углы падения этой пачки не превышают $4-5^{\circ}$, ее мощность равна 35—40 м. Соотношение пачек не ясно, вероятен тектонический контакт между ними.

Нижняя и верхняя пачки заунгузской свиты в районе гряды Кокча сложены озерными солоноватоводными отложениями (желтыми и желтовато-серыми песками и бурьими иногда ленточными глинами) с характерным заунгузским комплексом остракод: *Cyprideis littoralis* (B. r.), *Pliocyparis bradyi* Sars., *Limnocythere quadrata* Mdlst., *Eucypris concinna* Schneid. (определен Г. Ф. Шнейдер и А. А. Бухариной). Некоторые остракоды этого комплекса (*Limnocythere quadrata* Mdlst.) появляются в Каспийском бассейне только с акчагыла, но наиболее распространенные формы — эвригалинные остракоды *Cyprideis littoralis* (B. r.), *Pliocyparis bradyi* Sars. встречаются уже в отложениях тортонских и сарматских морей Устюрта (в незначительном количестве).

Отложения заунгузской свиты, по-видимому, распространены на всей территории Северо-Западных Кызылкумов, за исключением района Султанувайского плато. Их мощность в разрезах различных скважин колеблется от 12—15 до 90—100 м. В более северных районах Южного Приаралья, на территории возвышенностей Кушканатуа и Бельтау, а также в пределах ограничивающих эти возвышенностии с севера, юга и запада глубоких эрозионных впадин, заполненных акчагыльскими, ашшеронскими и четвертичными осадками, заунгузские отложения почти полностью размыты. Единственный останец отложений заунгузской свиты на этой территории сохранился на севере возвышенностей Кушканатуа, где их мощность достигает 37 м.

Южнее хр. Султан-Увайс заунгузская свита широко распространена под аллювиальными наносами Южно-Акчадаринской (Хорезмийской) дельты позднеплейстоценового и голоценового возраста. Мощность отложений заунгузской свиты здесь непостоянна (от 18 до 145 м), так как верхняя часть ее отложений размыта; аллювиальные и озерные четвертичные осадки заполняют глубоко врезанную в заунгузские отложения Хорезмийскую впадину, непосредственно соединяющуюся под аллювиальными наносами с Аральской и Сарыкамышской впадинами. Глубина вреза этой впадины в отложения заунгузской свиты превышает 100 м.

Верхнеплиоценовые отложения (морские осадки акчагыла и главным образом ашшерона и их озерные и аллювиальные аналоги — садыварская и ташакырская свиты), широко распространены на территории Южного Приаралья. В различных участках Южного Приаралья верхнеплиоценовые, в частности ашшеронские отложения имеют различные гипсометрические отметки; это показывает, что в послеашшеронское время произошло общее искривление поверхности выравнивания и пластов осадков позднеплиоценового возраста. Еще более четко вырисовалась депрессия северо-северо-восточного простирания, развитие которой, начавшееся в миоцене, привело первоначально к обособлению заунгузского водоема Закаспия, а позже — к образованию глубоко врезанных предакчагыльских долин, формированию Арало-Сарыкамышско-Хорезмийской котловины и последующей трансгрессии акчагыльского и ашшеронского моря на эту территорию.

В центральной части депрессии, в районе акватории Аральского моря, дна высохшего Айбуиргирского залива, в Сарыкамышской котловине и Узбайском коридоре максимальные отметки залегания акчагыльских и ашшеронских отложений не превышают (+) 30—(+ 40 м, а в некоторых участках они находятся еще ниже. Восточнее, в районах возвышенностей Бельтау, Северо-Западных Кызылкумов, Южно-Акчадаринской дельты, Заунгузских Каракумов высотные отметки акчагыла и ашшерона (или их аналогов — садыварских отложений) поднимаются до (+) 70—(+ 110 м. Еще восточнее, в районах Центральных Кызылкумов и Бухаро-Каршинских степей отметки верхнего плиоцена поднимаются до (+) 160—(+ 220 м и выше.

В периоды максимальных позднеплиоценовых трансгрессий хр. Султан-Увайс и значительная часть прилегающего к нему с севера участка Северо-Западных Кызылкумов превращались, по-видимому, в остров, со всех сторон омываемый водами морских и озерных сообщавшихся с морем водоемов. В двух крупных заливах позднеплиоценового моря, располагавшихся севернее и южнее возвышенностей Кушканатуа и Бельтау, в это время накапливались толщи лагунных и мелководно-морских осадков, в частности солей типа астраханитов, представляющих большой промышленный интерес. Южный склон хр. Султан-Увайс был берегом Хорезмийского залива акчагыльских и ашшеронских водоемов, которые заполняли в позднем плиоцене Арало-Сарыкамышско-

камышско-Хорезмийскую впадину. На южном склоне хребта наблюдаются обрывки террас прибрежно-морского происхождения, покрытых вымытой из неокомских и аптских отложений хорошо окатанной галькой пляжевого типа. В районе Кызылкума в центральной части хребта эти террасы покрывают плоские вершины невысоких гор на южном склоне хребта, поднимаясь местами до высотных отметок 190—200 м.

6. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ. НОВЕЙШАЯ ИСТОРИЯ ПРИАРАЛЬЯ

По четвертичным отложениям, геоморфологии и новейшей геологической истории Южного Приаралья большое значение имеют работы А. В. Каульбарса, А. М. Коншина, Л. С. Берга, А. Д. Архангельского, А. С. Кесь, Г. В. Лопатина, В. И. Попова, Н. И. Гриднева, К. А. Набиева, Н. А. Когая, В. В. Акулова. Из историко-географических и историко-геологических работ особую ценность представляют работы Р. Э. Ленца, В. В. Бартольда, Л. С. Берга, В. Н. Федчины, Р. Л. Югая, а также геоморфолого-археологическое сводное описание низовьев и староречий Амудары С. П. Толстова, А. С. Кесь и др. (1960).

Стратиграфия четвертичных отложений Южного Приаралья строится в настоящее время почти исключительно на общегеологической и геоморфологической основе, поскольку из всех четвертичных отложений лишь новейшие голоценовые отложения Арала — осадки с *Cardium edule* имеют достаточно четкую и индивидуальную фаунистическую характеристику. Остатки пресноводных и солоноводоводных остракод, широко представленные в четвертичных отложениях Южного Приаралья, начали внимательно изучать лишь в последние годы. Археологический материал помогает датировать лишь наиболее молодые осадки (начиная с IV тысячелетия до н. э.), но он не всегда учитывается геологами-съемщиками. Тем более это относится к данным письменных источников и методу сравнительной картографии, которые нередко позволяют точно датировать отложения последних десятилетий; их просто не принимают в расчет. Так, ни на одной новейшей геологической карте или карте четвертичных отложений не выделены в отдельный комплекс совсем недавние по времени накопления донные озерно-морские отложения Айбугирского залива Аральского моря, который высох в 1870 г. и показан на многих картах прошлого века.

При описании четвертичных отложений Южного Приаралья геологи чаще производят их фациальное расчленение, чем возрастное. В случаях же, когда делаются попытки произвести возрастное расчленение, исследователи пользуются преимущественно геоморфологическим методом. Так, Н. А. Когай (1957) предложил расчленять четвертичные отложения хр. Султан-Увайс на четыре комплекса, покрывающие четыре соответствующие им разновозрастные и поднятые на разную высоту поверхности аккумуляции — князьбулакскую (Q_1) и каракольскую (Q_2) пролювиальные равнины, акчадыринскую (Q_3) и амударьинскую (Q_4) аллювиальные равнины. Выделенные комплексы Н. А. Когай условно сопоставил по времени образования с четырьмя ярусами, выделяемыми в морских четвертичных отложениях Каспия, и увязал со свитами, предложенными Э. Д. Мамедовым для расчленения четвертичных отложений Кызылкумов (которые также были выделены на основе геоморфологического метода). Полученная стратиграфическая схема (Когай и Мамедов, 1960) нашла в дальнейшем широкое применение в работах сотрудников Узбекского ГУ, занимающихся съемкой Южного Приаралья, Кызылкумов и других районов Узбекистана.

По схеме Н. А. Когая раннечетвертичным считается весь комплекс делювиально-пролювиальных отложений, покрывающих северный склон хр. Султан-Увайс — Султанувайское плато, а среднечетвертичным —

весь комплекс отложений древних конусов выноса саев западного, южного и восточного склонов хребта (каракольская пролювиальная равнина по Н. А. Когаю), а также кызылсайские (пляжевые) террасы. К позднечетвертичному (хвалынскому) времени отнесены отложения акчадарыинской аллювиальной равнины, а к голоцену — отложения современных русел Амудары и амударьинской дельты.

Подобное расчленение, нашедшее отражение на многих геологических картах, по мнению автора, неприемлемо по ряду причин. Пролювиальные отложения, покрывающие северный склон хр. Султан-Увайс и пролювиальные конусы выноса саев его южного, западного и восточного склонов, накапливались в течение длительного времени и нет никаких оснований считать их осадками, сформировавшимися в течение какой-то одной кратковременной эпохи. Маломощный пролювиальный шлейф Султанувайского плато (Князьбулакской пролювиальной равнины, по Н. А. Когаю) на северо-востоке покрывает отложения нижнего и среднего миоцена, а на остальной большей части, плато, залегает на эоценовых, палеоценовых, меловых и палеозойских породах. Формирование современной поверхности плато и накопление на ней пролювиальных наносов началось, по-видимому, в миоценовое время. Поэтому возраст пролювия можно определить лишь как нерасчлененный неоген-четвертичный. Пролювиальные отложения плато имеют среднюю мощность 3—6 м, местами она увеличивается до 10—15 и даже 18 м. Они представляют собой красно-бурую, реже буровато-желтую брекчию, сложенную мелкими неокатанными обломками палеозойских, меловых и палеогеновых пород и сцементированную сильно ожелезненным песчано-глинистым цементом. У поверхности брекчия загипсована. Вблизи русел саев и в депрессионных участках красно-бурый пролювий нередко перекрыт серыми кварцевыми песками и мелким щебнем палеозойских пород.

Отложения конусов выноса саев, у южного подножия хребта сливающиеся в единый предгорный шлейф (каракольский комплекс Н. А. Когая), имеют значительно более грубый состав, чем отложения плато и моложе последних по времени образования. Их накопление связано с последними этапами поднятия хребта. В Джентельдысае и Султанбобосае можно наблюдать, как древние пролювиальные конусы выноса саев перекрывают погружающуюся в юго-восточном направлении поверхность верхнеплиоценовых (?) пляжевых террас, что позволяет предполагать четвертичный возраст конусов выноса. Последние имеют однотипное строение, что позволяет сопоставлять их друг с другом и выделять в их осадках три возрастные генерации: 1) рыхлый щебень древних конусов выноса; 2) бронирующую древние конусы выноса брекчию; 3) отложения молодых современных долин саев, врезанных в древние конусы выноса.

С юга и юго-запада хр. Султан-Увайс окружен молодыми аллювиально-дельтовыми равнинами Амудары, отложения которой в настоящее время заполнили большую часть Арало-Сарыкамышко-Хорезмийской котловины и продолжают заносить ее с большой быстротой. Только близ устья одного из крупнейших протоков дельты (Инженер-Узяк) в Талдыкском заливе Аральского моря река наращивает ежегодно новый участок суши площадью от 10 до 16 км² (с 1939 по 1949 г. 140 км²; Лопатин и др., 1958). Исходя из известной средней скорости привноса осадков (120 млн. м³ грунта в год) и зная по материалам бурения и геологических съемок приблизительный объем аллювия, заполнившего Арало-Сарыкамышко-Хорезмийскую котловину (по Г. В. Лопатину, около 2000 км³ грунта, по В. В. Акулову — 1880 км³), можно приближенно подсчитать время, потребовавшееся для накопления этого аллювия. По данным Г. В. Лопатина и др. (1958), подтверждаемым расчетами В. Л. Шульца (1948), В. В. Акулова (1960)

и других исследователей, это время приблизительно равно 17—18 тыс. лет, причем на заполнение Хорезмийской части котловины (южно-акчадарыинской и сарыкамышской дельт) потребовалось около 10 тыс. лет; оставшее время ушло на образование аральской дельты севернее Тахиаташа (включая и ее подводную часть).

Заполнение площади Южного Приаралья наносами происходило неравномерно: река десятки раз меняла свое русло, поочередно, а иногда и одновременно вынося материал в различные участки Арабо-Сарыкамышско-Хорезмийской котловины. Изображение на картах акчадарыинских дельт, как позднечетвертичных (Q_3), присарыкамышской дельты, как позднечетвертично-голоценовой (Q_{3-4}), а аральской, как голоценовой (Q_4), является в значительной степени условным. Автору кажется более правильным отложения присарыкамышской и акчадарыинских дельт считать поздне четвертично-голоценовыми, а осадки акчадарыинских и присарыкамышских русел исторического времени — голоценовыми.

Большой объем буровых работ, выполненных за последние годы, позволил точнее представить себе характер распространения, мощность и фации молодых четвертичных осадков, отложенных Амударьей или ее озерами. Эти осадки образуют значительную по мощности (до 160 м) толщу, которую можно назвать амударыинской свитой. Мощности отложений свиты резко различны в разных участках Южного Приаралья и зависят от расчлененности рельефа дна Арабо-Сарыкамышско-Хорезмийской котловины.

Почти во всех скважинах, прошедших полный разрез четвертичных отложений, в основании разреза залегает характерный комплекс озерных осадков, который В. В. Акулов описывает под названием донного комплекса. Это — глины и слюдистые, серые и пепельно-серые тонкослоистые пески, содержащие солоноватоводную фауну остракод, аналогичную современной аральской фауне. Мощность озерных отложений увеличивается к западу, достигая в Айбутирской части котловины 80—100 м. Это показывает, что на западе озерные условия осадконакопления сохранялись значительно дольше, чем на востоке. Верхнюю часть разреза четвертичной толщи слагают аллювиально-дельтовые пачки, пестрые по составу, сложенные песками, супесями, суглинками и глинами. На поверхности дельты отчетливо выделяются пески староречий Амудары, прилегающие к ним такыры ее пойменных террас и разливов, более древние, обычно перевеянные и занесенные песками участки дельты (надпойменные террасы), наконец, культурные наносы орошаемых полей и древних систем орошения. Мощность аллювиально-дельтовой части разреза колеблется от 10 до 80 м.

Изучение данных бурения позволяет последний этап развития Южного Приаралья считать этапом существования единого Арабо-Сарыкамышско-Хорезмийского озерного водоема, постепенно по частям заполнявшегося наносами Амудары. Этот водоем возник после поворота Амудары на север, т. е. около 15—20 тысячелетий назад. До этого в течение большей части четвертичной истории Арабо-Сарыкамышско-Хорезмийская впадина почти не заносилась осадками. Это свидетельствует о том, что ее не питали крупные водные артерии и значительных озер на ее территории не было. Если допустить, что северная аральская часть впадины и ее южная хорезмийская часть попеременно орошались водами Сырдарьи (она в 5—6 раз менее полноводная, чем Амударья), то ее вод могло хватить лишь на поддержание существования небольших озер вдоль восточного чинка Устюрта (во впадинах близ мыса Актуусук и ур. Айбутир), общая площадь которых не достигала и 15% площади современного Аральского моря.

Водоем, возникший в поздне четвертичное время, после поворота Амудары в Арабо-Сарыкамышско-Хорезмийскую котловину, по-видимому, не был ограничен первоначально Хорезмийской и Сарыкамышской частями котловины, как полагает А. С. Кесь (Толстов, Кесь и др., 1960), а распространялся и в аральскую ее часть, связанную с Хорезмийско-Сарыкамышской впадиной глубоким Айбутирским коридором, абсолютная глубина дна которого достигала (—)64—(—)87 м (Акулов, 1960). Площадь водной поверхности озера, заполнившего котловину, была большой, чем площадь поверхности современного Аральского моря, поскольку Амударья, воды которой не разбирались на орошение человеком, имела значительно больший водный баланс. Расчеты показывают, что первоначальный уровень стояния вод Арабо-Сарыкамышско-Хорезмийского озера, если оно распространялось на всю территорию котловины, не превышал высотной отметки +40 м; при этом уровне около 28% современной поверхности акватории Аральского моря оставалось сушей. По мере заполнения хорезмийской части котловины осадками уровень Арабо-Сарыкамышского бассейна постепенно поднимался, а его контуры существенно изменялись. Повышение уровня бассейна привело к прорыву части его вод в Каспий по верхнеузбайскому коридору и началу формирования современного русла Узбоя, что можно датировать концом позднехвальского времени (Толстов и др., 1960).

Последующая история Арало-Сарыкамышского бассейна — это история занесения его наносами Амудары, разделения на два независимых бассейна — Аральский и Сарыкамышский (со стоком в Каспий через Узбой), а в последние тысячелетия — попрежнемного существования этих бассейнов, которое зависело от направления течения Амудары. Детали этой истории восстановлены на основании анализа богатого археологического материала (Толстов и др., 1960). Так, установлено, что с IV до середины II тысячелетия до н. э. основную часть вод Амударья несла в Сарыкамышскую котловину, и оставшиеся от испарения амударьинские воды сбрасывались по Узбою в Каспий. С начала I тысячелетия до н. э. река течет в Аральское море. В IV—VI и XIV—XVI веках н. э. она вновь поворачивала в Сарыкамышскую котловину в результате разрушения дамб и ирригационных сооружений Хорезма. В эти эпохи Аральское море, если верить очевидцам указанных событий, почти полностью пересыхало (Хафизи-Абру, 1417, перевод Бартольда, 1897).

Современное Аральское море представляет собой эфемерный водоем, уровень которого поддерживается лишь поступлением в него речных вод. Лишенное питания Аральское море, как показывают расчеты, иссохло бы полностью в течение 32—36 лет. За последнее столетие (с 1849 г.) уровень моря повысился более чем на 3 м, что привело к затоплению его юго-восточного побережья и образованию Карабайлинского архипелага в районе Жанадарьинской дельты. Однако на юго-западном побережье границы суши, несмотря на трансгрессию, продвинулись далеко на север, в глубь моря, и о. Муйнак во времена А. И. Бутакова (1849 г.), отделенный от берега 10-километровым проливом, уже к началу XX в. превратился в полуостров. Это объясняется быстрой накопления осадков в дельте Амудары, которая по скорости осадконакопления не имеет себе равных на территории СССР.

Глава VI

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ УРАЛА И ТЯНЬ-ШАЯ. ТЕКТОНИКА ХРЕБТА СУЛТАН-УВАЙС

1. СТРУКТУРЫ ПАЛЕОЗОЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА ХРЕБТА СУЛТАН-УВАЙС И ПРИЛЕГАЮЩИХ УЧАСТКОВ ФУНДАМЕНТА ЮЖНОГО ПРИАРАЛЬЯ

Вопросы тектонического строения фундамента Южного Приаралья и его единственного обнаженного участка хр. Султан-Увайс рассматривались за последние десятилетия многими геологами. Все исследователи отмечали, как наиболее примечательную черту тектоники хр. Султан-Увайс, резкий поворот простираций палеозойских толщ и осей складок в его центральной части от широтных на востоке до меридиональных и близких к ним на севере и северо-западе. А. Д. Архангельский, А. Н. Чураков, Я. С. Висьневский, Ю. А. Лихачев и др. видели в этом повороте отражение непосредственной связи тяньшаньских широтных и уральских меридиональных структур. Другие геологи объясняли это местными причинами: воздействием на складчатость дугообразно изогнутого гранитного батолита в центре хребта (Вознесенский и др., 1914), влиянием жесткого кристаллического основания на последующую складчатость (Пэк, 1936), погружением в западном направлении крупной антиклинальной структуры, по отношению к которой вся обнаженная территория хребта является лишь ее запрокинутым южным крылом (Виленский, 1959).

Изучение материалов геофизических съемок, проведенных за последние десятилетия, и в особенности детальных магнито- и гравиметрических площадных съемок, позволяет дать однозначный ответ на вопрос о природе изменения простираций палеозойских структур в центре хр. Султан-Увайс. Геофизические материалы (см. рис. 5, 6) показывают, что здесь наблюдается не местное изменение простираций структур, а обнаженный участок зоны сочленения уральской и тяньшанской палеозойских складчатых систем в фундаменте Туранской плиты. Линейно вытянутая зона сочленения этих систем, характеризующаяся быстрым изменением простираций структур от меридиональных до широтных, отчетливо прослеживается на всех достаточно детальных картах магнитных и гравиметрических аномалий, а также на всех картах и схемах, составленных на их основе (Сытин и др., 1960; Гарецкий и Шрайбман, 1960; Федотов, 1962; Голуб, 1964; Гарьковец, 1964, 1967; Бухарин и др., 1964; Абдулин, 1969). Поворот простираций осей линейных аномалий в этой зоне так резок, что Ю. И. Сытин предположил здесь существование разлома северо-восточного направления, а Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман (1960) выделили в пределах зоны сочленения «Бельтаускую зону дробления», по которой уральские структуры имеют, по их мнению, торцовое сочленение со структурами

Тянь-Шаня. Как выяснилось в последние годы (Лигуша, 1962; Шульц мл., 1965), эта зона отчетливо выражена в рельефе поверхности палеозойского фундамента, представляя собой крупное вытянутое в северо-восточном направлении поднятие, названное В. М. Лигушей Бузгульским валом (см. рис. 72).

Хребет Султан-Увайс является наиболее поднятой и обнаженной частью Бузгульского вала (рис. 42). Он расположен на пересечении последнего, ориентированного вкрест простирания палеозойских структур, с Арабо-Кызылкумским валом, который протягивается в направлении, близком к простирациям палеозойских складок и так же, как и они, меняет свое простижение с широтного на северо-западное, а затем на меридиональное.

Бузгульский вал четко выражен в рельефе поверхности фундамента Южного Приаралья до 63 меридиана; восточнее его продолжение намечается в юго-восточной части Нижнесырдарынского (Джусалинско-Жумартского) свода и разделяет Тургайскую и Среднесырдарынскую депрессии. К северу от Бузгульского вала фундамент Туранской плиты слагают меридионально ориентированные структуры Уральской складчатой системы, являющиеся непосредственным продолжением структур восточного склона Урала и Зауралья. В районе Бузгульского вала меридиональные структуры резко изгибаются, получая восток-юго-восточные и широтные простирации, характерные для тяньшаньских складок. Такой поворот происходит не только на относительно узком участке варисцийских складчатых структур, обнаженном в районе хр. Султан-Увайс, ширина которого вкрест простирания не превышает 25—30 км; изменение простираций испытывает здесь вся обширная система складчатых сооружений восточного склона Урала и Зауралья, имеющая в ширину более 300 км.

Хребет Султан-Увайс является единственным открытым и хорошо обнаженным, можно сказать отпрепарированным участком зоны сочленения уральских и тяньшаньских структур, поэтому изучение его палеозойской тектоники позволяет судить о характере связи между палеозойскими структурами Урала и Тянь-Шаня в целом. В центральной части хребта в долине Джамансая наблюдается отчетливый, плавный, хотя и достаточно резкий поворот простираций осей варисцийских складок, многократно описанный геологами и совпадающий с поворотом линейных аномалий геофизических полей. Даже крупный Актауский батолит отражает в своей форме этот поворот. Внимательное изучение складок второго порядка и микроскладчатости в зоне изменения простираций структур показывает, что эта зона осложнена вторичной мелкой сигмообразной складчатостью нагнетания. Наличие такой микроскладчатости приводит к резкому увеличению видимых мощностей всех метаморфических толщ в зоне поворота простираций структур и позволяет говорить о большой интенсивности тектонических напряжений в этой зоне в эпоху складчатости.

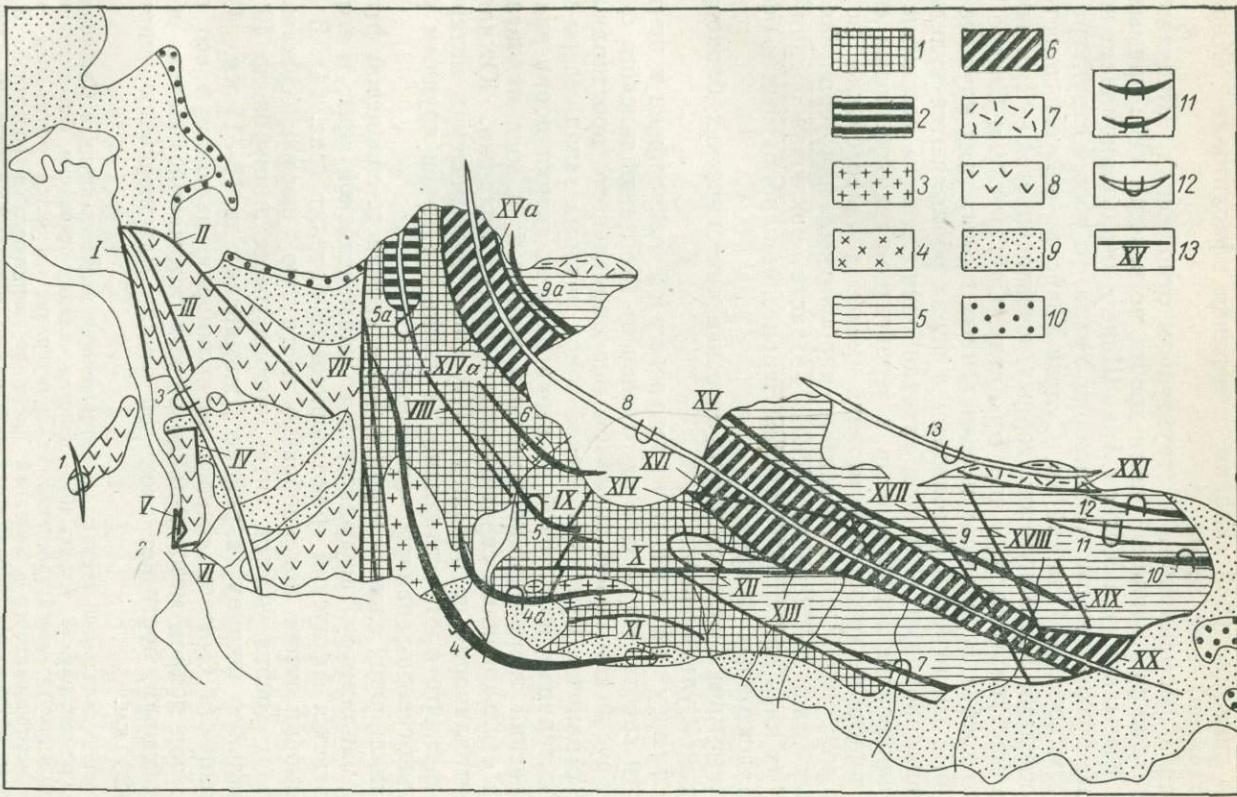
Как уже отмечалось, в пределах хребта обнажены три наклоненных и надвинутых один на другой блока земной коры, резко отличающиеся друг от друга по происхождению, геологической истории, набору формаций и даже по формам складчатых и разрывных дислокаций. Они описываются в настоящей работе под названиями Шейхджейлинского синклиниория, Султанувайского антиклиниория и Менажатского синклиниория. В пределах Султанувайского антиклиниория обнажены терригенная и кремнисто-фтанитовая формации большой мощности, содержащие прослои эфузивов; Шейхджейлинский синклиниорий заполнен мощными вулканогенными толщами; а Менажатский синклиниорий слагают две относительно полого залегающие аллохтонные пластины, из которых нижняя терригенно-карбонатная (Казансайский аллохтон) слагает крылья

Рис. 42. Схема тектонического строения палеозойского фундамента хр. Султан-Увайс

Султанува́йский антиклинарий: 1 — султануздатская, джаманской и бешмазарская свиты; 2 — Тебинбулакский массив пироксенитов и горнбленитов; 3 — Актауский гранодиоритовый батолит; 4 — Джаманской массив граносенитов и сиенито-диоритов. **Менажатский синклинарий:** 5 — Казанская терригенно-карбонатный альбогранит; 6 — Карагатуский оphiолитовый аллохтон; 7 — ашенынтауская свита; 8 — Шейхджелийский синклинарий, шейхджелийская свита; 9 — меловые отложения. **Главнейшие варисийские складчатые структуры:** 11 — антиклинали; 12 — синклинали; 13 — крупные разрывные нарушения.

Арабские цифры — оси складчатых структур, антиклинали: 1 — Джимуртская, 2 — Куянчикская, 4 — Султанува́йская, 4а — Южно-Джаманской, 5 — Джаманской, 6 — Бешмазарская, 7 — Кахралской, 9 — Ахимбетская, 10 — Аксайская, 12 — Северо-Карацадалинская. Синклинали: 3 — Шейхджелийская, 5а — Тебинбулакская, 8 — Карагатуская, 11 — Южно-Карацадалинская, 13 — Ашенынтауская.

Римские цифры — разрывные нарушения: I — Абумуслимский разлом; II — Ходжакульский разлом; III — Шейхджелийская зона разломов; IV—VI — Восточно-Куянчикский, Западно-Куянчикский и Южно-Куянчикский разломы; VII — Урсаикская зона разломов; VIII — Западно-Джаманской разлом; IX — Восточно-Джаманской система сдвигов; X — Джактакский сдвиг; XI — Северо-Дарбазинский разлом; XII — Западно-Казанская разлом; XIII — Султанобинская зона разломов; XIV, XIVa — Южно-Карагатуский разлом; XV, XVa — Северо-Карагатуский разлом; XVI — Бесапанская зона разломов; XVII — Западно-Ахимбетский сдвиг; XVIII — Восточно-Ахимбетский сдвиг; XIX — Аксайский разлом; XX — Тюяташский разлом; XXI — Северо-Карацадалинский разлом



крупной синклинальной складки, а верхняя оphiолитовая (Каратаяуский аллохтон) — ее ядро.

Если в формационном и структурном отношении Шейхджелинский синклиниорий западной части хребта не находит себе прямых аналогов в Кызылкумах и Южном Тянь-Шане и очень напоминает зеленокаменные вулканогенные синклиниории Урала, то общая структура центральной и восточной частей хр. Султан-Увайс во многом сопоставима со структурами Кызылкумских горных возвышенностей — Тамдынского горного массива (рис. 43), гор Букантау, Сангрунтау и Северо-Нуратинского хребта. В пределах перечисленных горных гряд крупные антиклиниории с гранитными батолитами в ядрах обрамляются вулканогенными синклиниориями. При этом антиклиниории сложены мощными кремнисто-сланцевыми, терригенными и терригенно-вулканогенными формациями, многие из которых, возможно, имеют допалеозойский возраст; крылья же синклиниориев состоят из карбонатных или терригенно-карбонатных толщ среднепалеозойского возраста (включая средний карбон), а их ядра заполняют останцы терригенно-карбонатных и оphiолитовых аллохтонных покровов.

Рассмотрим более подробно строение тектонических блоков, слагающих хр. Султан-Увайс.

Султанувайский антиклиниорий расположен в центральной части хребта. На западе он отделен от Шейхджелинского синклиниория Урусайской зоной разломов меридионального простирания, на востоке ограничен Султанбобинской зоной разлома запад-северо-западного простирания, по которой на верхи разреза антиклиниория надвинут Казансайский терригенно-карбонатный аллохтон; к зоне надвига приурочены оталькованные серпентиниты и полоса меланжа. Южная граница антиклиниория не обнажена. Изучение геофизических материалов показывает, что с юга антиклиниорий также ограничен крупным разломом запад-северо-западного простирания.

Антиклиниорий сложен терригенной и кремнисто-сланцевой фтанитовой формацией султануздагской и джамансайской свит; в его ядре располагается Актауский гранодиоритовый батолит (рис. 44). В плане антиклиниорий имеет коленообразно изогнутую форму. Обнаженный в пределах хребта участок антиклиниория имеет длину около 40 км и максимальную ширину (в районе Джамансая) до 10—11 км. Общая протяженность Султанувайского антиклиниория, включая и его погруженные под покров мезозой-кайнозойских отложений участки, по данным геофизики, достигает около 80 км, а максимальная ширина — до 18—20 км.

Основной складчатой структурой антиклиниория является крупная *Султанувайская антиклиналь* (см. рис. 42, 4, рис. 45) — пологая складка основания. Ось складки коленообразно изогнута, вследствие чего ее простирание меняется почти под прямым углом от меридионального в западной части до широтного в восточной. В месте наибольшего воздымания шарнира складки, между долинами Уруса и Джамансая, где обнажается Актауский гранодиоритовый массив, антиклиналь, представляет собой крупную сундучную складку с почти горизонтальным залеганием слоев в осевой части и с крутыми крыльями, в которых осадочные толщи имеют углы падения от 50—60 до 90° и осложнены мелкой покровной складчатостью гравитационного происхождения и складками волочения.

Ядро складки слагают породы султануздагской свиты, вмещающие Актауский батолит; на северо-восточном крыле на них согласно залегает джамансайская свита, западное же крыло складки почти целиком срезано Урусайской зоной разломов, в пределах которой обнажены лишь отдельные зажатые между разрывами разрозненные части разреза султануздагской и джамансайской свит. Хорошим маркирующим горизонтом, четко оконтуривающим ядро складки, является актауский горизонт радиоляриевых мраморизованных известняков, залегающий в основании джамансайской свиты и хорошо выраженный в рельефе.

Дарбазинская антиклиналь (см. рис. 42, 4) не является, вероятно, самостоятельной структурой, а представляет собой смещение к югу продолжение Султанувайской антиклинали. Данными бурения и геофизических съемок в настоящее время установлено присутствие крупного гранодиоритового интрузива южнее гряды Дарбаза, под

ЮЮЗ

ССВ

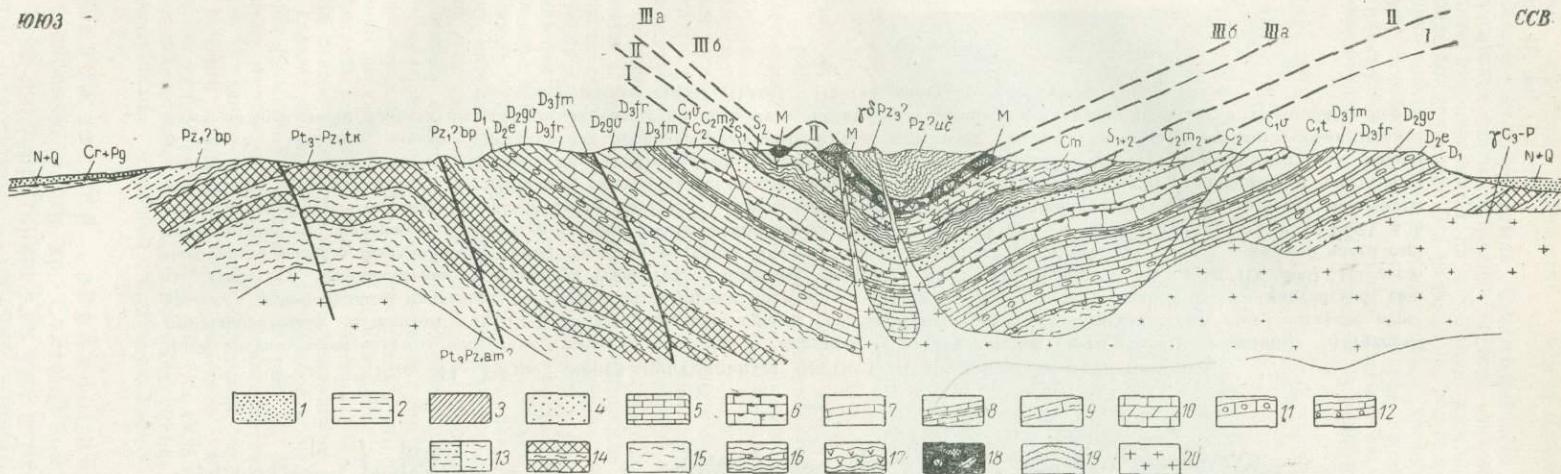


Рис. 43. Разрез через горы Тамдытау (ур. Тасказган, р-н род. Ауди-Куджумды, кол. Кудукча и Джемгельды и западную часть гор Актау). Составил С. С. Шульц мл. с использованием материалов О. И. Кима, Е. Т. Кононкина, П. Н. Подкопаева, Ш. Ш. Сабдушева и др., а также сейсморазведочных профилей КМПВ через центральную часть гор Тамдытау, выполненных А. А. Тазеевым, И. Ф. Дерепраскиным и Г. А. Ивановым

Хорошо видна относительно пологая синклинальная складка, крылья которой сложены алайским известняково-доломитовым разрезом, залегающим на докембрийско-раннепалеозойских образованиях (тасказганской и бесапанской свитах). Ядро синклиниория заполняют аллохтонные покровы (снизу): I — силурийские терригенные породы с клиньями известняков; II — эфузивы с кембрийской фауной; III — оphiолитовые тектониты (меланж) и зеленоцветные полосчатые кристаллические сланцы учкудуктауской свиты. Горизонтальный масштаб равен вертикальному.

I — неоген-четвертичные отложения (N+Q); 2 — меловые и палеогеновые отложения (Cr+Pg); 3 — позднепалеозойские (?) послескладчатые вулканы, конусы туfov и лав дацит-андезитового состава (уб Pz₃). Параавтохтонный разрез: 4 — терригенные песчано-сланцевые толщи и конгломерато-брекчии (C₂m₂), 5 — известняки (C₁у), 6 — известняки с карстовыми воронками, заполненными бокситами и линзами бокситов в кровле (C₁v), 7 — известняки (C₁?), 8 — известняки с прослоями малиновых сланцев (D₃f_{тм}), 9 — известняки и доломиты (D₃f_т), 10 — известняки и доломиты (D₂g_у), 11 — известняки и доломиты с линзами кремней (D₂l), 12 — известняки нижнего девона (D₁) и базальные горизонты карбонатного разреза; 13 — песчаники и еланцы (Pz₁bp); 14 — полосчатые кварциты, кремнистые сланцы и филлиты (Pt₃+Pz₁tk); 15 — филлиты, кристаллические сланцы, кварциты и амфиболиты (Pt₃+Pz₁at). Аллохтонные покровы: 16 — нижний терригенно-карбонатный покров (S₁₊₂), 17 — эфузивный покров с обломками кембрийских карбонатных пород (Cm), 18 — оphiолитовые тектониты (M), 19 — кристаллические сланцы полосчатые зеленоцветные (Pz₁uc); 20 — граниты (у Pz₃). Протяженность разреза 26 км.

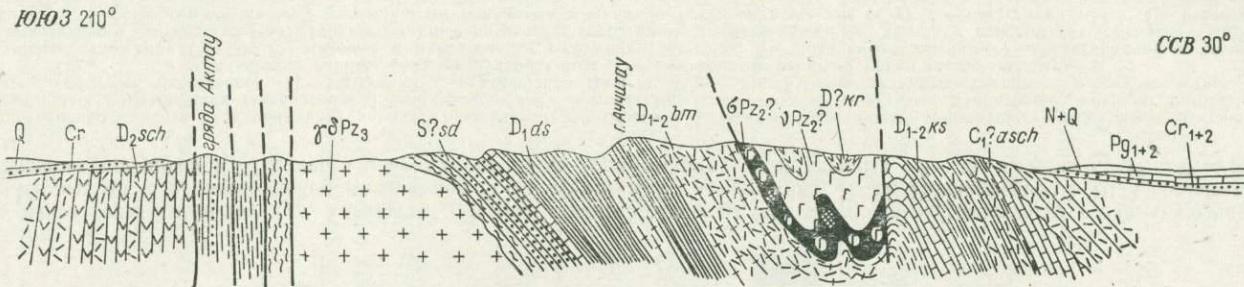


Рис. 44. Разрез через центральную часть Султанувойского антиклиниория

Ядро антиклиниория слагают песчаники, сланцы, роговики и эфузивы султануиздагской свиты ($S?sd$), прорванные Актауским гранодиоритовым батолитом ($\gamma\delta Pz_3$), залегающим в основании разреза антиклиниория. Султануиздагскую свиту согласно перекрывают моноклинально падающие на северо-восток толщи кремнистых сланцев, амфиболитов и кварцитов джаманайской свиты (D_1ds) и зеленокаменно измененных туффитов, основанных эфузивов и сланцев бешмазарской свиты ($D_{1-2}bm$). На верхнюю часть разреза бешмазарской свиты согласно надвинут Каатауский оphiолитовый аллохтон, сложенный в нижней части серпентинитами и меланжем ($\sigma Pz_2?$), в средней части габброидами, габбро-мигматитами и габбро-амфиболитами ($\nu Pz_2?$) и в верхней — амфиболитами каракудукской свиты ($D?kr$). На северо-востоке на оphiолитовый комплекс по крутыму взбросу надвинуты известняки, известковистые и туфогенные сланцы казансайской свиты, которые на северных склонах горы Ащенынтау несогласно перекрываются андезитовыми порфиритами, кератофирами, диабазами, туфами и туфоконгломератами ащенынтауской свиты ($C_1?asch$). Западное крыло антиклиниория обрвано разломами Урусаийской зоны; с зажатыми в разломах актаускими мраморами нижней части разреза джаманайской свиты по разлому контактируют толщи порфиритов, диабазов и туфогенных пород шейхджейлинской свиты (D_2sch). Протяженность разреза 24 км

мезозой-кайнозойскими отложениями. Обнажающийся севернее гряды Дарбаза шток является лишь его апофизом, внедрившейся в северное крыло Султанувайской антиклинальной складки, образовав Южно-Джаманской антиклинальный перегиб (см. рис. 42, 4а).

Северо-восточное крыло Султанувайского антиклиниория, сложенное породами джаманской свиты, осложнено мелкой изоклинальной складчатостью, а также более крупными запрокинутыми на юго-запад изоклинальными складками второго порядка и разбито многочисленными разрывами, ориентированными параллельно и вкрест простиранию слоев. Крутопадающие толщи кремнистых сланцев джаманской свиты образуют хорошо выраженные в рельефе параллельные гряды, простирание которых резко изменяется в районе долины Джаманская: многие пласти и гряды образуют резкие сигмообразные изгибы сложной конфигурации, свидетельствующие о сильном



Рис. 45. Ядро и северо-восточное крыло Султанувайской антиклинали в районе среднего течения Тебинбулакской. Фото С. С. Шульца мл.

Хорошо виден пологий свод брахиантиклинальной складки, оборванный с запада (передний план снимка) меридиональным разломом

боковом сжимающем давлении на породы и нагнетании вещества в зону перегиба осей складчатых структур в эпоху складчатости. Наличие такой «сигмообразной» гофрирующей складчатости создает при невнимательном наблюдении впечатление резкого увеличения мощности всех частей разреза антиклиниория. Это характерно не только для кварцитов и эфузивов разреза джаманской свиты, но и для радиоляриевых известняков ее основания. Грязь известняков на левобережье Джаманская сложно смята. Известняки с юга налегают на песчаники и сланцы султануздагской свиты, образуют синклинальный перегиб в центральной части гряды, а с севера обрываются крупным Джантакайским разломом.

Самой крупной антиклиналью, осложняющей северо-восточное крыло Султанувайского антиклиниория, является Джаманской (см. рис. 42, 5) изоклинальная антиклиналь, опрокинутая на юго-запад. Она протягивается по простиранию более чем на 30 км, южное крыло ее оборвано сбросом, ширина крыльев 250—300 м. Ядро складки слагает вулканогенная кремнисто-диабаз-спилитовая пачка джаманской свиты, ее крылья — кварциты и кремнистые сланцы верхней части разреза свиты. На крыльях (особенно на северо-восточном) в кварцитах и кремнистых сланцах повсеместно развиты складки волочения (рис. 46), опрокинутые на юго-запад.

На севере Султанувайского антиклиниория верхняя часть разреза джаманской свиты слагает крылья крупной и широкой корытообразной слегка запрокинутой на запад Тебинбулакской синклинали (см. рис. 42, 5а). Ядро синклинали заполнено Тебинбулакским массивом перидотитов, пироксенитов и горнблендитов, который, возможно, является останцом нижней гипербазитовой части разреза офиолитового аллохтона. Близ южного контакта Тебинбулакского массива шарнир складки погружается в северном направлении под углом 40°. Ось складки ориентирована строго меридионально. Синклиналь прослеживается по простиранию на 7 км; севернее она скрывается под пролювиальными наносами Султанувайского плато. Ширина крыльев складки около 3 км.

Менажатский синклиниорий занимает всю восточную и северо-восточную части хр. Султан-Увайс, что составляет около половины всей его территории. Как уже отмечалось, он сложен двумя аллохтонными пластинами — нижней, имеющей существенно терригенно-кар-

богатый разрез (*Казанский альхон*), и верхней, слагающей ядерную часть синклиниория (*Каратуский олиолитовый альхон*). Синклиниорий протягивается на 45 км с северо-запада на юго-восток, имея ширину около 10—12 км. На востоке он имеет запад-северо-западное, близкое к широтному простирание; в районе верховьев Джамансая все структуры синклиниория резко поворачивают и их простирание становится меридиональным.



Рис. 46. Микроскладчатость (складки волочения) в плитчатых кварцитах и кварцитовидных сланцах верхней пачки джамансайской свиты в северо-восточном крыле Султанувайского антиклиниория. Аччиату-Бешмазарская гряда. Фото С. С. Шульца мл.

Главнейшей структурой синклиниория является *Каратуская синклиналь* (см. рис. 42, 8), ядро которой слагает олиолитовый альхон, а крылья — терригенно-карбонатные и карбонатные толщи казанской свиты.

Каратуская синклиналь представляет собой крупную относительно симметричную синклинальную складку шириной от 2—2,5 до 4,5 км и длиной свыше 40 км. Это, по сути дела, две вложенные друг в друга синклинали: внутренняя синклиналь, сложенная породами олиолитового альхона, и вмещающая ее внешняя синклиналь, в карбонатных и карбонатно-терригенных породах казанской свиты. Внутренняя синклиналь местами (в верховых Аччесая, Казансая, Каэрлса) осложнена антиклинальным перегибом в осевой части Каратуской олиолитовой полосы (см. рис. 44, 47) и разделяется на две параллельные синклинальные складки, крылья которых слагают серпентиниты и габбро-амфиболиты, а ядерные части — амфиболиты каракудукской свиты с линзами и прослоями кварцитов. Синклинальное строение толщи амфиболитов подчеркивается падениями прослоев и горизонтов кварцитов в разрезе свиты. На правобережье Каэрлса (рис. 47), в верховых средней составляющей Казансая и в других местах кварциты образуют четкие синклинальные замки в ядрах складок, шарниры которых полого ундулируют. Между верховьями Кызылсая и Казансая оси обеих синклиналей воздымаются в западном направлении; структура этого участка, осложненная многочисленными разломами, хорошо прослеживается по замыканию кварцитовых грядок и изменениям в их простирании.

Мраморы и гнейсы казанской свиты, слагающие кровлю нижнего альхона, отчетливо падают под серпентиниты, габбро-амфиболиты и амфиболиты Каратуской полосы. При этом на востоке хребта, восточнее долины Султанбобосая, южное крыло складки сильнее дислокировано и круче северного; в нем развита мелкая изоклинальная складчатость, плойчатость и микроплойчатость.

Разрез южного крыла Каратуской синклинали осложнен петлеобразным Зинель-булакским надвигом, по плоскости которого произошло надвигание Казанской альхонной пластины на верхнюю часть разреза Султанувайского антиклиниория, сложенную бешмазарской свитой. В основании альхонной пластины залегает мощная

пачка оталькованного меланжа (слагающая, в частности, Зинельбулакское тальковое поле), по которой шло надвигание.

Расположенная к югу от Карагатской синклинали *Кахралсайская антиклиналь* (см. рис. 42, 7) обнажается лишь на сравнительно небольшом отрезке южного склона хребта между долинами Султанбобосая и Ахимбетсая; западнее ее осевая часть срезана Султанбобинской зоной разломов, по которой Казансайский альхонтон надвинут на верхнюю часть разреза джаманской свиты (см. рис. 47), а восточнее антиклиналь погружается под покров мезозой-кайнозойских отложений. Длина видимой части антиклинали не превышает 9—10 км, ширина складки 2,5—3 км: но это не полная ее ширина, так как большая часть ее южного крыла срезана разломом.

Антиклиналь представляет собой крупный пологий свод с осью, слегка погружающейся к западу, и с почти горизонтальным залеганием пород в осевой части свода. Ядро складки слагают гнейсы и кристаллические сланцы кахралсайской свиты, а ее северное крыло — мраморы и гнейсы казансайской свиты, образующие относительно пологую и спокойную моноклиналь с постепенным увеличением крутизны падения пород в северном направлении. Южное крыло Кахралсайской антиклинали, участок, не срезанный разломом, гораздо круче северного.

Бешмазарская антиклиналь (см. рис. 42, 6) осложняет юго-западное крыло Карагатской синклинали в центральной части хребта. Здесь Джаманский массив граносиенитов приподнимает и раздвигает пласты казансайской свиты, которая образует антиклинальную складку с крутым юго-западным и более пологим северо-восточным крыльями. Ширина антиклинали не превышает 1,5 км, в длину она прослеживается на 10—12 км.

Ахимбетская антиклиналь (см. рис. 42, 9) представляет собой крупную несимметричную складку, простирающуюся более чем на 35 км в длину и имеющую размах крыльев до 3,5—4 км. Шарнир складки резко вздымается в районе верховьев Ахимбетсая, образуя брахиантиклинальное поднятие, — погружающийся в восточном направлении пологий свод, с запада оборваный разломом. Ядро складки слагают породы кахралсайской свиты. В западном направлении наблюдается постепенное погружение шарнира складки, а ее ось несколькими крупными лоперечными сдвигами север-северо-западного простирания смещается к северу. Западнее верховьев Кахралсая ядро антиклинали слагают белые мраморы нижнеказансайской подсвиты. Здесь складка имеет простое симметричное строение, пологую и широкую осевую часть и довольно крутые крылья (углы падений 50—70°). Южное (юго-западное) крыло складки местами осложнено мелкой гравитационной складчатостью и многочисленными разрывами, параллельными простиранию пород. На северо-западе хребта ее юго-западное крыло срезается крупным разломом (см. рис. 44).

В крайней восточной части хребта расположена *Аксайская антиклиналь* (см. рис. 42, 10). Шарнир ее быстро погружается

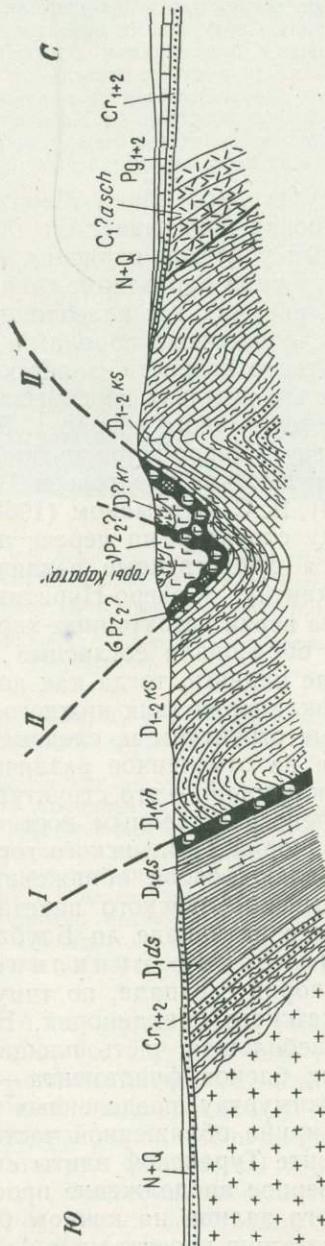


Рис. 47. Разрез через Менжатский синклинон западнее долины Кахралсая (восточная часть хр. Султан-Урайс).

У южного подножия хребта обнажаются сплошные кварциты и амфиболиты джаманской свиты ($D_2 ds$), южнее перекрытые меловыми и четвертичными отложениями. На верхнюю часть разреза лежат джаманской свиты с супентинитами в основании мраморы и казансайской свиты гнейсов ($D_1 ksh$) и казансайской свиты сланцев ($D_1 ds$). Гнейсы слагают ядро Кахралсайской антиклинали, срезаемое с юга поверхностью надвига ($III-II$), альхонтоном ($D_2 ds$), габбро-амфиболитом ($v Pz_2?$) и амфиболитом ($D_2 ds$). На севере казансайской свиты образует крупную Ахимбетскую антиклиналь, в районе холмов Беркуттау верхняя часть разреза по разлому соприкасается с эфузивами ашентенской свиты ($C_1?asch$). Протяженность разреза 23 км

к западу, складка имеет в длину не более 9—10 км, а в ширину на крайнем востоке хребта — свыше 4 км. В ядре антиклинали, сложенной белыми сахаровидными мраморами, падения пластов относительно пологие (до 30—40°), но на крыльях крутые, причем южное крыло осложнено изоклинальной складчатостью. Севернее, в верховьях Карагачалысая располагается небольшая Северо-Карагачадинская антиклиналь (см. рис. 42, 12), отделенная от Аксайской антиклинали Южно-Карагачадинской синклиналью (см. рис. 42, 11). Обе эти складки имеют широтное простирание, а их шарниры полого погружаются к западу. Крылья Северо-Карагачадинской антиклинали с севера и юга оборваны и осложнены широтными вертикальными сбросами. В длину антиклиналь протягивается на 12 км, ширина ее не превышает 800—1000 м. Известняки нижнеказанской подсвиты (?), слагающие ядро складки, метасоматически сильно изменены и прорваны многочисленными дайками диабазовых порфиритов, что, возможно, свидетельствует о близости интрузивного массива. Южно-Карагачадинская синклиналь образована значительно измененными известняками, песчаниками, известняковыми конгломератами и кристаллическими сланцами верхнеказанской подсвиты, прорванными многочисленными дайками лампрофиров.

На крайнем севере хребта протягивается Ащенынтауская синклиналь (см. рис. 42, 13), ядро которой сложено эфузивами ащенынтауской свиты. Большая часть синклинали перекрыта молодыми отложениями платформенного чехла, и на поверхность эфузивы свиты выходят лишь в трех местах — на северных склонах горы Ащенынтау, к северу от верховьев Джепельдысая и в районе холмов Беркуттау. Главнейшим отличием Ащенынтауской синклинали от Карагачадинской является наличие нормальных, не осложненных разломами контактов между эфузивными толщами, слагающими ее ядро, и подстилающими их породами казанской свиты.

Изучение структурного плана Менажатского синклиниория и особенностей его строения показывает его большое сходство со структурами более восточных участков варисцид Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня. Сходное строение характерно, например, для Тамдынского горного массива (см. рис. 43), где аллохтонные покровы терригенно-вулканогенного состава, сложенные породами позднедокембрийского, ранне- и средне-палеозойского возраста, залегающие в ядре Боздонского синклиниория, в обоих его крыльях перекрывают верхи известняковых разрезов девон-каменноугольного возраста. Близкое к этому строение имеют хребты Букантау, Северо-Нуратинский и палеозойские синклиниории Южной Ферганы и высоких предгорьев Алая, описанные Г. С. Поршняковым (1961, 1968), В. С. Буртманом (1968) и др.

Однако между структурами перечисленных территорий и хр. Султан-Увайс имеются существенные различия: аллохтонные комплексы гор Тамды и Букантау, Северо-Нуратинского хребта и Туркестано-Алай надвинуты на верхи автохтонных карбонатных разрезов в доинверсионную эпоху и образовали согласные с простиранием палеозойских толщ доскладчательные надвиги, тогда как подошвы аллохтонных покровов Менажатского синклиниория (как нижнего, так и верхнего) секут палеозойские складчатые структуры и, следовательно, не являются доскладчательными. Несмотря на отмеченное различие, по особенностям строения Менажатский синклиниорий — это структура тяньшаньского, а не уральского типа. Его непосредственным восточным продолжением является Боздонский синклиниорий Тамдынского горного массива; обе структуры, вероятно, представляют собой обнаженные участки Тамдынско-Алайской зоны (Тамдынско-Алайского пакета пластин), протягивающейся от хр. Султан-Увайс на западе до Баубашатинских гор на востоке.

Шейхджелинский синклиниорий, обрамляющий Султанувайский антиклиниорий с запада, по типу строения существенно отличается от Менажатского синклиниория. Его строение мало изучено, поскольку лишь небольшая часть площади синклиниория обнажена в пределах поднятых блоков фундамента — гряд Шейхджели, Зенгебобо, Куянчик, Джимуртау, разделенных полями мезозойских и кайнозойских пород. Ширина обнаженной части синклиниория 14 км, длина 18 км. В фундаменте Туранской плиты синклиниорий имеет ширину до 20—25 км, его северное продолжение прослеживается в фундаменте до района Талдынского залива на южном берегу Аральского моря, приблизительно соответствуя простиранию Арало-Кызылкумского вала.

Крупнейшей синклинальной структурой синклиниория является *Шейхджелинская синклиналь* (см. рис. 42, 3). Ее ширина на юго-западе хребта 14 км. На севере и юге синклиналь срезается крупными субширотными альпийскими разломами. Ее ядро и крылья слагают мощные вулканогенные толщи шейхджелинской свиты. В восточном крыле пласти падают моноклинально на запад, а западное крыло и осевая часть осложнены многочисленными мелкими складками и микроскладчатостью.

Одной из складок, осложняющих западное крыло Шейхджелинской синклинали, является *Куянчикская антиклиналь* (см. рис. 42, 2; рис. 48) меридионального простирания; ее шарнир полого погружается к северу. Ядро антиклинали сложено известняками куянчикской свиты, западное крыло целиком срезано крупным альпийским разломом. С востока на более молодые фаменские известняки согласно надвинуты дакитовые порфиры и туфогенные песчаники среднедевонского возраста. Простижение пластов



Рис. 48. Юго-западная оконечность возвышенности Куянчик на правом берегу Амударьи. Фото С. С. Шульца мл.

Хорошо виден меридиональный сброс, ограничивающий выходы палеозойских пород на западе (Западно-Куянчикский разлом) и перпендикулярный ему широтный разлом, к которому приурочено русло небольшого сая

надвинутой толщи и известняков основания, их углы падения и даже поворот простираций вполне соответствуют друг другу, что свидетельствует о доскладчатом характере надвига (см. рис. 21).

Сходное строение имеет *Джимуртауская антиклиналь* (см. рис. 42, 1) на юго-западе гор Джимуртау на левом берегу Амударьи. Ядро этой меридионально ориентированной складки представляет собой тектоническое окно, которое слагают среднедевонские известняки и согласно перекрывающая их тонкослоистая граувакковая песчано-сланцевая пачка, формационно очень напоминающая верхнедевонскую зилаирскую свиту Урала. На верхи разреза известняков и на граувакковую пачку, косо срезая последнюю плоскостью надвига, на обеих крыльях антиклинали надвинуты среднедевонские эфузивы шейхджелинской свиты. Простижение оси складки север-северо-западное, близкое к меридиональному, в длину ее обнаженный участок достигает 1,5 км, размах крыльев складки около 600 м.

Разрывные нарушения играют важнейшую роль в палеозойской структуре хр. Султан-Увайс. На всей его территории нельзя найти ни одного участка, не разбитого сетью отчетливо выраженных разрывов, секущих и смещающих палеозойские метаморфические породы. Метаморфизм палеозойских пород тесно связан с разрывными нарушениями и в значительной мере обусловлен термальным и метасоматическим воздействием проходивших по ним растворов и эманаций.

Среди наиболее крупных разрывных нарушений хребта можно выделить три группы, резко различные по своей природе.

Наиболее важными и значительными тектоническими швами являются *поверхности пологих надвигов и шарьяжей*, по которым происходило скольжение и перемещение крупных блоков и пластин земной коры. Амплитуды перемещений в настоящее время не поддаются точному определению, но в большинстве случаев они измеряются сотнями километров: даже наблюдаемые в современной структуре участки закартированных аллохтонных пластин в Кызылкумах и Южном Тянь-Шане прослеживаются вкрест простирации на многие десятки километров (см. рис. 43, 65). Тектонические швы между надвинутыми одна на другую пластинами земной коры обычно сложно деформированы позднейшей складчатостью. Отличительной чертой таких тектонических швов является присутствие в них мантийных пород — серпентинитов или меланжа, офиолитового тектонита, в составе которого имеются серпентиниты. Присутствие серпентинитов является одним из главных «поисковых критериев», облегчающих нахождение тектонических швов между отдельными аллохтонными пластинами и блоками коры. В хр. Султан-Увайс серпентиниты и меланж, хотя и в разных количествах, встречаются во всех таких швах: в основании Карагатской и Казансайской аллохтонных пластин, в Урусаиской зоне разломов и даже в Джимуртау, где они маркируют контакт между эфузивами шейхджейлинской свиты и подстилающим их блоком девонских известняков и сланцев.

Второй группой разрывных нарушений хребта являются *разломы, одновременные со складчатостью*, дополняющие и осложняющие складчатые структуры. Нередко они приобретают направление, параллельное крупнейшим тектоническим швам и линиям простираций осей складок; в других — косо секут тектонические структуры, представляя собой сбросы, взбросы и крутые надвиги, сопряженные со складчатостью.

Третья группа разрывов — отчетливо послескладчатая. К этой группе, в частности, относится описываемая ниже *система правых сдвигов*, образующая своеобразную структуру вращения в центральной части хр. Султан-Увайс.

Крупнейшими тектоническими швами хребта являются Урусаиская система разломов (граница между Шейхджейлинским синклиниорием и Султанувайским антиклиниорием) и Султанбобинская зона разломов с продолжающим ее Зинельбулакским надвигом (граница между Султанувайским антиклиниорием и Менажатским синклиниорием). Важными тектоническими линиями являются также Северо- и Южно-Карагатский надвиги, представляющие собой выходы на поверхность подошвы верхнего офиолитового аллохтона.

Урусаиская зона разломов меридионального простирания (см. рис. 42, VII, 49) разделяет Султанувайский антиклиниорий и Шейхджейлинский синклиниорий. Урусаиская зона прослеживается по длине на 16 км через весь хребет, ширина ее достигает в южной части хребта, в районе долины Урусаи, 500—700 м, а если учитывать и наименее западные разломы, проходящие западнее Актауской гряды мраморов, — 1—1,5 км. В районе Урусаи наблюдаются четыре крупные параллельные кулисы Урусаиского разлома, по каждой из них подняты восточные и опущены западные крылья; к одной из них приурочена современная долина сая. В пределах зоны образовалось широкое поле порфиридов и милонитов, внедрились многочисленные жильные породы, в частности аplitовые и кварцевые жилы, дайки кварцевых порфиров, альбитофоров и гранит-порфиров; многие из жильных пород катаклизированы, развалыцованы и перетерты последующими подвижками. Ориентировка кулис меридиональная, падение поверхности разрывов вертикальное.

Между кулисами Урусаиского разлома зажаты многочисленные тектонические чешуи и блоки пород султанузлагской, джамансайской и шейхджейлинской свит. Для многих участков зоны разломов отмечена повышенная золотоносность и колчеданная минерализация. В зоне встречены линейные тела серпентинитов, иногда сильно оталькованные; встречаются листвениты. Позднейшие подвижки по зоне, по-видимому, имели взбросо-сдвиговый и сдвиговый характер (правосторонние сдвиги).

Султанбобинская зона разломов (см. рис. 42, XIII) и сопряженный с ней и продолжающий ее Зинельбулакский надвиг представляют собой тектонический шов, по которому Казансайский аллохтон надвинут на верхние части разреза Султанувайского

антиклиниория. Эта надвиговая поверхность имеет послескладчатый характер и косо сечет простирации структур в подошве аллохтона (срезает ось Кахранской антиклинали) и в кровле разреза антиклиниория (притыкание аллохтона к разрезу бешмазарской свиты в районе Зинельбулакского талькового месторождения). Зона надвига, маркируемая полосой выходов оталькованных серпентинитов и глыб габбро-амфиболитов в меланже, прослеживается на 20 км от Кахранской до Кызылской, имея запад-северо-западное простижение и кругое северное падение. В бассейне Кызылской, в лобовой части надвига полоса развития оталькованных серпентинитов резко расши-



Рис. 49. Урусайская зона разломов западнее Тебинбулакского массива пироксенитов и горнблендитов. Фото С. С. Шульца мл.

Хорошо виден наиболее крупный разлом Урусайской зоны строго меридионального простирания, ограничивающий с запада поле выходов палеозойских пород. Другой разлом виден на западном склоне Тебинбулакской гряды (светлая полоса в правой части снимка)

ряется, делает кругой изгиб под углом 150° и поворачивает на восток в направлении горы Казантау; восточнее горы она утыкается в подошву верхнего оphiолитового аллохтона (Южно-Каратайский надвиг).

Представляя по своей природе надвиговый шов, разделяющий две тектонические пластины, сложенные различными формационными рядами горных пород, Султанбобинская зона разломов многократно активизировалась в эпохи позднейших тектонических дислокаций. В эпоху складчатости и внедрения гранитоидных интрузий по Султанбобинской зоне разломов прошли интенсивные подвижки и внедрились многочисленные кварцевые, аплитовые и пегматитовые жилы, дайки альбитофириров и гранит-порфиров. В раннемеловое время Султанбобинская зона была хорошо выраженной ступенью в рельефе: южнее этой зоны интенсивно накапливались мощные толщи пролювиальных и прибрежно-морских конгломератов истемесской свиты раннего мела.

В современном рельефе зона представляет собой четкую гипсометрическую ступень и ограничивает с севера древние и современные конусы выноса саев и поля распространения позднеплиоценовых «пляжевых» террас на юге хребта.

Южно-Каратайский и Северо-Каратайский надвиги (см. рис. 42, XIV, XIVa, XV) ограничивают с юга и с севера Каратайскую оphiолитовую полосу, протягиваясь от крайних северных отрогов хребта (бассейна Аччисая) до юго-восточной оконечности хребта и имея в длину по 35—38 км. Эти падающие навстречу друг другу надвиги

маркируют выходы на поверхность подошвы Карагатуского оливинитового аллохтона, по которой оливинитовый комплекс надвинут на верхние части разреза мраморов и гнейсов казанской свиты. К обоим разломам приурочены почти непрерывные цепочки узких линейных тел серпентинитов, имеющих от 10—15 до 150—200 м в ширину. Простирации надвигов меняются от меридиональных на севере до широтных на юго-востоке хребта; падения плоскостей надвигов под оливинитовый аллохтон в разных участках различное — от очень пологих (25—30°) до почти вертикальных, чаще всего 40—50°.

Южнее Султанобобинской зоны разломов наблюдается несколько значительных разрывов, параллельных ей, крупнейшим из которых является *Северо-Дарбазинский* разлом (см. рис. 42, XI). Он протягивается на расстояние около 5 км западнее низовьев Кзылсая и хорошо прослеживается по гравикам кварцитов и окремнелых известняков. К зоне разлома приурочены проявления бирюзы. Бирюзонасны также согласные

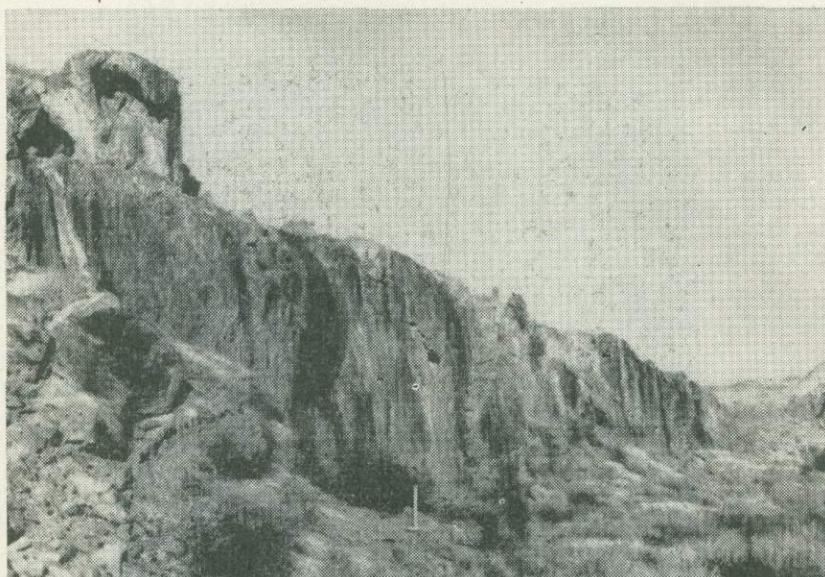


Рис. 50. Западно-Казанская зона разлома восточнее Зинельбулакского талькового месторождения. Фото С. С. Шульца мл.

На вертикальной плоскости разлома, ориентированной в восток-юго-восточном направлении, видны отполированные зеркала скольжения с крупной вертикальной штриховкой.

с простиранием вмещающих толщ разрывы, осложняющие северо-восточное крыло Султанувайской антиклинали, проходящие по западным склонам Аччитау-Бешмазарской гряды.

Параллельно Южно-Карагатускому разлому и южнее его в породах казанской свиты прослеживается ряд более мелких разломов и разрывов, один из которых — *Западно-Казанская* (рис. 50) — протягивается на расстояние около 3 км в районе Кзылсай-Казанская водораздела западнее талькового месторождения Зинельбулак. Он выражен в рельфе резким уступом — вертикальной стенкой, на поверхности которой наблюдаются многочисленные зеркала скольжения. Штриховка на них показывает, что северное крыло разлома поднималось строго вертикально. В зоне разлома развиты три резкие пересекающие друг друга системы трещин, одна из которых, параллельна линии разлома, а две другие перпендикулярны ей и друг другу; их пересечение приводит к созданию характерной «кирпичной» отдельности (рис. 51).

Бесапанская зона разломов (см. рис. 42, XVI) простирается широтно, пересекает Карагатускую оливинитовую полосу в диагональном направлении. Эта зона протягивается на 10—12 км в длину, а в ширину имеет до 200—250 м и представляет собой серию взбросов и сдвигов, северные крылья которых подняты относительно южных и слегка смещены на восток. Амплитуды перемещения по разломам невелики. К Бесапанской зоне разломов приурочены тела серпентинитов и тальковые залежи, в частности Кзылсайское месторождение талька. В пределах этой зоны породы подверглись сильным метасоматическим изменениям и выветриванию; сама зона представляет собой широкую полосу развития белесых выветрелых пород. К ней приурочено большинство колодцев и родников — колодцы Бесапан, Каракудук, Джентельды, Ослобулаг, Ходжакудук и несколько безымянных родников.

Крупнейшей зоной разрывов северо-западной части хребта является *Шейхджелинская* зона (см. рис. 42, III) северо-западного простирания в центральной части гряды Шейхджели. Это система разрывов, параллельных друг другу, вблизи которых породы резко изменены, перетерты и выщелочены. В ширину зона имеет до 450—500 м. в длину — 8—9 км; плоскости разломов круто падают на восток-северо-восток. К Шейхджелинской зоне приурочено большое количество жил и даек дакитовых порфиритов, кварцевых порфиров, кератофиров, аплитов и мелких крупных кварцевых жил, некоторые из них достигают мощности 2—3 м.



Рис. 51. Конгломератовидная «кирпичная» отдельность в гнейсах нижне-казансайской подсвиты в зоне Западно-Казанской разлома. Фото С. С. Шульца мл.

Простирание описанных разломов и зон разломов близко к простиранию палеозойских толщ и осей палеозойских складок. Наряду с ними на территории хр. Султан-Увайс широко развиты разломы типа сдвигов, имеющие, как правило, более молодой возраст, чем разломы, параллельные складчатости. Они секут и сдвигают оси палеозойских складок и отдельные участки палеозойских структур хребта под значительным углом к простиранию палеозойской складчатости или даже перпендикулярно ей. К разломам такого типа относятся, в частности, широтный Джантаксайский сдвиг, Восточно-Джаманской система нарушений, Западно-Ахимбетский и Восточно-Ахимбетский сдвиги и ряд более мелких нарушений.

Джантаксайский разлом (см. рис. 42, X) протягивается от низовьев Джаманской до среднего течения Казансая на расстояние около 15 км и представляет собой правый сдвиг, амплитуда которого в районе Зинельбулакского месторождения и в междуречье Кызылсая и Джантаксая достигает 400 м, но уменьшается как к западу, так и к востоку. Плоскость разлома имеет крутое, почти вертикальное (70 — 90°) падение на север, строго широтное простирание и смещает пласти палеозойских пород и оси палеозойских структур.

Восточно-Джаманской система нарушений (см. рис. 42, IX) слагается многочисленными мелкими сдвигами и подвижками, развитыми в бассейне крайнего левого притока Джаманской и в районе водораздела Джаманской и Джантаксая. Ширина зоны достигает 1 км. Плоскости разрывов имеют север-северо-восточные простирания и вертикальные падения. Они секут под углами 50 — 70° простирания осей палеозойских складок и смещают их оси в западных крыльях к северу, т.е. являются правыми сдвигами. Амплитуды смещений по этим подвижкам колеблются от первых сантиметров до десятков и первых сот метров. В целом в пределах Восточно-Джаманской зоны подвижек величина поперечного смещения осей палеозойских структур достигает 300—400 м.

Западно-Ахимбетский (см. рис. 42, XVII) и *Восточно-Ахимбетский* (см. рис. 42, XVIII) разломы на востоке хребта имеют север-северо-западные простирания (315—330°) и являются сбросо-сдвигами; их правые восточные крылья сдвинуты на юг относительно левых западных (правые сдвиги) и резко приподняты над ними. Амплитуда смещения по Западно-Ахимбетскому разлому достигает 500 м, по Восточно-Ахимбетскому — 800—900 м. Оба разрыва рассекают пологое ядро Ахимбетской антиклинальной складки; их южные продолжения секут Карагатускую офиолитовую полосу, но амплитуды подвижек по ним в этой части менее значительны и не превышают 150—200 м.

Следует отметить одну удивительную особенность сдвиговых разрывных нарушений Султан-Увайса. Все перечисленные сдвиги хотя и имеют совершенно различные простирания, являются правыми сдвигами. Они образуют единую систему — кольцо, по которому центр палеозойского фундамента восточной части хребта как бы повернут против часовой стрелки по отношению к его периферии. Направление смещения при образовании этой своеобразной структуры вращения находится в соответствии с общим изменением простираций осей более молодых структур хр. Султан-Увайс по отношению к более древним. Направление осей складок также смещается во времени против часовой стрелки (сравни рис. 42 и 52). Такое направление смещения осей характерно не только для хр. Султан-Увайс, но и для других массивов Кызылкумов.

Приведенная характеристика складчатых и разрывных нарушений хр. Султан-Увайс дает представление о сложности тектонического строения зоны сочленения уральских и тяньшаньских структур. Эта сложность, раздробленность, глубокие метаморфические и метасоматические преобразования пород зоны сочленения сказываются на ее геофизической характеристике, что помогает выявлять зону на картах гравиметрических и магнитных аномалий.

2. НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА ХРЕБТА СУЛТАН-УВАЙС И АРАЛО-КЫЗЫЛКУМСКИЙ ВАЛ

Современная структура хр. Султан-Увайс по своему плану и простираннию существенно отличается от палеозойской. На прилагаемых схемах (см. рис. 42 и 52) показаны простирания осей варисцийских и новейших складок; при сопоставлении схем отчетливо видна разная ориентировка структур.

На протяжении большей части мелового и палеогенового периодов вся территория хр. Султан-Увайс не имела отчетливого выражения в рельефе. В позднем апте, туроне, эоцене район хребта целиком был занят морским бассейном и являлся областью осадконакопления. Современный рельеф хребта сформирован движениями отчасти олигоценового и главным образом плиоцен-четвертичного возраста. Эти движения образовали современную складчато-глыбовую структуру хребта, при этом по крупным и мелким разрывам смешались отдельные блоки и участки фундамента.

Хотя хр. Султан-Увайс на территории Южного Приаралья является единственным хребтом, сложенным палеозойскими породами, нельзя рассматривать его, как изолированное местное поднятие. Хребет — это лишь один из наиболее поднятых участков *Арало-Кызылкумской системы дислокаций*, связующей современные горные сооружения Урала и Тянь-Шаня, и часть крупнейшей дислокации этой системы — Арало-Кызылкумского вала.

Арало-Кызылкумский вал представляет собой крупное приразломное линейно вытянутое горст-антеклинальное поднятие поверхности палеозойского фундамента Приаралья и Кызылкумов; в его осевой части меловые породы выходят или на поверхность или под покров четвертичных амударынских наносов. С запада и юго-запада вал ограничен серией крупных разрывов, по которым поверхность палеозойского фундамента смещена более чем на 2 км, а кровля мела глубоко погружается под мощные толщи палеогеновых и неогеновых осадков. Северо-восточное крыло вала полого

погружается к северо-востоку и затем обрывается серией флексур и разрывов. От Муйнака до возвышенности Кзылджар Арало-Кызылкумский вал имеет меридиональное простирание, затем постепенно меняет его на юго-восточное, а в районе хр. Султан-Увайс — на восток-юго-восточное, близкое к широтному. Хребет является наиболее поднятым участком вала.

В современной структуре хребет представляет собой гигантскую куэсту с крутым южным крылом — уступом, резко обрванным серией сбросов, и пологим, постепенно погружающимся на северо-восток северным крылом — Султанувайским плато. Ось

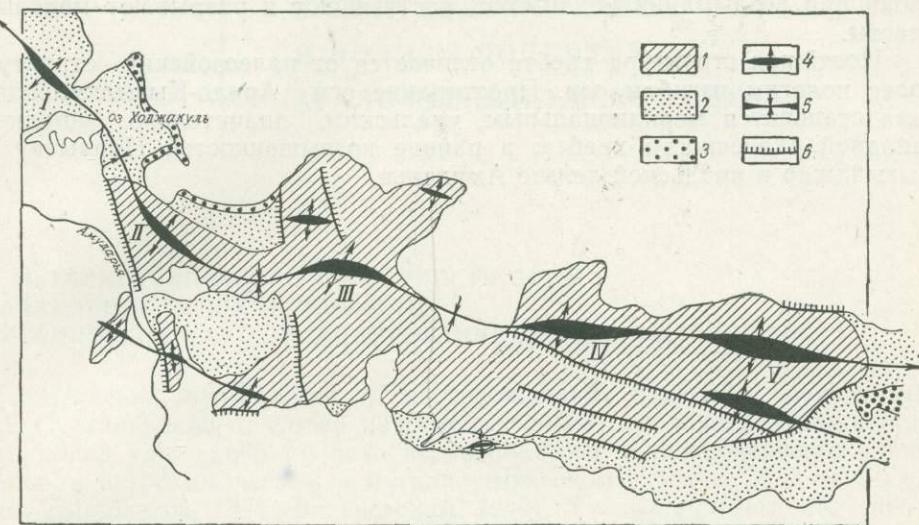


Рис. 52. Альпийская структура Султанувайского участка Арало-Кызылкумского вала

Осложнения: 1 — палеозойские, 2 — меловые, 3 — палеогеновые; 4 — воздымания шарниров главнейших антиклиналей; 5 — погружения шарниров антиклиналей; 6 — важнейшие альпийские разломы. Римские цифры — брахиантиклинальные поднятия вала: I — Ходжакульское; II — Шейхджели-Джимуртауское; III — Аченын-Актауское; IV — Казантауское; V — Карапатауское

главной альпийской антиклинальной структуры хребта — Ходжакульской антиклинали (см. рис. 52, I) — полого ундулирует, разбивая хребет на три четковидных поднятия — Шейхджели-Джимуртауское, Аченын-Актауское и Казантау-Карататуское, которые соединяются друг с другом узкими перемычками палеозоя. Такой план строения характерен для альпийских структур Приаралья и Кызылкумов. Он обусловлен тем, что оси главных структур запад-северо-западной ориентировки осложнены северо-восточными простиляниями, приводящими к ундуляции их шарниров. Пересечение двух систем различно ориентированных дислокаций образует отчетливо выраженную «сетку структур».

На востоке хр. Султан-Увайс Ходжакульская антиклиналь разветвляется и образует две антиклинальные складки: северная, Кокчинская, протягивается на восток в район горы Кокча, где ось складки полого воздымается, и в ядре брахиантиклинальной структуры обнажаются отложения кокчинской свиты триаса (?). Пологий свод Кокчинской антиклинали ограничивается в районе гряды Кокча резкой Северо-Кокчинской флексурой, в пределах которой все пласти перекрывающих меловые отложения палеогеновых, миоценовых и даже плиоценовых толщ круто падают на север, имея падение, близкое к вертикальным. Ширина флексуры достигает 800—1200 м, а ее длина превышает 40 км. Южная ветвь Ходжакульской антиклинали — Парлыкалинская антиклиналь (см. рис. 52) — протягивается под четвертичными наносами акчадаринской дельты в направлении возвышенности Мамырдынкаракы в Кызылкумах.

Рассмотренные новейшие структуры хребта лишь отчасти являются складчатыми: огромную роль в их строении играют разрывные нарушения. Южный и западный склоны имеют ступенчатое строение и сформированы многочисленными подвижками и сбросами. Западная часть хребта — горы Шейхджели, Куянчик, Джимуртау — представляет собой систему отдельных поднятий блоков палеозойского фундамента, окаймленных альпийскими разломами. Еще более яркими примерами таких блоков являются изолированные палеозойские возвышенности Кубатау

и Аязкала. Крупные молодые альпийские разломы ограничили террито-
нию хребта с юго-востока (Тюяташский разлом), юго-запада (Кок-
дарынинский разлом), запада (Западно-Куянчикский и Абумуслимский
разломы) и северо-запада (Ходжакульский разлом). В зонах разломов
меловые отложения интенсивно дислоцированы, разорваны и перемяты.
При этом они почти никогда не собраны в крутые складки, которые
могли бы свидетельствовать о сжатии пород; напротив, палеозойские
блоки при вздымании поднимают, растягивают и разрывают меловые
пласти.

Новейшая структура хребта отличается от палеозойских структур
более пологим изгибом оси. Простижение оси Арало-Кызылкумского
вала становится меридиональным, уральским, значительно западнее
западной оконечности хребта, в районе возвышенностей Парлытау и
Кызылджар в аральской дельте Амударьи.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ УРАЛА И ТЯНЬ-ШАНЯ

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ХРЕБТА СУЛТАН-УВАЙС И ПОЛОСЫ ПОДНЯТИЙ АРАЛО-ҚЫЗЫЛКУМСКОГО ВАЛА

Глава VII

1. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ УРАЛА И ТЯНЬ-ШАНЯ.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ХРЕБТА СУЛТАН-УВАЙС

Изучение металлогении и месторождений полезных ископаемых хр. Султан-Увайс, а также петрохимических особенностей слагающих его пород уже давно привело исследователей к заключению о значительном петрохимическом и металлогеническом сходстве хребта с Уралом (Мушкетов, 1886; Висыневский, 1940). Ученые считают, что хребет находится на стыке двух петрографических провинций — Уральской и Тяньшаньской (Висыневский, 1950; Хамрабаев и др., 1964).

Урал и Тянь-Шань довольно резко отличаются друг от друга по петрохимическим особенностям пород, характеру рудной минерализации и набору рудных формаций. Многие геологи, занимавшиеся вопросами металлогенического районирования (Ю. А. Билибин, В. И. Смирнов, А. И. Семенов, Е. Т. Шаталов), рассматривают Урал и Тянь-Шань как примеры различных, во многом противоположных петрохимических типов металлогенических провинций — фемического, характеризующегося господством базальтических пород, и сиалического, для которого характерно резкое преобладание интрузий гранитной магмы над базитами и гипербазитами. За фемическим типом во многих работах закрепляется название уральского, за сиалическим — тяньшаньского (Шаталов, 1965).

Для Уральской металлогенической провинции большинство геологов считает наиболее характерными медно- и железоколчеданное, никель-кобальтовое, титано-магнетитовое и золото-кварцевое оруденения, месторождения талька, асбеста, хромитов, платины, бирюзы (Смирнов, 1963; Шаталов, 1965). Все перечисленные рудные комплексы присутствуют в хр. Султан-Увайс в виде месторождений или рудопроявлений. Таковы месторождения талькового камня в центральной части хребта, по заключению Л. Б. Когана, весьма сходные с Шабровским месторождением талька на Урале, титано-магнетитовое Тебинбулакское месторождение, медно-колчеданное оруденение эфузивов шейхджейлинской свиты на западе хребта, железоколчеданные рудопроявления («железные шляпы») на его севере и северо-востоке, золото-кварцевое оруденение центральной части хребта, никель-кобальтовое оруденение коры выветривания на серпентинитах в северо-западной и юго-восточной частях, развитие лиственитов уральского типа с фукситом и альбитом в Карагауской офиолитовой полосе, месторождения бирюзы в центральной и северо-западной частях хребта, залежи хромитовых руд в райо-

не Ащенынтау (Хамрабаев, 1969), платиноносность пироксенитов Тебинбулакского интрузива (В. В. Баранов, К. М. Кромская).

Наряду с перечисленными рудопроявлениями уральского типа в пределах хребта отмечены и некоторые виды минерализации, более характерные для Тяньшаньской металлогенической провинции. На юге хребта, между Джамансаем и Каэралсаем широко развиты пегматитовые жилы с гранатом и турмалином, что дало основание Б. Н. Наследову (1961) включить хр. Султан-Увайс в состав пегматитового пояса Южного Тянь-Шаня. В некоторых участках хребта отмечены также шеелитоносные скарны, повышенные содержания молибдена и серебра в пробах, полиметаллическое оруденение. Однако в Султан-Увайсе до сих пор не отмечено таких характернейших для Южного Тянь-Шаня рудопроявлений, как сурьмяно-ртутные, нет месторождений флюорита и корунда. Поэтому хребет по петрохимическим особенностям и металлогенезу значительно больше тяготеет к уральской провинции и может быть включен в ее состав.

Большая часть Кызылкумских палеозойских массивов к востоку от хр. Султан-Увайс характеризуется металлогенией смешанного, переходного типа, хотя в структурном отношении эти районы, несомненно, являются западной частью Южно-Тяньшаньской складчатой области. В Кызылкумах мы наблюдаем месторождения как уральского типа (асбестовое месторождение Тамдынских гор, многочисленные месторождения бирюзы, Тасказганское месторождение графита, колчеданные рудопроявления) так и тяньшанского типа (корунды, наждаки и бокситы Тамдынского горного массива, вольфрамовые месторождения Зирабулакских гор, рудопроявление сурьмы в горах Кокпатац и ртути в горах Кульджуктау). Особенно широкое развитие в Кызылкумах имеют кварцево-золото-арсенопиритовое и золото-шеелитовое оруденения, характерные как для Урала, так и для Тянь-Шаня. На этом основании В. Г. Гарьковец (1964) намечает существование Урало-Тяньшаньского золоторудного металлогенического пояса с центром золото-арсенопиритовой минерализации в Кызылкумах. С другой стороны, на Южном Урале и в Мугоджахах отмечается связанная с гранитоидами вольфрамовая (шеелитовая), молибденовая и оловорудная минерализация, т. е. типы оруденения, характерные для Южного Тянь-Шаня.

Таким образом, несмотря на резкое различие металлогенических провинций Тянь-Шаня и Урала, существует обширная область вблизи района сочленения этих систем, для которой характерна смешанная и переходная металлогенез.

Тектоническая зональность Султан-Увайса во многом определяет металлогеническую специфику различных участков палеозойского фундамента хребта. Так, для территории Султанувайского антиклиниория характерны золото-кварцевое и редкометальное оруденение, месторождения бирюзы, граната, рудопроявления марганца, повышенные содержания в породах ванадия и молибдена. Эти типы оруденения и комплексы полезных ископаемых характерны и для других родственных Султанувайскому антиклиниорию по типу разреза тектонических зон Урало-Тяньшаньского пояса — Ауминза-Туркестанского, Южно-Букантауского, Восточно-Уральского и Зауральского антиклиниориев. Особый комплекс полезных ископаемых связан с Тебинбулакским массивом пироксенитов и горнблендитов на севере Султанувайского антиклиниория, на территории которого располагается, в частности, Тебинбулакское титано-магнетитовое месторождение.

Иной комплекс полезных ископаемых характеризует породы Карагатской и Казансайской аллохтонных пластин, слагающих разрез Менажатского синклиниория. Металлогенез Карагатского аллохтона типична для офиолитовых поясов Урала и Южного Тянь-Шаня. Помимо богатых месторождений титаноносного талькового камня, обо-

гащенного рутилом и анатазом, к Караганской оникситовой полосе приурочены проявления асбеста, листвениты, маргаритовые породы с клинохлором и брукитом; с корами выветривания на серпентинитах и амфиболитах Караганской полосы связаны рудопроявления кобальта, никеля, платины, хрома, железоколчеданные рудопроявления сульфидных зон и минеральные краски охристых зон. С мраморами и гнейсами нижнего Казанского аллохтона связаны месторождения халцедона, сердолика, палыгорскита, полиметаллическое оруденение; в основании этой аллохтонной пластины прослеживается пачка оталькованных серпентинитов с рутилом, магнетитом и хромитом, антофиллит-асбестовые жилы. С ашеньтауской свитой на северо-востоке хребта связаны железоколчеданные рудопроявления.

Слабо изучена металлогения западной части хребта — территории Шейхджейлинского синклиниория, хотя она в древности и в позднесредневековое время славилась своими полезными ископаемыми. Исторические источники отмечают добычу меди и свинца на территории Шейхджейлинской гряды (Муравьев, 1822; Данилевский, 1851; Массон, 1953); известны также свидетельства о находках в горах Шейхджейли серебра (Вамбери, 1865), олова и золота (Величко, 1861). В последние годы установлено широкое развитие медноколчеданного оруденения в породах шейхджейлинской свиты, а вблизи зон крупных разломов — золото-кварцевое оруденение.

2. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ПАЛЕОЗОЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА ХРЕБТА СУЛТАН-УВАЙС

Ниже кратко рассматриваются лишь некоторые наиболее перспективные месторождения и проявления полезных ископаемых, связанные с породами складчатого фундамента хребта.

Золото. О золотоносности хр. Султан-Увайс (гор Ат-Талакан, Увайс-Карани, Шейхджейли) известно с глубокой древности и сообщается, в частности, уже в словаре Якута, составленном в начале XIII в. Как «золотые горы» Султан-Увайс показан на первой русской карте Хивы 1727 г., опубликованной в 1939 г. Л. С. Бергом; золотоносность его отмечается и на карте И. Муравина 1741 г. О добыче золота на территории хребта пишут в XVIII и XIX вв. Ф. Беневени (1725—1851)*, Д. Гладышев и И. Муравин (1741—1851)*, Ф. Ефремов (1788—1811)*, Хрисант (1790—1861)*, Бланкеннахель (1794—1858)*, П. Е. Величко (1803—1861)*, Г. Мейendorff (Meyendorff, 1826), Ф. Базинер (Basiner, 1848), А. Леман (Lehmann, 1852) и другие путешественники и исследователи, побывавшие в Хиве. Но после присоединения Хивинского ханства к России сведения о золотоносности хр. Султан-Увайс, равно как и о золотоносности Тамдынских и Букантауских гор в Кызылкумах, бассейна Зеравшана и низовьев Амударьи стали рассматриваться как легенды (Архангельский, 1931), хотя серьезных поисковых работ на золото во всех этих районах проведено не было.

Переломным моментом в исследовании золотоносности Кызылкумских палеозойских возвышенностей, а также хр. Султан-Увайс, явились работы золото-поисковых партий Узбекского ГУ, которые привели к открытию Мурунтауского месторождения золота в Тамдынском хребте, а также месторождений и рудопроявлений в горах Кокпатаас (Букантау), Северо-Нуратинском хребте и хр. Султан-Увайс.

* Первый год — год написания; последний — год опубликования.

В хр. Султан-Увайс в 1963 г. Н. И. Борозенцом, С. А. Виноградовым и М. У. Усмановым обнаружено золотокварцевое оруденение на северо-восточном крыле Султанувайской антиклинали в низовьях Джамансая. Оруденение приурочено к кварцевым жилам, прорывающим породы султануиздагской свиты под небольшими углами к простиранию толщ и вкрест простирации. Максимальная концентрация наблюдается в местах пересечения рудных жил поперечными мелкими прожилками. Наиболее широкое развитие золотоносных кварцевых жил отмечается в верхних горизонтах разреза свиты, близ контакта с перекрывающей ее пачкой радиоляриевых известняков и особенно около линий сдвигов, поперечных простирации, смещающих в плане границы Актауского гранодиоритового интрузива и выходы радиоляриевых известняков. Такое размещение явно свидетельствует о постмагматическом характере оруденения. Золотоносные кварцевые жилы обрываются близ контакта с известняками; возможно, гряда радиоляриевых известняков играла экранирующую роль при локализации оруденения.

Помимо Джаманской участка Ефремов, Величко, Базинер указывают еще на три участка в хребте, где издавна проводилась добыча золота: водораздельная часть гряды Шейхджейли (район Шейхджейлинского разлома?), район Уруса и «цирка» (ядра Султанувайской антиклинали) и крайняя северо-восточная оконечность хребта. В пределах этих участков в последние годы установлены проявления золото-кварцевого оруденения. С. В. Лопатин обнаружил следы золота в пробах, отобранных в древних выработках XVII-XVIII вв. в зоне Шейхджейлинского разлома. С. Г. Малофеев указывает на наличие золото-кварцевого оруденения в верховьях Карабадалысая на северо-востоке хребта. Ряд ореолов золота установлен геологами и геофизиками Джизакской экспедиции треста «Самаркандгеология» в районе долины Джамансая.

Медь. В конце XVIII и начале XIX вв. хр. Султан-Увайс являлся центром медно-рудной промышленности Хивинского ханства (Муравьев, 1822; Данилевский, 1851). Как показали расспросы местного населения, проведенные П. А. Благовещенским в 1880 г., наиболее крупные из разрабатываемых месторождений меди располагались в средней и южной частях Урусайской зоны разломов, а также в центральной части хребта. Наблюдения автора подтверждают наличие медноколчеданного оруденения в порфиридах и эфузивах Урусайской зоны разломов и эфузивах султануиздагской свиты вблизи этой зоны (в особенности на западе хребта в эфузивах шейхджейлинской свиты). Меденосность шейхджейлинской свиты в последние годы изучается сотрудниками Института геологии и геофизики АН УзбССР (И. И. Хамрабаев, А. А. Кустарникова и др.).

Следует отметить большое сходство вулканогенных толщ шейхджейлинской свиты как в формационном отношении, так и по химизму с меденоносными эфузивами Северных Мугоджар, где в последние годы открыты медноколчеданные месторождения «50 лет Октября», «Авангард», «Аралча» и др. В Мугоджахах и в Султан-Увайсе оруденение приурочено к лавам основного и среднего состава (их возраст в Мугоджахах одни исследователи считают среднедевонским, другие — силурийским). Оруденение представлено халькопиритовой, халькозиновой и пиритовой вкрапленностью в эфузивах, порфиридах и туфах, а также кварц-пиритовыми и кварц-халькопиритовыми породами. В хр. Султан-Увайс оруденение особенно широко развито вблизи выходов на поверхность линейно-ориентированных жерловых штоков диоритов и гранодиоритов зенгебобинского комплекса и в зонах дробления в окварцованных туфах и туфолавах близ крупных разломов.

Содержание рудных минералов в отдельных образцах достигает 40—50% всей массы породы. Значительность размеров оруденения подтверждается наличием зон резких положительных локальных аномалий магнитного поля, точно соответствующих зонам распространения медноколчеданной вкрапленности и рудопроявлениям на поверхности. В западной части хр. Султан-Увайс выделяются следующие аномалии: 1) в средней части Урусаийской зоны разломов, в верховьях Уруса и в восточной части возвышенности Зенгебобо; 2) юго-западнее южной оконечности возвышенности Куянчик; 3) в южной части зоны Шейхджейлинского разлома; 4) в 2—3 км север-северо-восточнее оз. Ходжакуль. В Мугоджахах и на Южном Урале локальные аномалии ΔT того же типа, что и вышеуказанные, четко фиксируют зоны медноколчеданного оруденения и являются надежными признаками значительности колчеданных рудопроявлений. Поэтому указанные районы хр. Султан-Увайс, по мнению автора, заслуживают постановки специальных детальных поисковых геолого-геофизических работ.

Титан. Титано-магнетитовое оруденение пироксенитов Тебинбулакского массива впервые установлено Я. С. Висьневским (1940); позже выявлено рутиловое оруденение тальковых и тальк-карбонатных пород хребта.

Тебинбулакское титано-магнетитовое месторождение приурочено к западному лежачему боку Тебинбулакского массива. Оруденение прослеживается на поверхности в зоне меридионального простирания. Здесь темные серпентинизированные пироксениты массива сменяются рудными пироксенитами — косывитами, в которых содержание рудных минералов достигает 45—50% и даже 80—90%. Наиболее обогащенные рудными минералами разности развиты в узкой полосе сплошного оруденения в центральной части рудной зоны. Рудные минералы представлены главным образом титано-магнетитом в меньшей степени — ильменитом, мартитом, лимонитом. Иногда в породах присутствует халькопирит, пирротин и пирит; почти всегда они обогащены хромом, никелем и ванадием. В полосе сплошного оруденения содержание Fe_2O_3 30—45, FeO 15—26, TiO_2 3—5,5, Cr_2O_3 до 1, NiO — 0,1—0,5, V_2O_5 — 0,1—0,3% (Свириденко, 1964; дополнено данными автора). Концентрация рудных минералов (и других тяжелых компонентов и связанное с этим повышение основности пород) наблюдается в лежачем боку запрокинутого на запад воронкообразного массива Тебинбулак; возможно, это связано с перераспределением вещества при метасоматическом преобразовании пород массива. В случае справедливости этого предположения мощность рудных залежей и качество руд должны возрастать с глубиной. Месторождение перспективно; здесь намечено провести геологогеофизические и буровые работы.

Рутиловое оруденение, связанное с тальковыми и тальк-карбонатными породами хребта, было установлено И. Ф. Мареньяниным и Я. С. Висьневским и изучалось Л. Б. Коганом, К. Л. Барабаевым и др. Оруденение наблюдается в большинстве тальковых зон хребта (Казгансай, Кызылсай, Ащенынтау) и характеризуется содержанием рутила до 0,1—0,7% от общей массы породы; оно увеличивается в зонах контактов тальковых сланцев с амфиболитами до 2—2,5%. Химические анализы свидетельствуют, что содержание TiO_2 в тальк-карбонатных породах колеблется от 0,16 до 0,61%, а в контактowych зонах его до 1,45%. Учитывая большие запасы рутилоносных тальковых и тальк-карбонатных пород хребта, следует считать содержащийся в них рутил ценным промышленным сырьем, добыча которого должна производиться в комплексе с тальковыми породами.

Марганец. Рудопроявления марганца отмечались Я. С. Висьневским, А. А. Кулешом, Л. Б. Коганом; в последние годы они были изучены и описаны А. Ф. Свириденко, А. А. Кустарниковой и А. В. Каюмо-

вым (1966). При полевых работах автором также неоднократно отмечалось марганцевое оруденение и отбирались образцы марганцевых руд.

Зоны и участки марганцевого оруденения приурочены главным образом к средней части разреза джамансайской свиты, к ее эфузивной диабаз-спилитовой пачке и протягиваются в виде длинной полосы через северо-восточное крыло Султанувайского антиклиниория от Кызылсая на востоке до Тебинбулакского массива на северо-западе. Многочисленные пласти, линзы и гнезда марганцевистых пород располагаются также в пределах роговиковой оторочки Тебинбулакского массива и вдоль зон межпластовых подвижек. Для большинства марганценосных пород характерна матово-черная окраска, являющаяся результатом дисперсного распыления в породах пиролюзита и псиломелана. Большинство рудоносных пород залегает в виде пластов и прослоек и имеет, по-видимому, туфогенно-осадочное происхождение.

На южных склонах горы Карагингиль, южнее Тебинбулакского массива, наряду с матово-черными кремнисто-пиролюзитовыми породами наблюдаются скопления кристаллов иссия-черного полианита, прозрачного граната, желтого пренита; в черной вмещающей кремнисто-марганцевистой породе встречаются прожилки розоватого родонита. Марганец в полианитовых гнездах содержится, по данным А. Ф. Свириденко и др. (1966), в следующих количествах: MnO_2 — 69,5, MnO — 9,2%.

В черных кремнисто-марганцевистых прослоях и линзах разреза джамансайской свиты, имеющих значительное площадное распространение и протягивающихся с перерывами на 25—30 км, содержание окислов марганца колеблется, по материалам автора, от 19,7 до 31,2%, по данным А. Ф. Свириденко и его соавторов, — от 24 до 39,6%. Таким образом, хребет является перспективным марганценосным районом. При этом марганцевые руды характеризуются постоянным присутствием сопутствующих малых элементов (ванадий, титан, хром, никель, кобальт).

Тальк и тальковый камень. Султанувайские месторождения талька и талькового камня разрабатываются с глубокой древности. В последние годы работами Я. С. Висьневского, И. Ф. Маренъянина, Л. Б. Когана и В. В. Кулаченко подсчитаны запасы нескольких наиболее крупных месторождений талькового камня — Казгантуского, Зинельбулакского и Кызылсайского. Разведочные работы показали, что запасы талькового камня на глубину до 100 м в рудных телах только этих трех месторождений достигают 484,8 млн. т. Месторождения талькового камня хр. Султан-Увайс являются богатейшими из разведенных месторождений СССР и отличаются высоким качеством сырья (Коган, 1962).

Большинство тальковых тел приурочены к контактам серпентинитов Менажатского комплекса с амфиболитами и известняками, их мощность колеблется от 3—4 до 170 м, в длину наиболее крупные из них достигают 1,5—2 км, а более мелкие — первых сотен метров. Как показал Л. Б. Коган, в пределах многих рудных тел намечаются две зоны: одна, составляющая примерно 1/3 мощности тела и сложенная тальковой породой (иногда с примесью рутила и ильменита), прилегает к серпентинитам, а другая, слагающая остальные 2/3 мощности, состоит из тальк-карбонатной породы (с примесью рутила) и прилегает к амфиболитам или карбонатным породам.

Целесообразность и необходимость эксплуатации тальковых месторождений хр. Султан-Увайс определяется не только богатством запасов талькового камня и благоприятными экономическими и транспортными условиями, но и возможностью комплексного использования добываемого сырья: одновременно с тальком будет добываться титан.

Драгоценные, полудрагоценные и поделочные камни хр. Султан-Увайс бирюза, сердолик, родонит, кремень, разноцветные яшмы, красный и розовый альмандин, черный, розовый и малиновый турмалин, серпентин (безоар) — широко разрабатывались и использовались в древности и совершенно не разрабатываются сейчас. Между тем образцы султанувайских камней, в том числе бирюзы, сердолика, гранатов, турмалина, проходили неоднократные апробации (проводившиеся Н. И. Петровым в 1928 г., Н. Л. Николаевым — в 1930 г., С. В. Лопатиным — в 1963 г.), которые неизменно показывали, что камни полностью отвечают требованиям, предъявляемым «Росювелирторгом» к соответствующим типам драгоценных и полудрагоценных камней. Месторождения драгоценных, полудрагоценных и поделочных камней хребта, в частности бирюзы, гранатов, сердолика, турмалина, перспективны и легки для разработки. На это неоднократно указывали Я. С. Висневский, Л. Б. Коган, а в последние годы — С. Г. Малофеев, С. В. Лопатин и др.

Месторождения бирюзы расположены на северо-восточном крыле Султанувайского антиклинария и приурочены к Западно-Джамансайскому разлому — зоне межпластовых подвижек, которая протягивается вдоль границы кремнисто-сланцевой и эфузивно-кварцитовой пачек джамансайской свиты согласно с простираем вмещающих пород на расстояние выше 10 км. Здесь находятся десятки древних горных выработок. Особенно богаты бирюзой участки, расположенные юг-юго-западнее кол. Тебинбулак и юго-западнее родника Бешмазар, открытые Л. Б. Коганом. Здесь в коренном залегании и в отвалах встречаются крупные натеки небесно-голубой однородной бирюзы, толщина которых достигает 5—7 мм, местами даже 10 мм. Натеки имеют пластинчатую, реже бугристую форму. Подсчет запасов бирюзы не производился.

Гранат широко распространен в палеозойских породах хребта, особенно в его восточной части. Наряду с мелрокристаллическими разностями, представляющими промышленный интерес (для абразионных работ), встречаются крупные прозрачные кристаллы альмандина, имеющие ювелирную ценность. Наиболее высокая концентрация граната приурочена к двум разведанным месторождениям хребта — Дарбазатай и Каэралсайскому. Первое залегает в глубоко метаморфизованных породах султануздагской свиты южнее гряды Дарбаза. Гранат темно-красный; розовый альмандин широко представлен почти во всех породах свиты — двуслюдяных гнейсах, кварцитах и кристаллических сланцах. В некоторых пачках содержание граната достигает 20—25% всей массы породы.

Еще более удобен для разработки район Каэралсайского месторождения граната, где пачка гранат-слюдисто-кварцитовых кристаллических сланцев зажата в зоне Южно-Каратаяского разлома между амфиболитами каракудукской свиты и серпентинитами менажатского комплекса, имея в длину около 3 км, а в ширину 30—40 м. Гранат здесь представлен хорошо ограниченным светло-розовым альмандином, размеры кристаллов которого колеблются от 1—2 до 3—5, реже до 10—20 мм.

Белый и розовый халцедон и красный сердолик приурочены к полосе окремнелых мраморов, которая обнажается в южном крыле Аксайской антиклинали на востоке хребта и хорошо выражена в рельефе в виде широтно ориентированной гряды. Крупные стяжения желтого, молочно-серого, красного, реже полосчатого халцедона в толстоплитчатых серых мраморах развиты в зоне шириной 5—10 м, а по простираем протягивающейся на 1,5—2 км. Отдельные участки этой зоны активно разрабатывались в древности.

Яшмы наиболее широко развиты в Шейхджелинской зоне разломов, на юго-западном склоне Аччиату-Бешмазарской гряды, среди кварцитов верхней части разреза джаманской свиты, а также среди кварцитов каракудукской свиты Карагатауской офиолитовой полосы и зонах разломов северо-восточной оконечности хребта. Султанувайские яшмы нередко имеют красивые окраски — кроваво-красные, лиловатые, фиолетовые, сиреневые; часто яшмы многоцветны.

Большой интерес как поделочные камни представляют мраморы хребта, особенно их мелкокристаллические и криптокристаллические массивные и толстоплитчатые разновидности — белые, полосчатые, розовые, дымчато-серые, желтые, голубые, реже красные, оранжевые, охристо-бурые, сиреневые, иссиня-черные и фиолетовые. Запасы мраморов на территории хребта практически неисчерпаемы.

Очень красивы образцы темно-серых и красных родонитов и матово-черных пиролюзитовых пород из описанных выше зон марганцового оруденения. Родонит встречается также на северо-востоке хребта и в верховьях Джамансая, севернее Джаманской интрузии сиенит-диоритов.

Черный, розовый и малиновый турмалин связан с пегматитовыми жилами южного склона хребта.

Полезные ископаемые кор выветривания. Никель, кобальт, минеральные краски. Древняя кора выветривания лучше всего обнажена на юго-востоке хребта, в его северо-восточной (район Карагадалысая) и водораздельной частях (верховья Кызылсая и Джамансая), на северо-западе, в Ходжакульсан и в районе гряды Дарбаза. Кора богата полезными ископаемыми, многие из которых (минеральные краски, охры, железные руды, кремень) разрабатывались еще первобытным человеком. Мощность ее колеблется от 10—15 до 50—60 м; наибольшая мощность в восточной части хребта. Особый интерес в металлогеническом отношении представляет кора выветривания на массивах основных и ультраосновных пород карагатауской офиолитовой полосы, развитых в юго-восточной оконечности хребта и в верховьях Кызылсая и Джамансая. В частности, в коре, залегающей на пироксенитах и серпентинитах Менажатского комплекса на юго-востоке хребта, по разрезу выделяются следующие зоны (снизу).

1. *Зона карбонатизированных выщелоченных серпентинитов* — плотные породы светло- и желтовато-серого цвета, пронизанные жилками сидерита, магнезита, арагонита и хризотил-асбеста. Мощность ее от 10 до 25 м.

2. *Нонтронитовая зона* — желтовато-зеленые рыхлые породы, сложенные нонтронитом с прожилками гарниерита, керолита, сидерита, брейнерита, магнезита; им сопутствуют хлорит, тальк, халцедон, опал, пиролюзит, галлуазит, рудный минерал (магнезит). Мощность ее от 2—3 до 7—8 м.

3. *Зона охр и минеральных красок* — охристо-желтые, красноватые, сиреневые и лиловатые рыхлые породы, содержащие до 40—50% окислов железа. Мощность ее до 15—20 м. Как показали работы Л. Б. Когана, К. М. Кромской, В. В. Баранова, Т. Э. Витусова, в этих породах, так же как и в породах нонтронитовой зоны, содержания марганца и платины резко повышенные; местами наблюдаются промышленные содержания силикатного никеля и кобальта (никеля до 1,8% и даже до 2,4%, кобальта — до 0,15%). Поисковые работы на никель, проведенные трестом «Самаркандгеология», подтвердили наличие никеленосного оруденения коры выветривания на серпентинитах в центре Султанувайского плато между верховьями Кызылсая и Ашенинтау, однако средние содержания никеля в рудах оказались ниже кондиционных.

3. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНЯТИЙ АРАЛО-ҚЫЗЫЛКУМСКОГО ВАЛА

С отложениями мезозой-кайнозойского платформенного чехла Южного Приаралья связаны полезные ископаемые осадочного происхождения, размещение которых определялось главным образом палеогеографической и палеотектонической обстановками их накопления. Многие рудные формации приурочены к полосе поднятий Арабо-Қызылкумского вала и развиты на площади в многие сотни, а иногда и тысячи квадратных километров. К числу таких полезных ископаемых относятся бурые железняки меловых и палеогеновых разрезов Южного Приаралья, в течение двух тысячелетий служившие сырьем, а также фосфоритовые горизонты палеоценового возраста. Более локальное распространение имеют месторождения целестина (запасы которого в районе горы Қокча, по данным В. И. Ситникова, достигают 0,8 млн. т), глино-гипсов, ганча и разнообразных строительных материалов, приуроченные к некоторым участкам Арабо-Қызылкумского вала. Поскольку эти месторождения описаны в целом ряде опубликованных работ, ниже приводятся краткие сведения лишь о двух рудных формациях, связанных с отложениями платформенного чехла — бурых железняках и фосфоритовых горизонтах поднятий Арабо-Қызылкумского вала.

Бурые железняки. Наиболее мощные горизонты бурых железняков хр. Султан-Увайс, Бештюбинской и Қокчинской гряд залегают среди аллювиально-дельтовых отложений арабо-қызылкумской серии ($\text{Ст}_2\text{ст-так}$). Менее распространены бурые железняки в нижележащих частях мелового разреза. Отдельные крупные линзы их с концентрацией Fe_2O_3 до 40—50% залегают в нижней части палеогеновых разрезов — на границе мела и палеогена или чаще в основании мергелей эоцена (как, например, бештюбинские «железные шляпы», қокчинская линза бурых железняков, коштепинские железняки и др.). Однако линзы бурых железняков в разрезах палеогена не выдержаны по простирию и по количеству запасов не могут сравниться с бурыми железняками мелового возраста (хотя по качеству палеогеновые железные руды лучше меловых).

Поисковые и разведочные работы на территории хребта произвелись только в меловых отложениях на Ходжакульском, Чумышкульском и Қызылкалинском участках. В частности, на Ходжакульском участке в качестве наиболее перспективных рудных тел были выделены три горизонта бурых железняков (ожелезненных дельтовых конгломератов), приуроченные к разрезу ходжакульской свиты. Мощность их колеблется от 0,2—0,3 до 1 м; они сложены гётитом и главным образом гидрогётитом, на 70—80% составляющими цемент конгломератов и корки галек, конкреций и жеод, внутренняя часть которых выполнена охристыми железистыми песчаниками, глинами, мергелями и обломками ожелезненной древесины. Руда представлена корковыми, дробовыми, оолитовыми и гороховыми разностями с содержанием в породе Fe_2O_3 от 11—12 до 26—27%, реже до 30—31% (среднее содержание 15—16%), FeO — от 0,07 до 0,15% и MnO — от 1 до 3,3% (среднее содержание 1,5%). Содержание Fe_2O_3 в россыпях 37—40%. В целом, бурые железняки Ходжакульского месторождения, по заключению М. Д. Кадыровой, являются убогими рудами, в которых, к тому же, достаточно высок процент закисного железа. Их разработка представляется нерентабельной, несмотря на большие запасы.

Запасы бурых железняков подсчитаны по отдельным разведенным участкам. Результаты бурения показывают, что средняя суммарная мощность прослоев бурых железняков в разрезах ходжакульской свиты для районов поднятий Арабо-Қызылкумского вала в Южном Приаралье почти везде превышает 2,5—3 м. По подсчетам автора, только для Ну-

кус-Султан-Увайс-Кокчинского участка Арабо-Кызылкумского вала общая площадь выходов бурых железняков на поверхность или их нахождение в пределах первых 50—100 м от поверхности составляет приблизительно около 4—4,5 тыс. км², а запасы бурых железняков на этой площади только по наиболее мощным приповерхностным пластам (считая их среднюю суммарную мощность 2 м) — 8—9 млрд. м³, т. е. около 30 млрд. т руды. Однако большая часть этих руд — руды убогие, с содержанием Fe₂O₃ в породе от 11 до 27%.

Фосфориты. Как показывают данные бурения, фосфоритовые горизонты разной мощности залегают в основании палеогена на территории Юго-Восточного Приаралья почти повсеместно. В районе хр. Султан-Увайс и гряд Бештюбе и Кокча выделяются два фосфоритовых горизонта — нижний, в котором руда приурочена к фосфатизированным галькам меловых пород, и верхний, где фосфориты образуют крупные стяжения и конкреции неправильной формы в известковистых песчаниках.

Мощность нижнего фосфоритового горизонта колеблется от 0,5 до 1,5 м. Размер фосфатизированных галек меловых пород в нем от 0,2 до 20—25 см в поперечнике. Фосфатное вещество в гальках представлено коллоидальным дисперсно рассеянным коллофаном; по трещинкам и вокруг крупных обломков зерен развит мелкокристаллический франколит. Среднее содержание P₂O₅ в валовых пробах из этого горизонта в разных участках составляет от 13—14 до 18—20% от общей массы породы (средние и бедные фосфориты). С содержанием полуторных окислов до 3—4%.

Мощность верхнего фосфоритового горизонта непостоянна и колеблется от 0,1—0,2 до 1,5—2 м; в некоторых участках хр. Султан-Увайс он выпадает из разреза. Желваки и стяжения фосфоритов в нем имеют размер от 1—2 до 30 см в поперечнике. Они сложены мелко- и крупнокристаллическим франколитом (Ильяшенко, 1962) и представляют собой руду с содержанием P₂O₅ до 23—24%. Среднее содержание фосфатных стяжений во вмещающих известковистых песчаниках непостоянно и обычно не превышает 40—50% общей массы породы.

Подсчеты запасов фосфоритовых месторождений хр. Султан-Увайс и прилегающих к нему участков Арабо-Кызылкумского вала неоднократно проводились различными исследователями. Наиболее перспективными для разработки участками, где фосфоритовые горизонты обнажены на обширных территориях и залегают непосредственно на поверхности, являются юго-восточные предгорья Султан-Увайса и район гряды Кокча. Запасы участка юго-восточных предгорий хребта, по подсчетам П. А. Мячкова, достигают 4 млн. 662 тыс. т. Эксплуатация этих месторождений, чрезвычайно простых для разработки (открытые карьеры), несмотря на относительно низкое качество сырья (средние и бедные руды с высоким процентом полуторных окислов) экономически рентабельна и может быть налажена в ближайшие годы.

Как видно из вышеизложенного, с палеозойскими и мезозой-кайнозойскими породами хр. Султан-Увайс и меловых гряд Арабо-Кызылкумского вала связаны многочисленные месторождения и рудопроявления разнообразных полезных ископаемых, многие из которых не изучены или изучены недостаточно. Представляется целесообразным развернуть поисково-разведочные и геолого-геофизические работы на медь и золото; провести разведку Тебинбулакского месторождения титано-магнетитов; поставить работы по комплексному изучению металлогении древней коры выветривания хр. Султан-Увайс и Карагауской олиолитовой полосы; изучить экономическую целесообразность промышленного освоения титаноносных тальковых месторождений хр. Султан-Увайс; комплексно использовать фосфоритовые и железные руды хребта.

Глава VIII

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОГО ПРИАРАЛЬЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ

Докембрийский этап геологической истории Приаралья почти совершенно неизвестен. О нем можно судить лишь на основании гипотетических интерпретаций геофизических данных по глубинному строению фундамента Туранской плиты, а также на основании изучения древних толщ, обнажающихся в Южном Урале, Мугоджах, Тянь-Шане и Центральном Казахстане. Возраст этих толщ в большинстве случаев является спорным.

Изучение геофизических материалов показывает, что фундамент ряда участков Туранской плиты (большей части Устюрта, Юго-Западного Приаралья, Каракумского и Карабогазского сводов, Восточной Туркмении) имеет сложное строение и состоит из двух резко различных по гравимагнитной, сейсмической и плотностной характеристике комплексов, граница между которыми обычно хорошо прослеживается на профилях ГСЗ. Верхний комплекс, вскрытый многими скважинами, образует полого залегающий покров, который слагают слабо дислоцированные липарито-дацитовые, андезито-базальтовые, флишоидные и молассовые формации каменноугольного, пермского и триасового возраста. Их подстилает более древний кристаллический цоколь, на котором толщи карбона, перми и триаса залегают с повсеместным крайне резким несогласием. Сходный тип строения имеет юго-западная часть Гиссарского хребта (хребты Байсунтау, Сурхантау, Чакчар), где докембрийский (позднерифейский) возраст кристаллических пород нижнего структурного этажа фундамента доказывается определениями абсолютного возраста пород.

Иное строение имеет фундамент Юго-Восточного Приаралья и Центральных Кызылкумов, входящих в состав Урало-Тяньшаньской варисциской складчатой области. По геофизическим данным, здесь не отмечается двухъярусного строения фундамента, и в выходящих на поверхность разрезах осадочных и метаморфических толщ наблюдается структурное единство ранне- и среднепалеозойских, а возможно, и позднерифейских образований. В Кызылкумских горных возвышенностях, Нуратинском хребте и Южном Тянь-Шане, как и в хр. Султан-Увайс, можно наблюдать разрезы различных по строению блоков и пластин, образующих, как правило, сложные пакеты покровов альпийского типа (см., например, рис. 43, 65). Все определения абсолютного возраста минералов и валового состава плутонических и метаморфических пород, развитых в пределах этих регионов, дают цифры 225—290 млн. лет (средний карбон — пермь). Вероятнее всего, гранитно-метаморфическая кора этих частей Урало-Тяньшаньской складчатой области полностью сформировалась в эпоху варисциского орогенеза за счет первичной коры океанического бассейна, разделявшего в позднем рифее, раннем, сред-

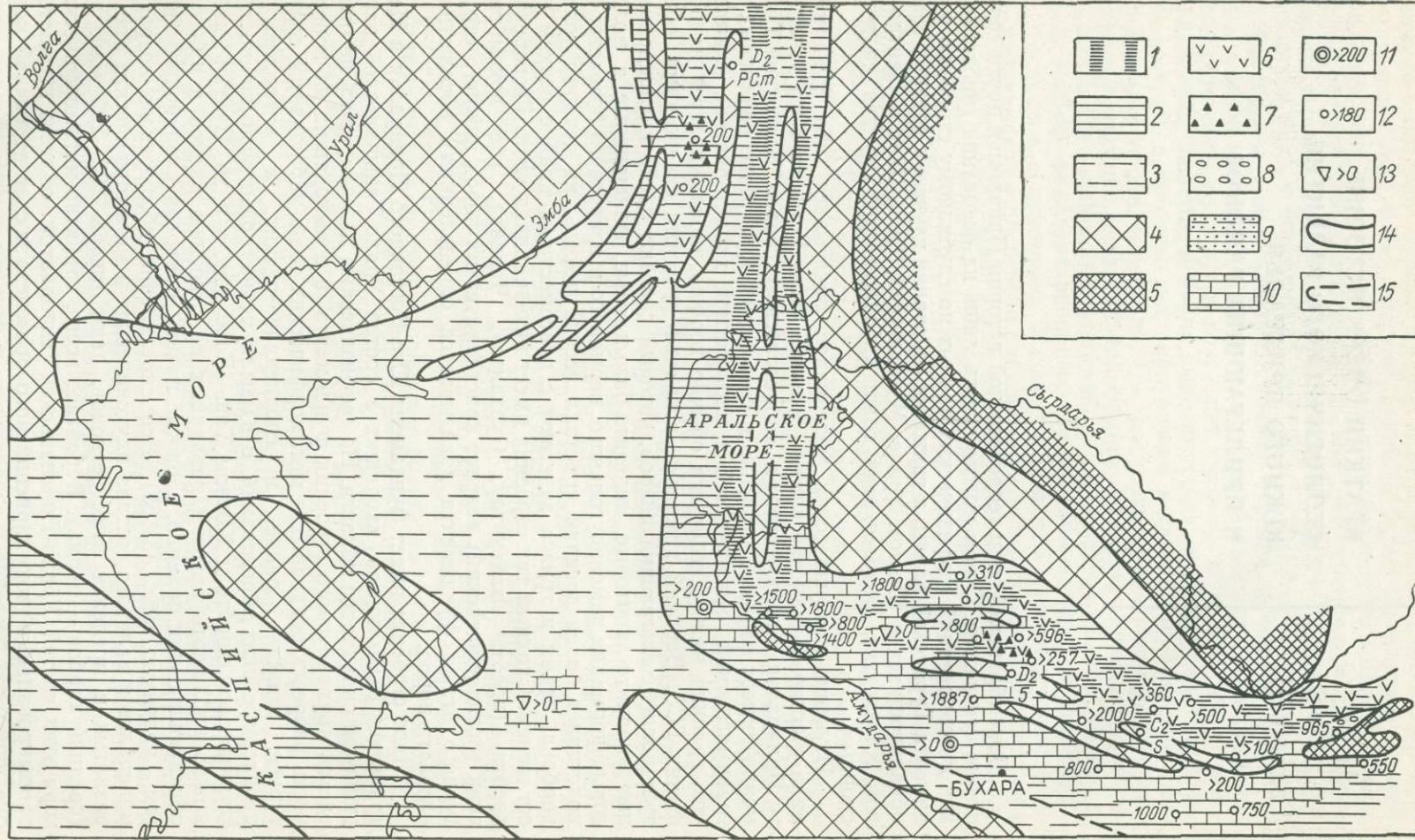


Рис. 53. Схема распространения нижнепалеозойских отложений на западе Средней Азии и в прилегающих регионах. Составил С. С. Шульц М.Л. с использованием материалов З. М. Абдуазимовой, А. К. Бухарина, А. И. Кима, В. Р. Мартышева, Г. С. Поршнякова. И. А. Пановской, О. И. Сергуньковой и др.

Морские и океанические отложения: 1 — абиссальные, 2 — батимальные и глубокой части шельфа, 3 — мелководных морей; 4 — области отсутствия нижнедевонских отложений; 5 — области денудации. Состав осадков: 6 — эфлювны основного ряда (спилит-диабазовая формация), 7 — кремнистые породы, 8 — континентальные и грубообломочные породы, 9 — пески и глины, 10 — карбонатные отложения. Точки опорных разрезов: 11 — разрез по скважине и его мощность, 12 — разрез по обнажению и его мощность; 13 — галька пород с нижнедевонскими органическими остатками в более молодых отложениях; 14—15 — приблизительные границы областей развития осадочных формаций различных типов

нем и начале позднего палеозоя Европейскую и Сибирскую древние платформы. Вулканогенные, кремнистые, герригенные и карбонатные осадки, накапливавшиеся в абиссальных частях этого бассейна, а также в зонах островных дуг и в шельфовых областях на континентальных склонах, в эпоху орогенеза были перемещены на значительные расстояния и сформировали наблюдаемые в настоящее время структуры варисцийского орогена (незначительно осложненные позднекайнозойскими складчато-глыбовыми движениями).

Хотя в разрезах палеозойских отложений Южного Приаралья (хр. Султан-Увайс) не установлено присутствие фаунистически охарактеризованных отложений раннепалеозойского возраста, можно предполагать, что осадочные формации раннепалеозойского возраста здесь, так же как и в Кызылкумах и Южном Тянь-Шане, входят в один структурный этаж с отложениями среднего палеозоя и дислоцированы и метаморфизованы вместе с последними. Обломки ордовикских известняков из керна скв. 27 (Кокча) по характеру пород и степени метаморфизма не отличаются от вскрытых той же скважиной известняков девонского возраста. Имеющиеся геологические данные позволяют считать, что территории, где шло накопление палеозойских осадочных толщ, слагающих в настоящее время хребты Южного Тянь-Шаня и массивы Кызылкумов и Южного Приаралья, не пережили интенсивной каледонской складчатости.

Сложная покровная структура Урало-Тяньшаньского варисцийского орогена, наиболее отчетливо выраженная в его Кызылкумской и Южно-Тяньшаньской частях, и аллохтонное залегание наблюдалемых осадочных, метаморфических и плутонических формаций, затрудняют воссоздание геологической истории до складчатого океанического этапа развития этой обширной территории. В настоящей работе приводятся схемы распространения осадочных формаций девонского и каменноугольного возраста на территории западной части Средней Азии (рис. 53—58). Эти схемы в какой-то степени помогают ориентироваться в современном местоположении различных по формационному составу осадочных комплексов определенного возраста и дают информацию о их мощности. Следует подчеркнуть, что на схемах отражено современное положение осадочных комплексов, совершенно не совпадающее с их первоначальным положением в период осадконакопления.

Разрезы палеозойских отложений, обнажающиеся на территории хр. Султан-Увайс, принадлежат четырем различным по своей геологической истории палеогеографическим областям. Разрез Карагатуского офиолитового аллохтона, как уже указывалось, чрезвычайно близок разрезам коры срединно-оceanических хребтов современных океанов. Разрез Султанувайского антиклиниория также слагают формации океанического ряда; здесь преобладающим развитием пользуются мощные толщи и пачки фтанитов, чередующиеся с прослойями амфиболизированных спилитов и диабазов и зеленокаменных сланцев. Чрезвычайно скучные и редкие

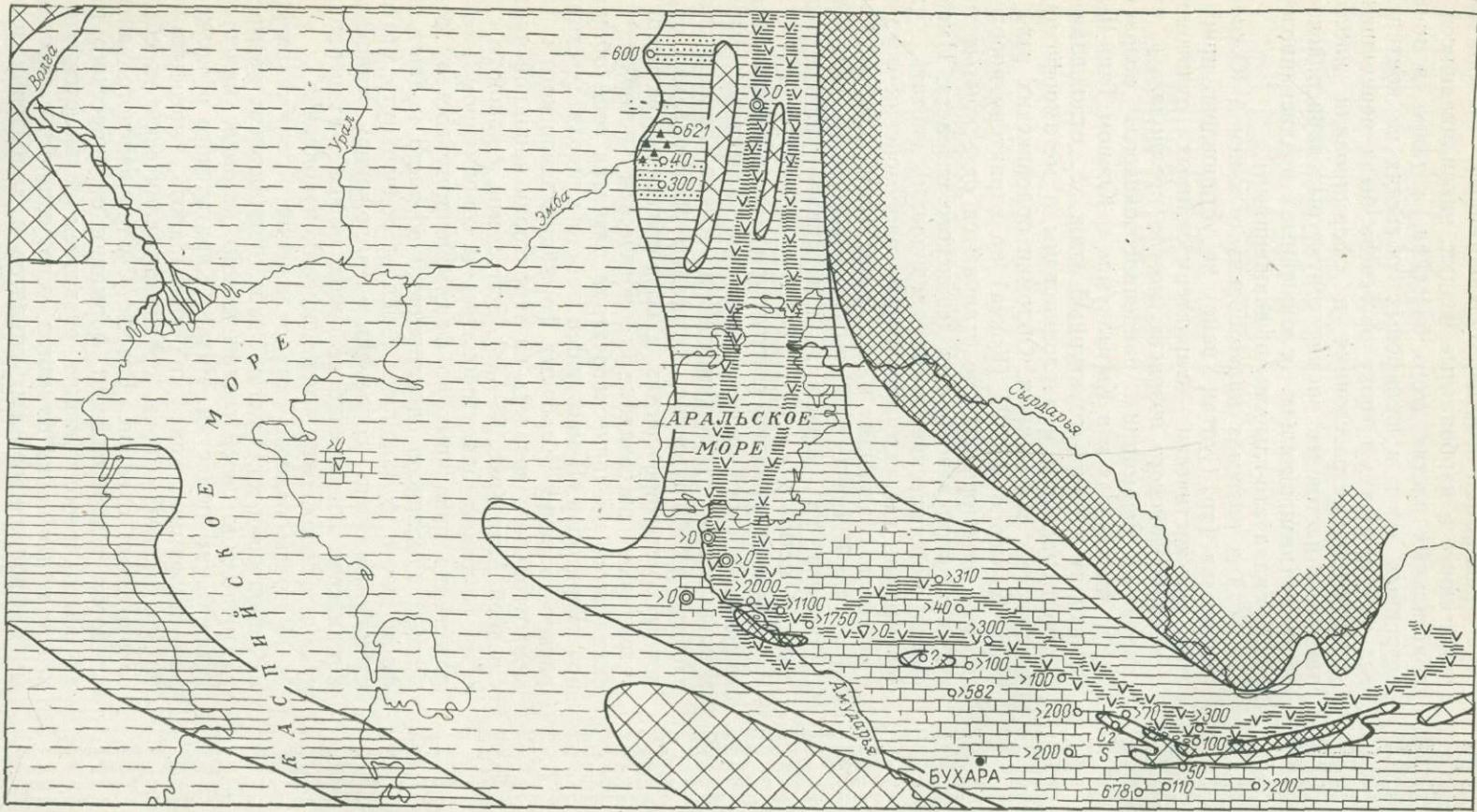


Рис. 54. Схема распространения отложений эйфельского яруса среднего девона на западе Средней Азии и в прилегающих регионах
Условные обозначения см. на рис. 53

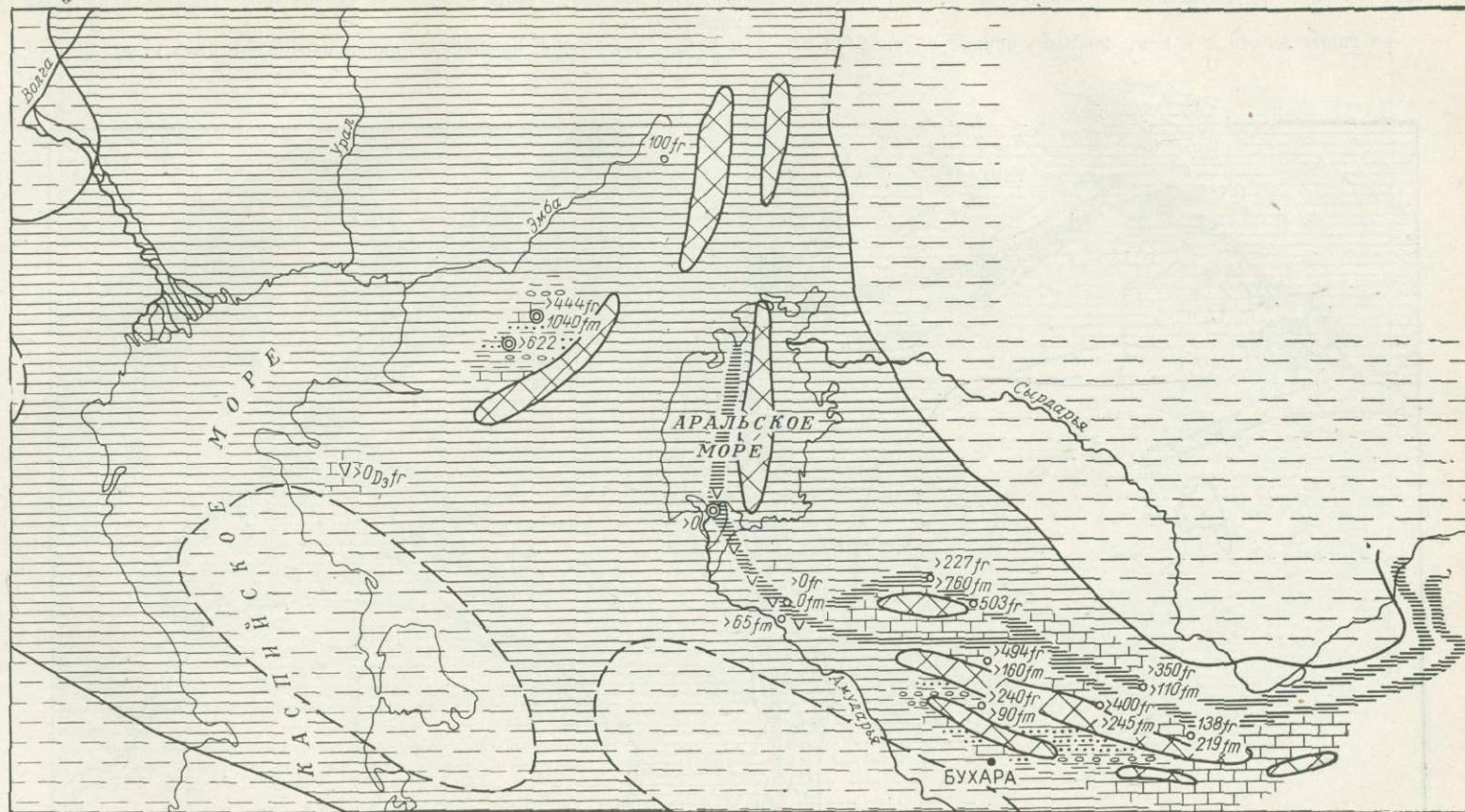


Рис. 55. Схема распространения верхнедевонских отложений на западе Средней Азии и в прилегающих регионах
Условные обозначения см. на рис. 53

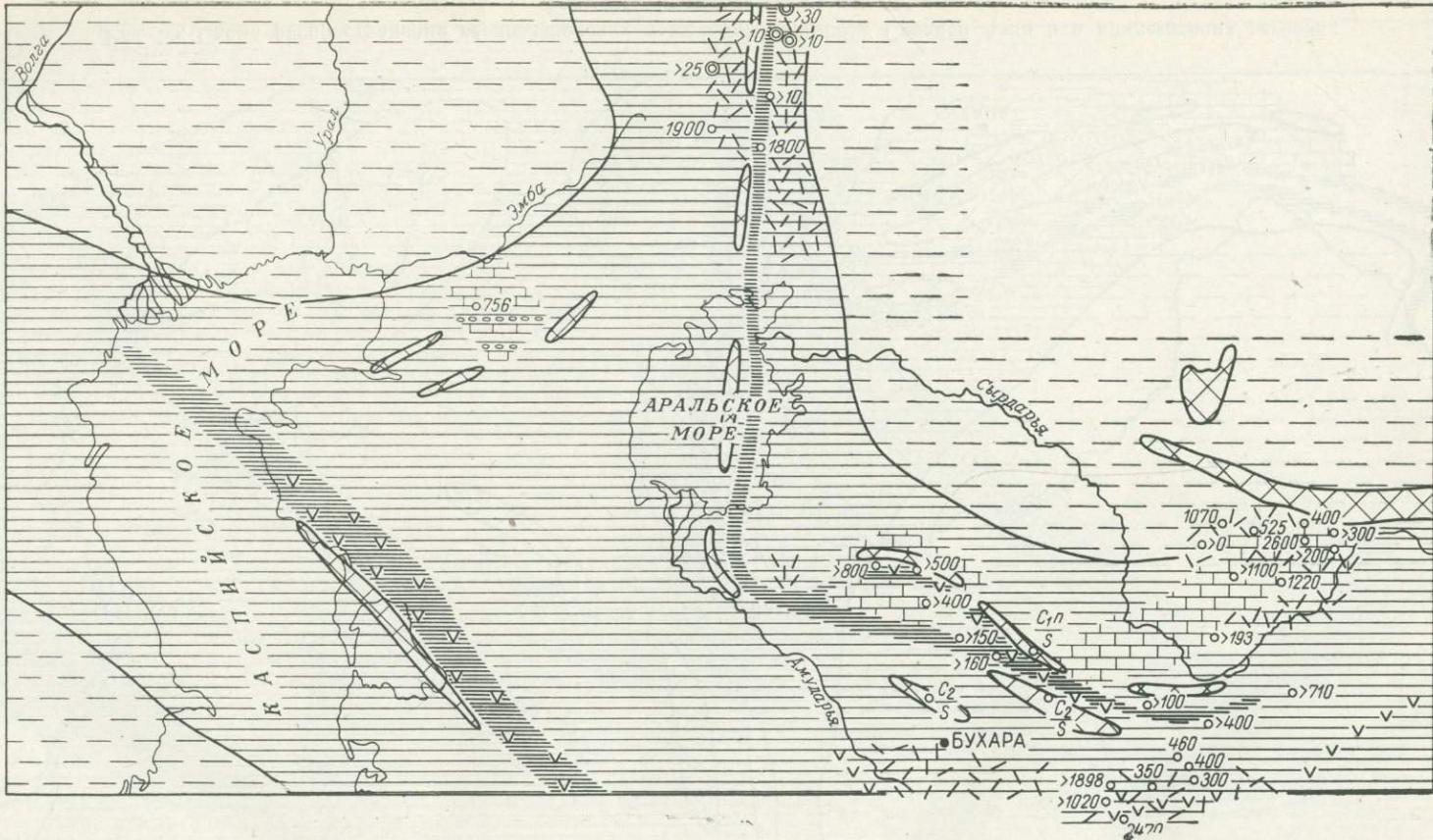


Рис. 56. Схема распространения отложений визейского яруса нижнего карбона на западе Средней Азии и в прилегающих регионах

Условные обозначения см. на рис. 53, наложенный штрих — эфузивы кислого и среднего ряда (кварц-кератофировая и дацит-андезитовая формации краевых вулкано-плутонических поясов)

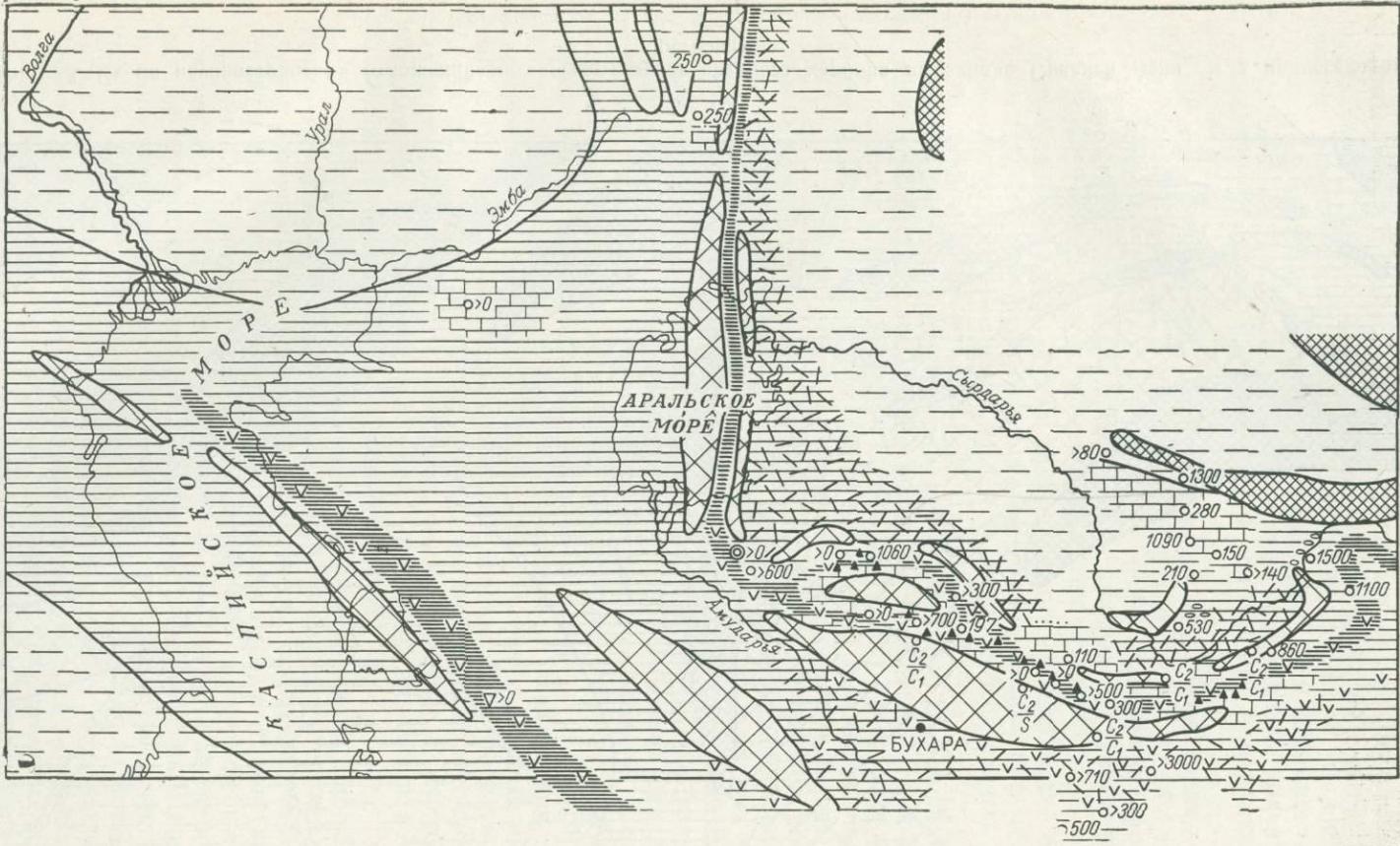


Рис. 57. Схема распространения отложений намюрского яруса нижнего карбона на западе Средней Азии и в прилегающих регионах

Условные обозначения см. на рис. 53

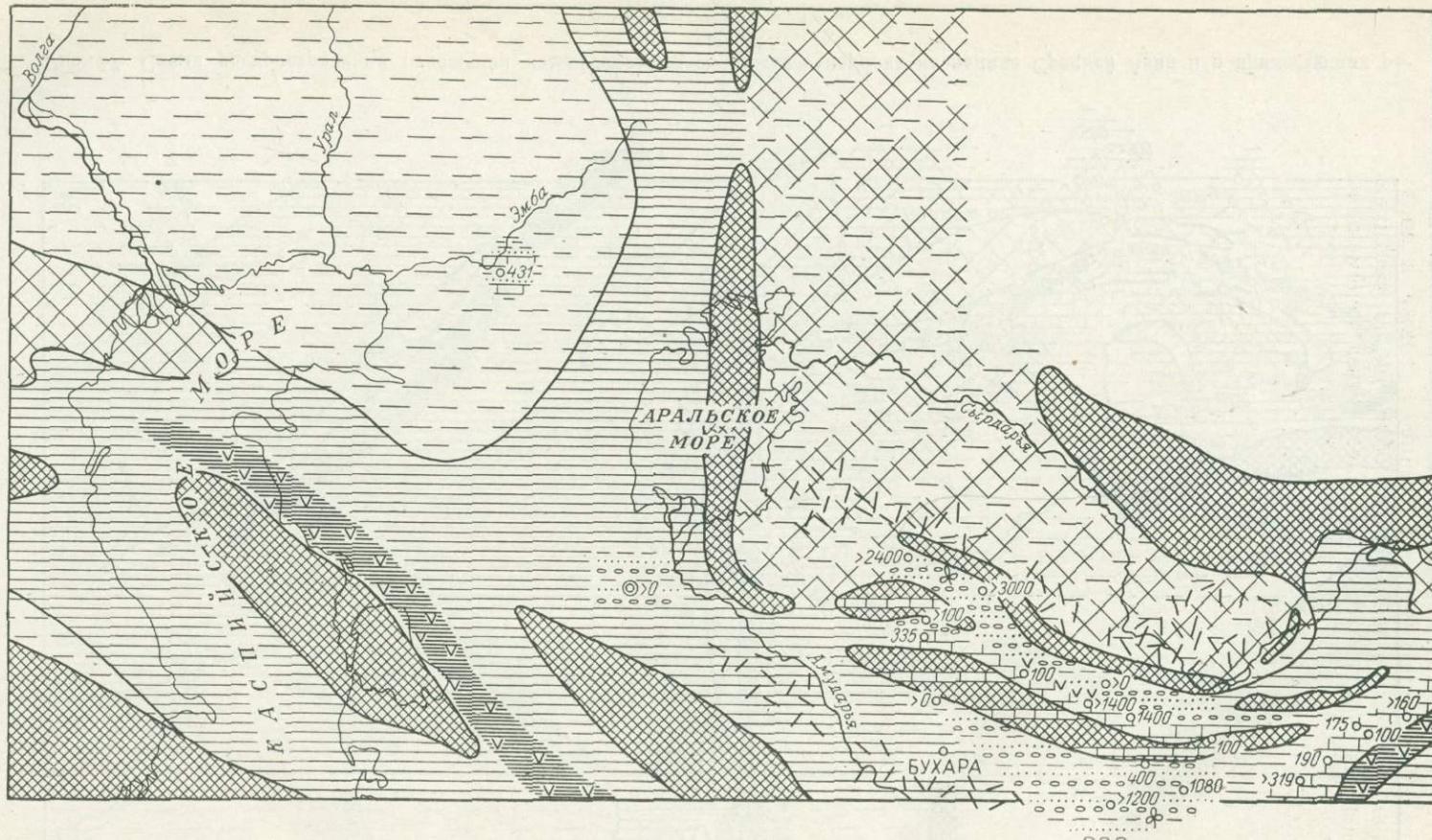


Рис. 58. Схема распространения отложений московского яруса среднего карбона на западе Средней Азии и в прилегающих регионах

Условные обозначения см. на рис. 53. Трилистник — растительные остатки

органические остатки (радиолярии и криноиды) встречаются лишь в редких карбонатных линзах и прослоях внутри этого разреза; находки девонских форм криноидей позволяют считать возраст средней и верхней части разреза девонским.

Карбонатно-терригенные формации Казанайского аллохтона представляют собой менее глубоководные отложения: наряду с остатками криноидей, пользующихся преимущественным развитием, здесь местами встречаются и другие группы органических остатков — кораллы и амфипоры. Казанайский комплекс формаций, вероятно, можно считать отложениями шельфовой зоны островной дуги или континента; не исключена возможность его формирования в пределах краевой части абиссальной равнины, примыкавшей к континенту или вулканической островной дуге.

Комплекс отложений Шейхджелинского синклиниория — мощные спилито-кератофировые формации андезитового ряда с линзами туфогенных пород и рифовых известняков — очень напоминает формационные ряды современных вулканических островных дуг «андезитовой линии» Тихого океана и может быть с ними сопоставлен.

Еще более кислый состав имеет дацито-андезитовая формация ашенынтауской свиты, занимающая переходное положение между формациями океанического ряда и формациями субсеквентных вулкано-плутонических поясов.

В среднекаменноугольную эпоху одновременно с замыканием океанического бассейна, разделявшего древние платформы Северной Евразии, началось формирование варисийского Урало-Тяньшаньского орогена. Главнейшим тектоническим процессом, сформировавшим структуру этого орогена, явилось скучивание накопившихся океанических осадков, пластин и блоков океанической коры, сопровождавшееся магмообразованием, метаморфическим и метасоматическим преобразованием осадков; этот процесс привел к образованию сложных многопокровных шарьяжных структур, нагромождению тектонических пластин и пакетов пластин. При дальнейшем сжатии структура формирующейся орогена была осложнена дополнительной линейной складчатостью и диапировыми внедрениями субсеквентных кислых магм. В результате активных орогенических движений образовался пояс горных поднятий, вблизи которых располагались впадины предгорных и межгорных прогибов, заполнявшиеся молассами. Некоторые из этих впадин в позднем палеозое еще сообщались с океаном и заполнялись водами внутренних морей. По обе стороны горного пояса располагались, обрамляя его, зоны активного субсеквентного вулканизма — вулкано-плутонические пояса, приуроченные к границам подвижной области с ее более жестким обрамлением (средними массивами Среднего Тянь-Шаня и активизированными блоками Ирано-Таримской платформы).

В конце каменноугольного или начале пермского периода единый Урало-Тяньшаньский горный пояс, по-видимому, расчленился на уральскую и тяньшанскую части. В это же время произошла существенная структурная перестройка районов, располагавшихся в зоне сочленения Уральской и Тяньшанской частей пояса. Она, вероятно, была связана с развитием новой позднепалеозой-триасовой системы прогибов, примыкавшей с юга к варисийским горным сооружениям Тянь-Шаня. К началу пермского периода данная территория отчетливо разделилась на две части — депрессионную западную и юго-западную (Мангышлакско-Устюртско-Каракумскую), примыкавшую к геосинклинальной области Тетиса, и поднятую (Тургайско-Кызылкумскую), где отложения перми и триаса накапливались лишь в отдельных тектонических депрессиях. Юго-Западное Приаралье оказалось в составе депрессионной части, Юго-Восточное Приаралье — в поднятой.

С юры в Южном Приаралье установился платформенный режим. Юрские отложения залегают в Южном Приаралье почти горизонтально, не метаморфизованы и существенно отличаются по своей геофизической характеристике не только от метаморфических толщ складчатого варисцийского фундамента, но и от каменноугольно-пермо-триасовых вулканогенно-осадочных образований, перекрывающих пологим покровом раздробленные участки северных частей Ирано-Таримской платформы. Территория Юго-Западного Приаралья являлась в юрское время северо-восточным краем обширного платформенного прогиба, на площади которого накапливались сероцветные обломочные континентальные и континентально-морские отложения с многочисленными прослойями бурых углей. Большая часть территории Юго-Восточного Приаралья в юрское время представляла собой систему невысоких холмов и горных гряд, в пределах которых палеозойские породы были покрыты мощными корами выветривания (в хр. Султан-Увайс до 70 м): в отдельных прогибах типа Халкабад-Чимбайского грабена и Южно-Аральской впадины накапливались континентальные толщи юры, хотя и менее мощные, чем в Юго-Западном Приаралье.

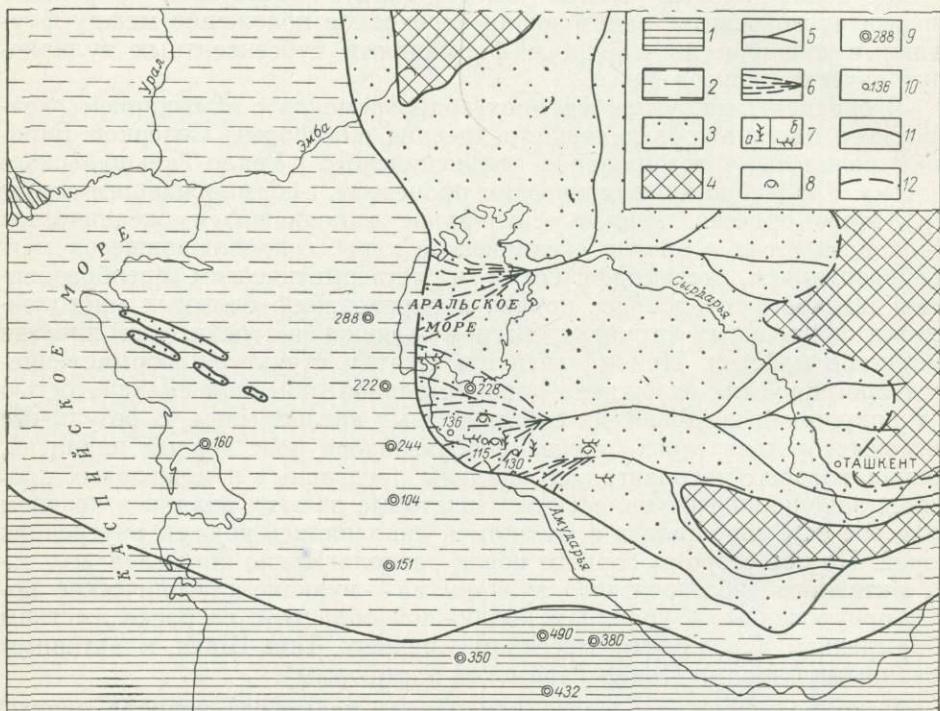


Рис. 59. Палеогеографическая схема западной части Средней Азии в сеноманском веке позднемеловой эпохи. Составил С. С. Шульц мл. с использованием материалов А. Г. Бабаева, В. И. Полякова, М. С. Родовильского, Е. М. Шмариновича и др. Палеогеографические области: 1 — глубоководные морские бассейны; 2 — мелководные континентальные моря; 3 — аллювиально-дельтовые низменные равнины; 4 — возвышенная суши; 5 — речные долины; 6 — дельты древних рек; 7 — автохтонно захороненные меловые леса (а) и крупные скопления древесины в речных наносах (б); 8 — скопления остатков наземных позвоночных (костей, зубов, щитков панцирей). Точки опорных разрезов; 9 — разрез по скважине и его мощность (м); 10 — разрез по обнажению и его мощность (м). Границы палеогеографических областей: 11 — достоверные, 12 — предполагаемые.

В неокомское и раннеаптское время рельеф Южного Приаралья выравнивается; хр. Султан-Увайс был уже хорошо выраженным в рельефе горным массивом, расположенным на берегу мелового моря. Вблизи берегового уступа шло накопление конгломератов истемесской свиты.

С позднеаптским временем связана крупная трансгрессия мелового моря на кызылкумскую сушу, западным полуостровом которой являлся хр. Султан-Увайс. Максимума трансгрессия достигла в клансейское время, когда хребет целиком перекрывался водами мелового моря и представлял собой подводную устричную отмель, на склонах которой накапливались глинистые толщи султанбобинской свиты. К началу альбского века трансгрессия сменилась регрессией и хр. Султан-Увайс вновь до конца сеномана превратился в прибрежную часть Тургайско-Кызылкумской сушки. В эту эпоху (рис. 59) на выровненной поверхности хребта располагались блуждающие рукава дельты крупной реки, впадавшей в Устюртский залив мелового моря. Ее аллювиально-дельтовые наносы (арало-кызылкумская серия) слагают большую часть платформенного чехла Юго-Восточного Приаралья. В альбе и сеномане берег моря довольно точно соответствовал простианию Арало-Кызылкумского вала, который уже был отчетливо выражен в рельефе. На побережье и островах дельты произрастали густые субтропические леса; остатки древесины широко распространены в отложениях арало-кызылкумской серии.

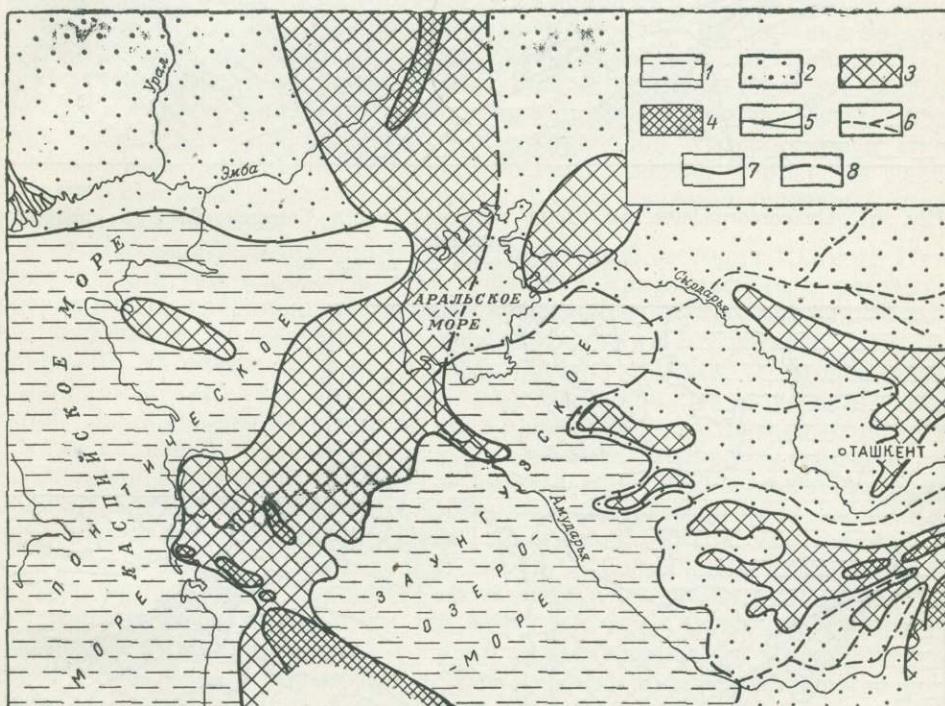


Рис. 60. Палеогеографическая схема западной части Средней Азии в раннем плиоцене. Составил С. С. Шульц мл. с использованием материалов А. И. Айнемера, А. А. Али-Заде, Г. И. Амурского, А. И. Животовской и др.

Палеогеографические области: 1 — морские и озерно-морские бассейны, 2 — аллювиально-дельтовые низменные равнины, 3 — возвышенные равнины и плато, 4 — горы. Долины древних рек: 5 — достоверные, 6 — предполагаемые. Границы палеогеографических областей: 7 — достоверные, 8 — предполагаемые.

С началом турона связана новая трансгрессия, захватившая гораздо большую площадь, чем кланская. Широкое площадное распространение морей туронского и сенонского веков связано, вероятно, с выравниванием рельефа Приаралья и Кызылкумов и образованием к началу турона на этих территориях плоских аллювиально-дельтовых

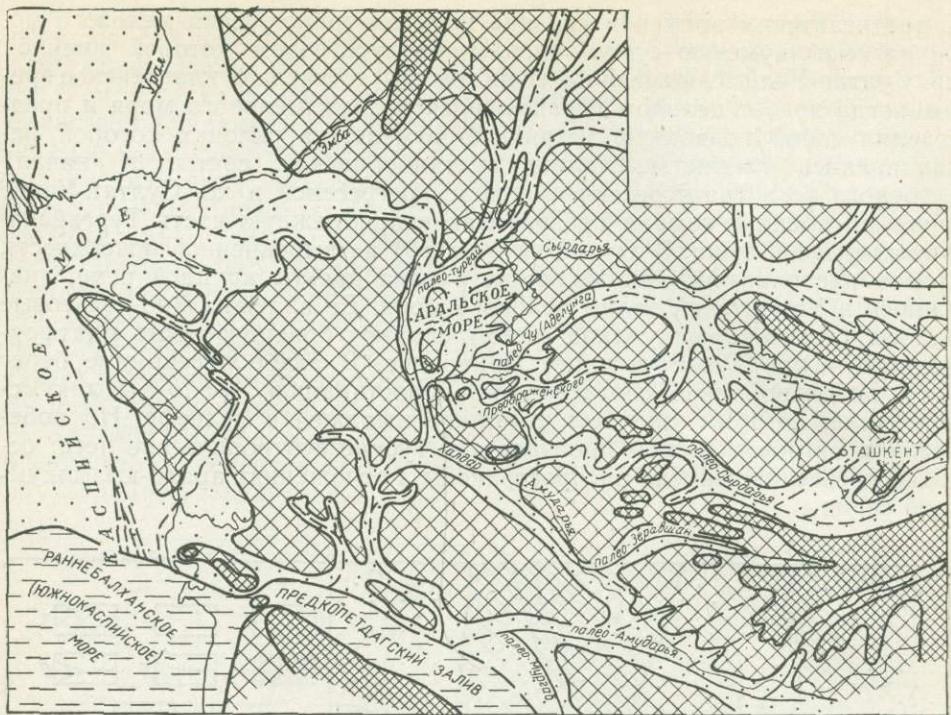


Рис. 61. Палеогеографическая схема западной части Средней Азии в среднем плиоцене

Условные обозначения см. на рис. 60

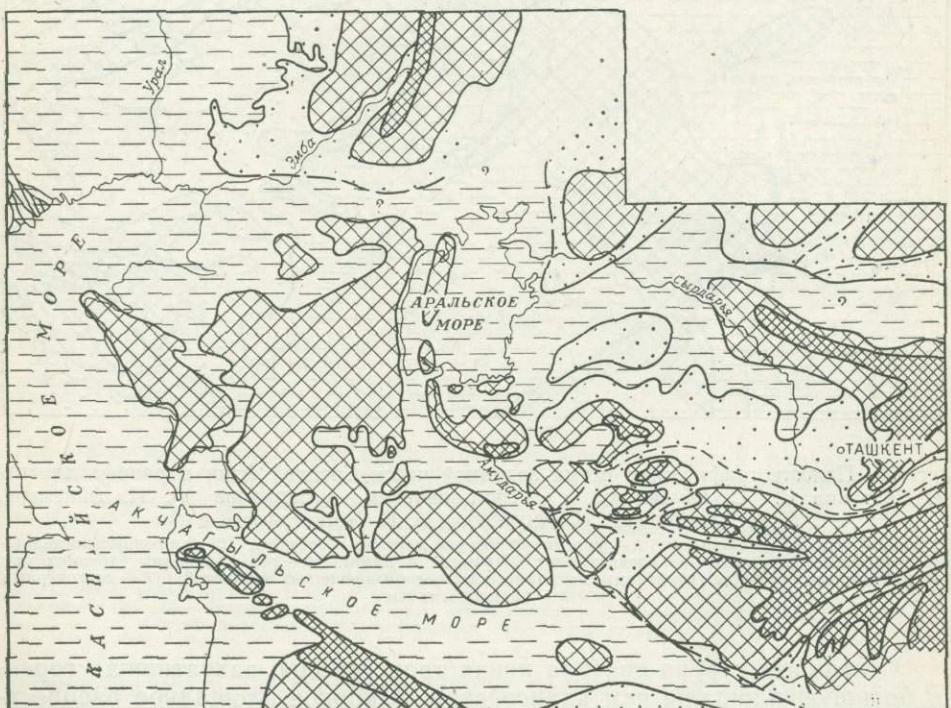


Рис. 62. Палеогеографическая схема западной части Средней Азии в позднем плиоцене (акчагыл)

Условные обозначения см. на рис. 60

равнин. В сеноне были кратковременные трансгрессии мелового моря на территорию Приаралья и Кызылкумов. Одновременно вся территория Юго-Западного Приаралья постепенно опускалась, а поднятия Арало-Кызылкумского и Бузгульского валов воздымались; в их осевых частях сенонские отложения были размыты еще в предпалеоценовое время.

Меловые и палеогеновые отложения в Южном Приаралье повсеместно разделены резким размывом, связанным с крупной регрессией морского бассейна в датском веке. Однако существенного расчленения рельефа в эпоху континентального перерыва не произошло. Об этом свидетельствует широкое распространение в Южном Приаралье фосфоритовых горизонтов палеоценена и их равномерная и очень малая мощность.

В эоцене вся территория Южного Приаралья представляла собой морское дно. На поднятых участках (отмелях) откладывались мергелистые и известковые илы, а в депрессиях — слабокарбонатные глины.

К началу олигоцена активность тектонических движений на территории Туранской плиты усилилась. Арало-Кызылкумский и Бузгульский валы вновь превратились в полосы хорошо выраженных в рельефе поднятий, а возможно, даже островов в мелководном олигоценовом море. В периоды регрессий вся площадь Юго-Восточного Приаралья превращалась в размываемую сушу. Последней крупной трансгрессией морского бассейна с нормальной соленостью вод, связанного с мировым океаном, явилась трансгрессия раннемиоценового времени, когда морские воды покрывали большую часть территории Кызылкумов и Приаралья. После нее на протяжении среднего миоцена и большей части позднего поднятия Арало-Кызылкумского вала служили восточным ограничением миоценовых морей.

Основные этапы новейшей, послесарматской, истории Южного Приаралья были уже изложены нами в главе «Стратиграфия», в разделах, посвященных описанию неогеновых и четвертичных отложений. Это — возникновение реликтового послесарматского Заунгузского водоема (рис. 60), затопившего южную часть образовавшейся во второй половине сарматского века Тургайско-Арало-Каракумской депрессии; отступление Заунгузского бассейна на юг, в район Предкопетдагского прогиба; резкое понижение базиса эрозии и глубокое эрозионное расчленение территории Приаралья речными долинами (рис. 61), в частности образование Арало-Сарыкамышско-Хорезмийской котловины; последовательное заполнение котловины водами акчагыльского (рис. 62), ашхеронского, а возможно, и бакинского морей; субаэральное существование котловины в течение большей части четвертичного периода; поворот Амудары к Хорезму около 20—25 тысяч лет тому назад (он, возможно, приурочен ко времени существования раннехвалынского Арало-Каспийского бассейна); образование Арало-Сырыкамышско-Хорезмийского озера; его постепенное заполнение наносами Амудары и Сырдары; разделение Аральской и Сарыкамышской впадин и их поочередное существование; попеременное формирование молодых дельт Амудары, одновременное с постепенным развеиванием плиоценовых и четвертичных аллювиальных отложений и формированием эоловых песчаных равнин и пустынь.

ХАРАКТЕР СОЧЛЕНЕНИЯ УРАЛА И ТЯНЬ-ШАНЯ

Глава IX

1. УРАЛ, ТЯНЬ-ШАНЬ И ОБЩАЯ СТРУКТУРА ЕВРАЗИИ

По тектоническому строению наш континент отличается от всех других материков земного шара. Он возник в результате соединения нескольких, в прошлом независимых друг от друга материковых глыб, представляя прямую противоположность Гондване, разделение которой на отдельные части происходило параллельно с формированием Евразии. Между докембрийскими платформами и массивами, образующими Евразию, располагаются две обширные складчатые страны, соединяющие наш материк в единое целое — Урало-Монгольский палеозойский складчаторый пояс (Урало-Амурский ороген, по Г. Штилле) и Альпийско-Гималайский (Средиземноморский) мезозой-кайнозойский складчаторый пояс (Рено-Гондванский ороген, по Штилле; Stille, 1928). На востоке Азию обрамляют складчатые структуры Тихоокеанского пояса.

Урало-Монгольский складчаторый пояс на северо востоке ограничен древней Сибирской платформой и ее байкальским обрамлением, на западе и юге — Восточно-Европейской платформой и докембрийскими массивами Центральной и Юго-Восточной Азии (Таримским и Северо-Китайским). В строении Урало-Монгольского пояса участвуют каледонские и варисцийские складчатые сооружения и зажатые между линейными системами палеозойских структур обломки более древних сооружений, иногда переработанные позднейшей складчатостью и магматизмом. При этом общая структура Урало-Монгольского пояса (с некоторыми отклонениями) соответствует классическому типу двустороннего (двойного) орогена, по Л. Коберу и Е. Краусу: в центральной части пояса расположены централиды — области каледонской и байкальской складчатости Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, которые с обеих сторон обрамляются областями варисцийской складчатости; с запада и юга — Урало-Тяньшаньской, с северо-востока — Алтайско-Монгольской, с движением масс в Урало-Тяньшаньской зоне на юг и на запад, а в Алтайско-Монгольской — на восток и на север. На границах, ограничивающих Урало-Монгольский пояс платформ (форландов), на некоторых участках развиты заполненные молассами передовые прогибы варисцид.

Юго-западная часть Урало-Монгольского пояса — Урало-Тяньшанская складчатая область — сформировалась в позднем палеозое; в структурном отношении она представляет собой сложную систему смешенных, наклоненных и надвинутых друг на друга тектонических блоков, пластин и пакетов пластин, в строении которой участвуют очень

различные по типу строения участки коры — от линейных полос и поясов оphiолитов до изометрических обломков более древних складчатых сооружений, перекрытых чехлом кислых субсеквентных вулканитов и карбонатно-терригенными толщами почти платформенного типа. В строении оphiолитовых полос (поясов) Урала и Тянь-Шаня участвуют гипербазиты, габброиды, габбро-мигматиты, габбро-амфиболиты, амфиболиты, чешуй зеленокаменных полосчатых кристаллических сланцев, оphiолитовые тектониты (меланж) и спилито-диабазовые формации, включающие линзы и прослои известняков (мраморов) и кварцитов. По составу и химизму пород, их структурным и текстурным особенностям и последовательности в разрезе формации оphiолитовых поясов очень близки формациям срединно-океанических хребтов современных океанов, что дает основание рассматривать оphiолитовые ассоциации как блоки и аллохтонные покровы океанической коры геологического прошлого. Океаническое происхождение, по-видимому, имеют и многие другие разрезы Урало-Тяньшаньской складчатой области, в частности, мощные толщи зеленокаменных кристаллических и метаморфических сланцев, амфиболитов и кварцитов, яшм и кремней, многие немые терригенные и терригенно-вулканогенные толщи Урала и Тянь-Шаня. Внимательное изучение рядов осадочных, вулканогенных, метаморфических и плутонических формаций, слагающих тектонические блоки, вероятно, позволит в ближайшем будущем дать генетическую классификацию отдельных тектонических элементов Урало-Тяньшаньской складчатой области и поможет реконструировать их первоначальное положение в эпоху осадконакопления.

Такими тектоническими элементами являются хорошо прослеживающиеся по простирации линейные тектонические зоны, которые часто тянутся на многие сотни и даже тысячи километров, характеризуясь на всем протяжении удивительно выдержаными типами разрезов палеозойских отложений. В большинстве случаев мы имеем дело с тектоническими пластинами или пакетами пластин, внутренние структуры и соотношения которых друг с другом могут быть детально изучены. Последовательность расположения таких пластин в разрезе складчатой области достаточно закономерна, что позволяет проводить районирование складчатых областей, составлять карты тектонической зональности, выделять металлогенические провинции и пояса. В тех местах, где палеозойские отложения варисийских складчатых областей скрываются под отложениями мезозойско-кайнозойского платформенного чехла молодых платформ, по геофизическим данным и данным бурения можно прослеживать продолжения изученных на поверхности тектонических зон; но при таких интерпретациях возможны ошибки. Особенно трудно интерпретировать геофизические материалы в местах резких поворотов складчатых структур, которые, как правило, характеризуются большой сложностью тектонического строения. В настоящей работе было показано, как сложно построен обнаженный участок зоны непосредственного сочленения уральских и тяньшаньских структур — хр. Султан-Увайс. Тектонические блоки и пластины, четко выделяющиеся и картируемые на обнаженной территории, невозможно проследить по геофизическим материалам более, чем на несколько десятков километров; только поля развития ашенынтауской (валерьяновской?) свиты относительно четко прослеживаются на картах магнитных аномалий. Поэтому геолого-геофизические схемы сопоставлений различных зон Урала и Тянь-Шаня, опубликованные в последние годы (Гарецкий и Шрайбман, 1960; Бухарин и др., 1964; Гарьковец, 1964; Хамрабаев и др., 1964; Шульц мл., 1966; Абдулин, 1969) могут рассматриваться лишь как предварительные попытки решения вопроса. При проведении подобных сопоставлений целесообразнее исходить из сравнения конкретных геологических формаций и формационных рядов, чем из

простираций линейных полос геофизических аномалий (хотя и последнее, конечно, следует учитывать).

Попробуем кратко рассмотреть строение непосредственно смыкающихся друг с другом участков Урала и Тянь-Шаня — западной части варисцийского Тянь-Шаня и южной части Уральской складчатой системы. При этом следует отметить, что если в Южном и Юго-Западном Тянь-Шане автор проработал 15 лет и хорошо знаком со строением большей части описываемой им территории по полевым наблюдениям, то на Урале он участвовал лишь в кратковременных маршрутных поездках и представляет себе большинство геологических объектов только по литературным данным.

2. ВАРИСЦИЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (КЫЗЫЛКУМО-АЛАЙСКАЯ СИСТЕМА ВАРИСЦИД)

Западная часть варисцийских структур Южного Тянь-Шаня, включающая палеозойские горные возвышенности Кызылкумов, Нуратинские и Зирабулак-Зиатдинские горы, Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский и Алайский хребты, Баубашатинский горный узел Северо-Восточной Ферганы и Восточный Алай, может рассматриваться как особая Кызылкумо-Алайская система варисцийских складчатых сооружений, достаточно четко выделяющаяся в пределах Урало-Тяньшаньской складчатой области. Ее восточным продолжением (восточнее Таласо-Ферганского разлома) является Кокшаал-Халыктауская система варисцид; в пределы СССР попадает лишь северо-западная часть последней.

На юге Кызылкумо-Алайская система ограничена Байсунским массивом, кристаллическое основание которого перекрыто плащом полого залегающих каменноугольно-пермских моласс и кислых субсеквентных вулканитов, а также более молодых мезозой-кайнозойских отложений Таджикской депрессии. Восточнее на варисциды Алая с юга надвинуты складчатые сооружения Северного Памира с разрезами палеозоя, родственными байсунским (Власов и Тарабенко, 1970); возможно, они представляют собой сорванный чехол и чешуи кристаллического основания восточного продолжения Байсунского массива. На севере Кызылкумо-Алайскую систему ограничивают Бельтауский и Чаткало-Кураминский срединные массивы, где на байкальском (?) складчатом основании залегают миогеосинклинальные отложения раннепалеозойского и девон-каменноугольного возраста; в карбоне и перми южные части этих массивов подверглись вулкано-плутонической активизации и (так же как и северная часть Байсунского массива) были перекрыты мощными толщами кислых субсеквентных вулканитов.

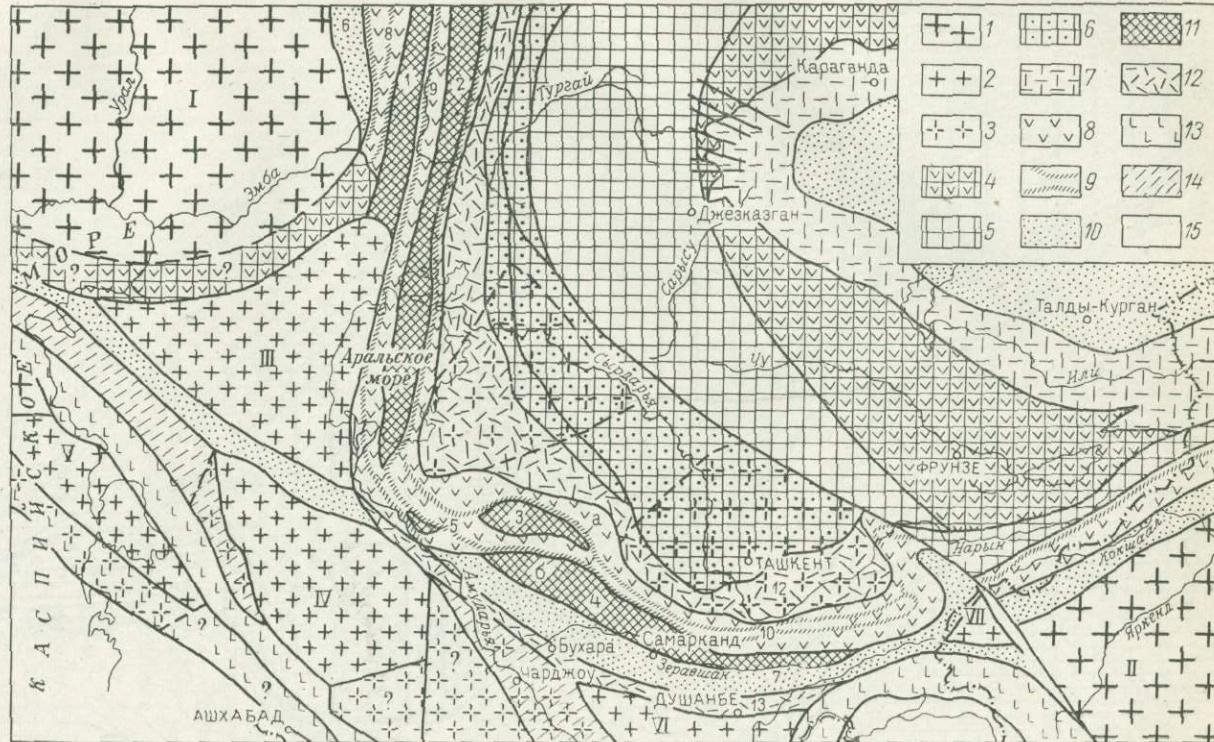
При пересечении Кызылкумо-Алайской системы варисцид с юга на север могут быть выделены следующие тектонические зоны (рис. 63, 64) *:

* При подготовке монографии к изданию мной внесены некоторые изменения в текст книги. Схема тектонического районирования, составленная и опубликованная в 1966 г., получает иную трактовку. Изображенные на схеме тектонические зоны приблизительно соответствуют тектоническим пластинам и пакетам пластин, слагающим складчатые пояса, структура которых может быть изучена на открытых территориях. Под «эвгесинклинальными зонами» следует понимать тектонические пластины или пакеты пластин, в строении которых участвуют преимущественно формации океанического происхождения и офиолитовая ассоциация формаций океанической коры. Под «антеклиниориями» понимаются выходы на поверхность нижних частей разреза мощных пластин, сложенных досилурийскими формациями океанического происхождения; как правило, в основании разрезов пластин залегают гранитные батолиты. Под «миогеосинклинальными зонами» понимаются пластины или пакеты пластин, в строении которых участвуют преимущественно относительно мелководные шельфовые карбонатные формации и флишевая формация.

Рис. 63. Схема тектонического строения палеозойского фундамента Туранской плиты и прилегающих регионов. По С. С. Шульцу м.л. (1966) с некоторыми исправлениями

Области каледонской складчатости показаны по А. А. Богданову
 1 — докембрийские платформы; 2 — обломки докембрийских платформ, частично переработанные палеозойской складчатостью и магматизмом; 3 — обломки докембрийских платформ, ассимилированные палеозойскими складчатыми сооружениями и вулкано-плутоническими поясами. Области каледонской складчатости: 4 — эвгесинклинальные зоны каледонид, 5 — миогеосинклинальные зоны каледонид, 6 — области каледонской складчатости, перекрытые наложенным варисийским прогибами миогеосинклинального типа; 7 — краевые вулканические пояса девон-каменноугольного возраста. Области варисийской складчатости: 8 — эвгесинклинальные зоны варисид, 9 — офиолитовые пояса эвгесинклинальных зонах варисид, 10 — миогеосинклинальные зоны варисид, 11 — антиклиниории в пределах варисийских складчатых областей; 12 — краевые каменноугольно-пермские вулкано-плутонические пояса. Области тибетской (раннемезозойской) складчатости: 13 — эвгесинклинальные зоны тибетид, 14 — миогеосинклинальные зоны тибетид; 15 — области альпийской складчатости.

I — Восточно-Европейская платформа; II — Таримская плита; III — Северо-Устюртский массив; IV — Каракумский массив; V — Карабогазский массив; VI — Байсунский массив; VII — Судурекский массив. Антиклинации: 1 — Урало-Тобольский, 2 — Зауральский, 3 — Южно-Букантауский, 4 — Ауминза-Туркестанский, 5 — Султануайский. Синклинации: 6 — Зилаирский, 7 — Кульджуктау-Зеравшанский, 8 — Тагило-Магнитогорский (Зеленокаменный), 9 — Иргизский, 10 — Тамдынско-Алайский. Краевые вулкано-плутонические пояса: 11 — Валерьяновский, 12 — Бельтау-Кураминский, 13 — Байсую-Гиссарский. Ветви Южно-Тяньшаньского офиолитового пояса: а — Тубабергенская, б — Тамдынская.



Ветви Южно-Тяньшаньского офиолитового пояса: а — Тубабергенская, б — Тамдынская.

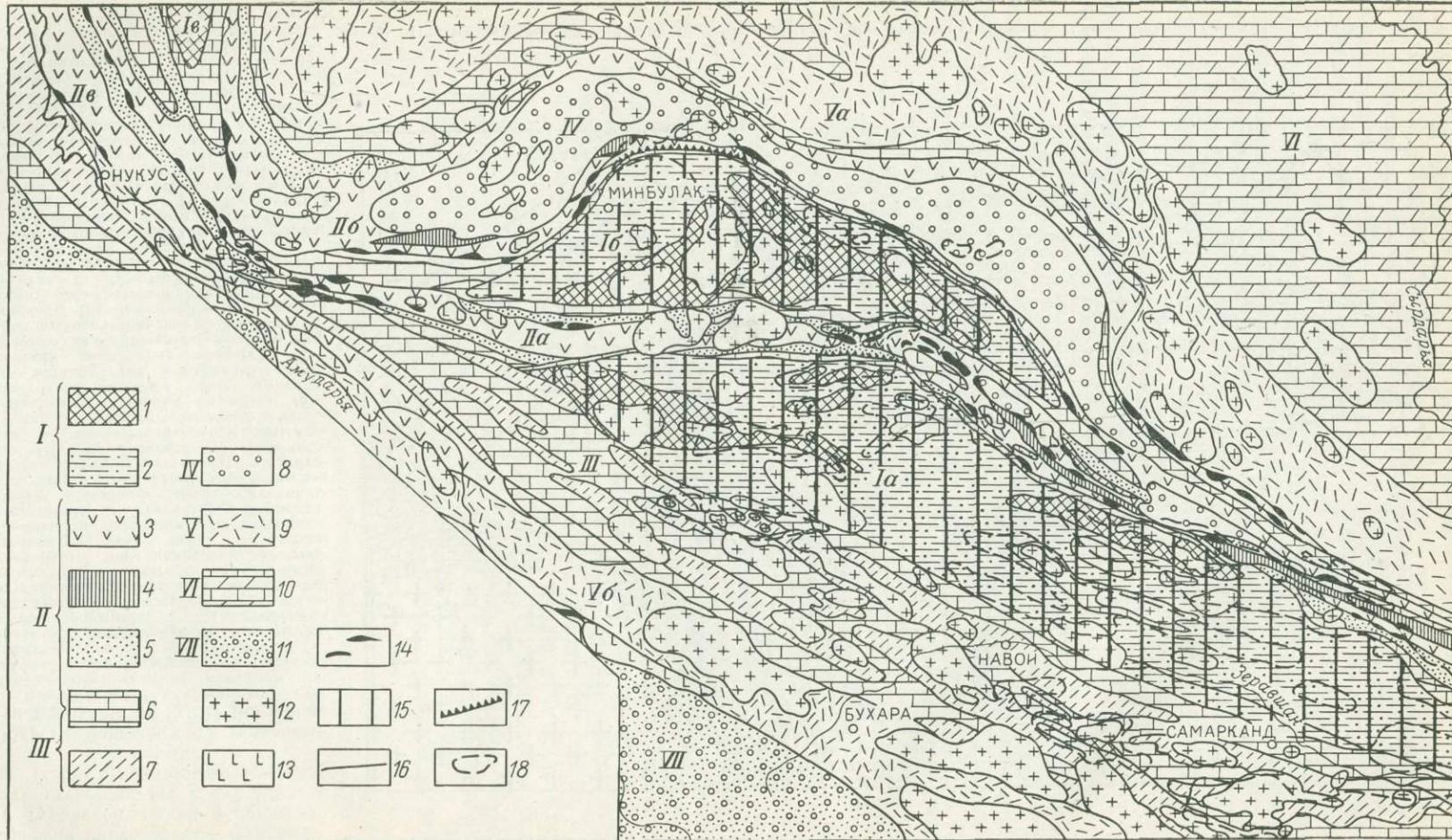


Рис. 64. Схема распространения главнейших осадочных, вулканогенных и магматических формаций на поверхности палеозойского фундамента Кызылкумов. Составлен С. С. Шульц мл. с использованием материалов А. К. Бухарина, Д. П. Голуб, В. С. Князева, З. А. Макаровой, Ю. И. Никольского, К. К. Пяткова и др.

- а) Байсун-Гиссарский краевой вулкано-плутонический пояс;
б) Кульджуктау-Зеравшанский синклиниорий (сложен преимущественно шельфовыми миогеосинклинальными формациями);
в) Ауминза-Туркестанский и Южно-Букантауский антиклиниории (сложены формациями додевонских океанических осадков большой мощности);
г) Тамдынско-Алайский синклиниорий (пакет аллохтонных пластин, залегающих на карбонатном миогеосинклинальном параавтохтонном разрезе; верхние аллохтоны сложены формациями океанической коры — офнолитовыми ассоциациями пород и спилит-диабазовыми сериями);
д) Бельтау-Кураминский краевой вулкано-плутонический пояс.

В пределах синклиниориев можно выделить также наложенные позднепалеозойские постинверсионные прогибы, заполненные орогеническим комплексом отложений; наиболее крупные прогибы такого типа — Архарский, Карагачырский, Даудинский и Сурметашский.

Рассмотрим строение этих зон, начиная с антиклиниориев.

Ауминза-Туркестанский антиклиниорий включает южную часть Тамдынского горного массива, горы Ауминзатау, Бельтау, Аристантау, большую часть Северо-Нуратинского хребта, Южно-Нуратинский хребет, осевую часть и южные склоны Туркестанского хребта.

Наиболее древние толщи обнажаются в западной, кызылкумской, части антиклиниория и на западе Северо-Нуратинского хребта; они представлены комплексом формаций, по-видимому, океанического происхождения. Эти формации описаны под названием ауминзинской, тасказганской и бесапанской свит (Лихачев и др., 1963). Нижняя, ауминзинская, свита сложена чередующимися пачками, слюдисто-кварцевых кристаллических сланцев, кварцитов, филлитов, мраморов и амфиболитов; вышележащая, тасказганская представлена линзовидно переслаивающимися кремнистыми породами, кварцитами, доломитами и известняками; верхняя, бесапанская, — филлитами и ритмично чередующимися песчано-сланцевыми отложениями. Суммарная видимая мощность трех свит достигает 3—4 км. Две нижние свиты имеют, вероятно, поздне-

леозойские постинверсионные прогибы, заполненные орогеническим комплексом отложений; наиболее крупные прогибы такого типа — Архарский, Каракатырский, Даудинский и Сурметашкий.

Рассмотрим строение этих зон, начиная с антиклиниориев.

Ауминза-Туркестанский антиклинальный включает южную часть Тамдынско-го горного массива, горы Ауминзатау, Бельтау, Аристантау, большую часть Северо-Нуратинского хребта, Нуратинский хребет, осевую южные склоны Туркестанского

Наиболее древние толщи обнажаются в западной, кызылкумской, части антиклиниория и на западе Северо-Нуратинского хребта; они представлены комплексом формаций, по-видимому, океанического происхождения. Эти формации описаны под названием ауминзинской, тасказганской и бесапанской свит (Лихачев и др., 1963). Нижняя, ауминзинская, свита сложена чередующимися пачками, слюдисто-кварцевых кристаллических сланцев, кварцитов, филлитов, мраморов и амфиболитов; вышележащая, тасказганская представлена линзовидно переслаивающимися кремнистыми породами, кварцитами, доломитами и известняками; верхняя, бесапанская, — филлитами и ритмично чередующимися песчано-сланцевыми отложениями. Суммарная видимая мощность трех свит достигает 3—4 км. Две нижние свиты имеют, вероятно, поздне-

протерозойский возраст, а бесапанская, возможно, раннепалеозойский. Абсолютный возраст пород тасказганской свиты, определенный во ВСЕГЕИ А. Д. Искандеровым (по пробам О. И. Кима) свинцово-изохронным методом, равен 870 млн. лет; в горах Букантау в кварцитах, аналогичных тасказганским, М. А. Ахмеджановым были найдены позднерифейские онколиты и водоросли.

Восточную часть антиклиниория слагают кембро-ордовикские терригенно-карбонатные образования и главным образом нижнесилурийская грaptолитовая терригенная формация мощностью 1,5—2 км, залегающая в Туркестанском хребте, по данным М. П. Пулатова, с размывом, но без углового несогласия на известняково-сланцевых отложениях нижнего и среднего кембрия. Характерно, что внутри всего комплекса отложений от ауминзинской свиты до нижнего силура включительно нигде не отмечено четких угловых несогласий; не менее характерна пространственная выдержанность и постоянство состава формаций, слагающих описываемый разрез (рис. 67, III).

Ауминзинская и тасказганская свиты в Северо-Нуратинском хребте и Центральных Кызылкумах слагают ядра крупных, нередко очень пологих антиклинальных сводов, достигающих в поперечнике 20—30 км. В ядрах антиклинальных структур эрозией обнажены крупные гранитоидные батолиты веннопалеозойского возраста. На слабо дислоцированных толщах докембрия (?), нижнего палеозоя и нижнего силура с резким размывом, иногда с незначительным угловым несогласием залегает карбонатная формация среднего палеозоя — параавтохтонный карбонатный разрез алайского типа, начинающийся с девонских известняков и иногда венчающийся среднекаменноугольными терригенными отложениями. Среднепалеозойские карбонатные отложения заполняют серию брахисинклиналей — мульд с пологими, местами почти горизонтальными залеганиями на крыльях, но с довольно сложной складчато-разрывной тектоникой в центральных частях складок.

Мощности всего карбонатного разреза от нижнего девона до среднего карбона в Ауминза-Туркестанском антиклиниории сокращены до 300—400 м (Каттаич, Сопсай в Нуратинском хребте); характерно отсутствие в разрезе лудловских отложений; во многих синклиналях Нуратинского хребта из разреза выпадают девонские (Маджерум, Койташ) и среднекаменноугольные (Каратай, Меришкор, Койташ) отложения.

Вдоль северной границы Ауминза-Туркестанского антиклиниория проходит зона тектонических подвижек и надвигов, отчетливо выраженная на картах магнитных и гравиметрических аномалий (см. рис. 5, 6). В чешуях, расположенных по этой тектонической линии (долины рек Арглы и Алтыкол в Туркестанском хребте, Мальгузарские горы, верховья саев Фариш и Учма в Северо-Нуратинском хребте), зажаты фаунистически охарактеризованные толщи нижнепалеозойского возраста: нижний, средний и верхний кембрый и средний ордовик. Они представлены флишеподобными песчано-сланцево-известняковыми толщами, суммарная мощность которых в западной части Туркестанского хребта, по Ю. С. Биске (1966), достигает 700—900 м.

Таким образом, в Ауминза-Туркестанском антиклиниории на обширной площади обнажается сравнительно просто дислоцированный комплекс океанических осадков позднерифейского возраста, терригенный нижний палеозой и нижний силур и залегающий в пологих мульдах карбонатный разрез среднего палеозоя.

Южно-Букантауский антиклиниорий расположен на юге гор Букантау в Кызылкумах. Как по последовательности обнажающихся здесь формаций (внизу — кварциты, амфиболиты и кристаллические сланцы, выше — мощные флишоидные толщи), так и по их литологическим и петрографическим особенностям, химизму и металлогеническим, разрез на юге

Букантауских гор весьма сходен с разрезом докембрая, нижнего палеозоя и нижнего силура Ауминза-Туркестанского антиклиниория. Однако в Южно-Букантауском антиклиниории весь этот разрез находится в аллохтонном залегании: в районах колодцев Кокпатаас и Окжетпес кварциты и вулканогенные толщи нижней части разреза (в которых найдены рифейские окнолиты и водоросли) согласно надвинуты на известняки и сланцы девонского, визейского и среднекаменноугольного возраста, обнаженные лишь в отдельных тектонических окнах в ядрах брахиантиклинальных складок. Современная структура Южно-Букантауского антиклиниория, так же как и Ауминза-Туркестанского антиклиниория, сформирована в позднепалеозойское время.

На картах магнитных аномалий (см. рис. 6) площадь Ауминза-Туркестанского и Южно-Букантауского антиклиниориев Южного Тянь-Шаня характеризуется положительным слабо варьирующим магнитным полем интенсивностью 0,5—2 мэ, которое, вероятно, создается магнитными разностями амфиболитов и кварцитов ауминзанской и тасказганской свит (Аргутина и др., 1970). Выделяя поле такого типа, можно проследить границы Ауминза-Туркестанского и Южно-Букантауского антиклиниориев в фундаменте Туранской плиты (см. рис. 63, 64). Западное замыкание антиклиниориев фиксируется по геофизическим данным вблизи 62° восточной долготы восточнее Акчадарынского сухого русла. На глубине оба антиклиниория, по-видимому, соединяются; на поверхности в северной части Тамдынского горного массива они разделены полосой выходов аллохтонно залегающих терригенных и вулканогенных шарьяжей (см. рис. 43).

Наиболее существенными чертами металлогении Ауминза-Туркестанского и Южно-Букантауского антиклиниориев является богатое золото-кварцевое и редкometальное оруденение, ванадиеносность и молибденоносность.

Структуру **Тамдынского-Алайского синклиниория** мы рассмотрим более подробно, поскольку она достаточно хорошо изучена. В пределах синклиниория повсеместно развиты шарьяжные перекрытия больших амплитуд. При этом друг друга перекрывают совершенно несходные между собой типы разрезов среднепалеозойских отложений, сформировавшиеся в различных фациальных обстановках. В основании пакета пластин залегает известняково-доломитовый алайский девон-каменноугольный разрез миогеосинклинального типа (параавтохтон); на него надвинуты терригенные разрезы среднего палеозоя и покровы рифогенных известняков лудлова, девона и нижнего карбона (нижние аллохтонные пластины); еще выше залегает комплекс основных эфузивов ранне-среднепалеозойского возраста, зеленокаменные полосчатые кристаллические сланцы и офиолитовая ассоциация пород (верхние аллохтонные пластины). Характер структурных соотношений между аллохтонными покровами и параавтохтонным комплексом основания можно видеть на рисунках 43 и 65.

Впервые многопокровное строение варисийских складчатых сооружений высоких предгорий Алая и Южной Ферганы было установлено Г. С. Поршняковым (1961) в процессе поисково-разведочных работ на месторождениях ртути и сурьмы, приуроченных в Южной Фергане к тектоническим брекчиям на границе кровли алайских разрезов с перекрывающими их аллохтонными образованиями (месторождения и рудные поля Хайдаркац, Ишме, Чавай, Тегермач, Охна, Мурдаши, Араван и др.). Повсеместная распространенность доскладчатых надвигов и шарьяжных перекрытий в Южной Фергане и Алее была доказана в конце 1950 г. и в 1960 г. детальной геологической съемкой (А. А. Амарян, С. Н. Баногин, А. И. Гончаров, В. Б. Горянов, Т. С. Замалетдинов, В. Л. Клишевич, В. И. Котельников, Л. Н. Кугураков, Л. С. Кушнарь, Г. С. Поршняков, В. С. Сафин, Ю. П. Суэтин, А. В. Яговкин и др.) и детальными

геологоразведочными и геофизическими работами, картировочным и разведочным бурением, изучением складчатой структуры покровов и автохтона (Ярушевский и др., 1961; Горянов и др., 1961; Замалетдинов и др., 1968; Буртман, 1968).

В 1960 г. существование таких же шарьяжных перекрытий было установлено и на территории Узбекской ССР. Выяснилось широкое развитие палеозойских шарьяжей в Тамдынском горном массиве, горах Букатау, Нуратинском хребте, в Мальгузарских горах и в Туркестанском хребте (Биске, 1966; Шульц мл., 1966; Буртман, 1970), а также в Восточном Алае (Буртман, 1968). В последние годы А. В. Яговкиным, В. Л. Клишевичем, Г. С. Поршняковым (1968) и другими геологами установлено, что Баубаштинский горный узел Северо-Восточной Ферганы имеет сходное с Южной Ферганой тектоническое строение. Таким образом, в настоящее время можно уверенно говорить о том, что шарьяжные перекрытия характерны не для отдельных изолированных участков Тамдынско-Алайской зоны варисцид Южного Тянь-Шаня, а для всей зоны.

Рассмотрим строение разреза основания Тамдынско-Алайского синклиниория и надвинутых на него аллохтонов.

Основание синклиниория слагает, по-видимому, тот же комплекс до-кембрийских и раннепалеозойских пород, который выходит на поверхность в Ауминза-Нуратинском антиклиниории (это хорошо видно на разрезе Тамдынских гор, при составлении которого использовались геофизические материалы; см. рис. 43). На рифейско-нижнепалеозойском (а восточнее — на нижнесилурийском) основании повсеместно залегает характерный известняково-доломитовый разрез девонских и каменноугольных отложений, известный в Южной Фергане под названием *алайского разреза* (рис. 68, VI). Он обнажается на обширных площадях в водораздельной части Алайского хребта и на его северных склонах в ядрах Каузанской и Андыген-Кичикалайской антиклинальных структур (см. рис. 65); западнее, в ядрах брахиантиклинальных складок в горах Мальгузар; однотипный разрез обнажается в горных грядах Мурунтау и Актау в Тамдынском горном массиве (см. рис. 43). Для алайского разреза характерны большие мощности средне-верхнедевонских и раннекаменноугольных известняков и доломитов (часто образующих «слоеный пирог» — чередование доломитовых и известняковых пластов), почти повсеместное присутствие в кровле разреза среднекаменноугольных известняков и согласно перекрывающих их терригенных отложений московского яруса среднего карбона — толубайской свиты. Мощность алайского карбонатного разреза непостоянна, но обычно достигает 1,5—2, а иногда 3—3,5 км.

На среднекаменноугольных терригенных отложениях кровли алайского разреза (толубайская свита) залегают *нижние аллохтонные покровы* — терригенные и карбонатные. Терригенные нередко представляют собой узкие тектонические чешуи, зажатые между карбонатными разрезами, но иногда их мощность резко увеличивается (до 1,5—2 км). В их строении (см. рис. 68, V) участвуют терригенные толщи силура, неповсеместно развитые граувакковые грубообломочные отложения девона (джидалинская свита), маломощные кремнисто-карбонатные отложения намюра (шаланская свита), трансгрессивно залегающие на силуре, реже — на джидалинской свите, а также пачки полосчатых пестроцветных кремней неясного возраста.

Карбонатные покровы развиты наиболее широко на северных склонах Туркестанского и Алайского хребтов и в Южной Фергане. Здесь почти повсеместно наблюдается два карбонатных аллохтона с разными типами разрезов — нижний (Актурский) и верхний (Катранбашинский), залегающий на Актурском (рис. 65). Для Актурского известнякового аллохтона (см. рис. 68, IV) характерны большие мощности рифогенных

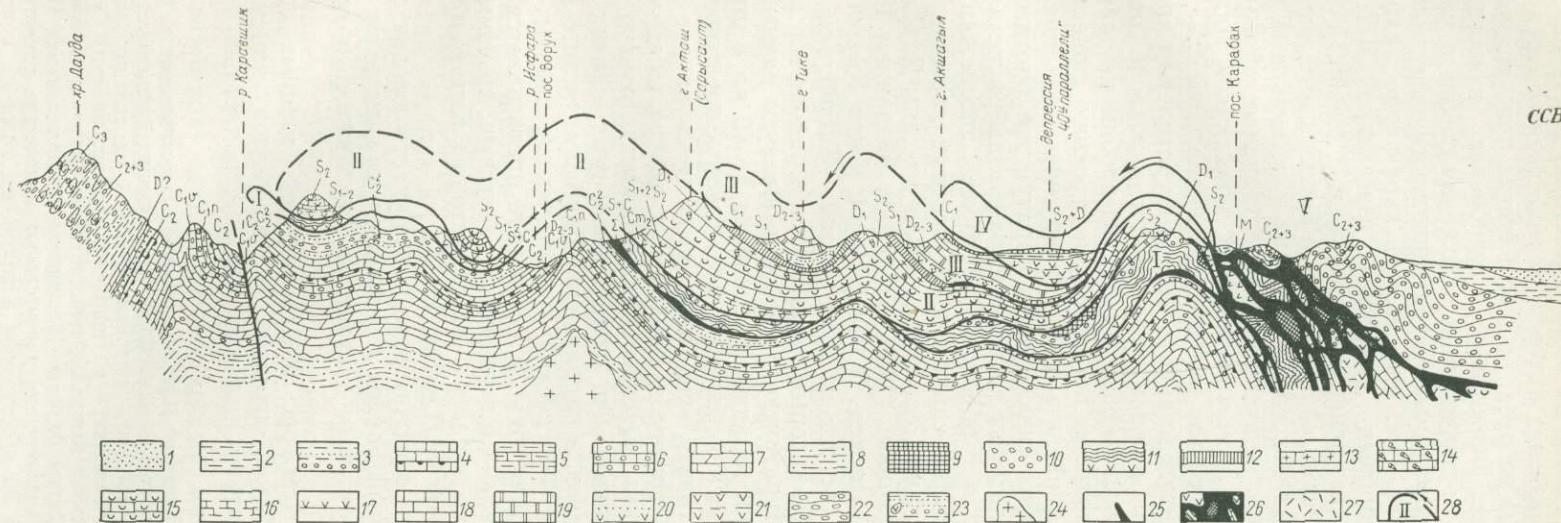


Рис. 65. Геологический разрез северного склона и высоких предгорий Туркестанского хребта в районе долины р. Исфара. Составил С. С. Шульц мл. с использованием данных В. Б. Аверьянова, С. Н. Баногина, Ю. С. Биске, Л. Н. Кугуракова, А. М. Ляшенко, Э. В. Маловой, Г. С. Поршнякова, Н. С. Торшина и материалов собственных исследований.

Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы. На паравоотхонном альдайском карбонатном разрезе залегает несколько лежащих один на другом аллюхтонных покрова: терригенный (I—I), нижний известняковый (Актурский) (II—II), верхний известняковый (Катранбашинский) (III—III) и эфузивный (IV—IV). I — N+Q; 2 — J+Cr+Pg. Автохтон; 3 — песчаники, сланцы и гравелиты толбайской свиты (C_{2m}) 1—2, 4 — карбонаты с карстом, заполненными бокситами пыркафской (G_{2m}) и туокдангинской (C_{2b}) свиты, 5 — известняки с прослойками и линзами черных кремней газской свиты (C_{1n}), 6 — известняки с прослойками и банками ракушняков пешкаутской свиты (C_{1v}), 7 — алайская серия (D_2 — C_1), ритмично чередующиеся известняки идоломиты, 8 — песчаники и сланцы (S_1). Нижний (терригенный) аллюхтон: 9 — известняки и кремни шаланской свиты (C_{1n}), 10 — песчаники, сланцы и конгломераты джидалинской свиты (D), 11 — песчаники и сланцы (S) с редкими прослойками основных эфузивов. Актурский (нижний известняковый) аллюхтон: 12 — известняки (C_1), рифогенные известняки; 13 — D₁, 14, 15 — S_{2ld}; 16 — пульгонская свита (S_{1w}); 17 — эфузивы с линзами известняков (C_{1w}). Катранбашинский (верхний известняковый) аллюхтон: 18 — известняки и доломиты (C_1), 19 — известняки и мраморы охненской свиты (D_2 — D_3), 20 — сланцы, песчаники и туфиты (S_1). Эфузивный аллюхтон: 21 — спилиты, диабазы и их туфы с прослойками терригенных пород (S_{2d} —D). Позднепалеозойские молассы: 22 — низовые р. Исфара, 23 — хр. Дауда; 24 — позднепалеозойские граниты; 25 — пластовые тела серпентинитов с обломками дунитов, гарцибургитов и габбро; 26 — олифитовые текстониты (меланж); 27 — обломки и глыбы кислых эфузивов и порфиритов в меланже; 28 — реконструкция размытых участков аллюхтонных покровов и их порядковые номера. Протяженность разреза 45 км.

известняков лудлова и нижнего девона; стратотипический разрез лудлова по р. Исфаре описан именно из этого аллохтона. Верхнедевонские и турнейские отложения в разрезах актурского типа резко сокращены и местами совсем выпадают из разреза, но почти всегда присутствуют довольно мощные визейские известняки, намюрские известняки с кремнями (шютская свита) и терригенные отложения среднего карбона (маляранская свита), перекрываемые Катранбашинским известняковым аллохтоном. Для последнего (см. рис. 65, III) характерно наличие в разрезе рифогенных амфиборовых живетских известняков, массивно-слоистых известняков с фораминиферами верхнего девона, турне и виже и кремнисто-известковистых сланцев намюр-башкирского возраста.

На западе Тамдынско-Алайского синклиниория известняковые аллохтоны имеют гораздо более ограниченное распространение, образуя небольшие массивы лудловских и нижнедевонских известняков, надвинутых на сокращенные терригенные разрезы (в районах пос. Устыхан, Нурак и на севере Даристанской мульды в Северо-Нуратинском хребте). Нередко непосредственно на нижнем терригенном аллохтоне залегает эффузивный аллохтон, а известняковые аллохтоны вообще не развиты*.

Верхние аллохтонные покровы по составу и строению существенно отличаются от нижних. Они развиты в ядрах крупных синклинальных структур Тамдынско-Алайского синклиниория, образуя две протяженные полосы выходов диабаз-спилитовых толщ, зеленокаменных кристаллических сланцев, гипербазитов и габброидов, которые прослеживаются через весь Тамдынско-Алайский синклиниорий, местами скрываясь под верхнепалеозойскими молассами. Эти полосы были описаны Я. С. Висневским (1953), а позже автором (1966, 1968) под названием Южно-Тяньшаньского оphiолитового пояса. В центральной части Кызылкумов Южно-Тяньшаньский пояс состоит из двух ветвей — Тобабергенской и Тамдынской (см. рис. 63, 64), которые соединяются в районе гор Писталитау и северных склонов Нуратинского хребта и образуют единый пояс сложного строения, имеющий западнее г. Джизака до 40 км в ширину. Отсюда в восточном направлении через низкие северные предгорья Туркестанского хребта оphiолитовый пояс, вновь разделяясь на две ветви, протягивается в Южную Фергану и проходит в центральных частях Карабачырской и Охненско-Талдыкской синклинальных структур (Поршняков, 1961, 1968). В районе г. Ош оphiолитовый пояс, сложно изгибаясь, поворачивается на север, в направлении Баубашатинского горного узла и через Баубашату, Ферганский хребет, южные склоны Атбашинского хребта, хребты Джангджир и Борколдой протягивается в водораздельную часть Кокшаала — в верховья р. Узенгегуш, хр. Иныльчек и в район перевала Майбаш, а далее — на территорию Китая, продолжаясь в эффузивах хр. Халыктау (Leuchs, 1912).

В строении обеих ветвей оphiолитового пояса участвуют два аллохтонных покрова — эффузивный покров и покров кристаллических сланцев и амфиболитов с оphiолитовым тектонитом (меланжем) и габбро-амфиболитами в основании.

Эффузивный аллохтон (см. рис. 68, II) слагают мощные толщи основных эффузивов — диабазов, спилитов, базальтоидов изменчивой мощности с широким развитием шаровых лав, пестроцветных яшм и

* В. С. Буртман и В. Л. Клишевич (1971) оспаривают существование в Южной Фергане самостоятельных известняковых аллохтонов, отделяющих нижний терригенный аллохтон (по терминологии авторов — «шарьяж Абшир») от верхних аллохтонов — эффузивного («шарьяжа Талдык») и шарьяжа кристаллических сланцев («шарьяжа Шанкол»). Известняковые шарьяжи, действительно, развиты неповсеместно; однако в Юго-Западной и Южной Фергане (в разрезах по долинам рек Исфана, Исфара, Сох, Шахимардан) они, несомненно, присутствуют в качестве самостоятельных крупных, но невыдержаных по простиранию аллохтонных покровов с изменчивой мощностью (см. рис. 66).

кремней, глыбами рифовых известняков, прослойми и линзами кремнисто-карbonатных пород, хлоритизированных граувакковых песчаников и хлоритовых сланцев. Нередко наблюдаются зоны интенсивного тектонического дробления и милонитизации эффузивов; во многих местах они образуют не единый тектонический покров, а массу раздробленных и надвинутых друг на друга чешуй и блоков (например, в северных предгорьях Северо-Нуратинского хребта).

В Южной Фергане и Алае в яшской и араванской диабаз-спилитовых туфоловавовых свитах эффузивного аллохтона собраны многочисленные органические остатки ранне- и среднедевонского возраста; в Северо-Нуратинском хребте в линзах рифовых известняков среди эффузивов найдены среднедевонские кораллы и брахиоподы; в других карбонатных прослоях и линзах в эффузивных толщах восточнее Янги-Кишлака собраны разнообразные остатки ордовикских и силурийских организмов и намюрские гониатиты; в горах Тобаберген в Букантау в глыбах известняков в эффузивном аллохтоне обнаружены трилобиты ордовика и намюрские гониатиты; наконец, в Тамдынском горном массиве в глыбах и линзах известняков и кремнистых пород в эффузивном аллохтоне обнаружены позднерифейские водоросли и строматолиты и многочисленные органические остатки (археоциаты, трилобиты, водоросли и пелециподы) нижнего и среднего кембрия (Сабдюшев и др., 1969).

В некоторых случаях на эффузивах согласно и с постепенным переходом залегают кремнисто-карбонатные и карбонатные формации, являющиеся составной частью эффузивного аллохтона. В разных местах они также разновозрастны: в горах Балпантай на северо-востоке Тамдынского массива — это рифовые известняки нижнего девона, в разрезе по р. Араван в Южной Фергане — визейские кремнистые и известковистые сланцы; на северных склонах Северо-Нуратинского хребта — кремнисто-карбонатные сланцы и граувакковые песчаники среднего карбона. Одним из возможных объяснений разнообразия фауны, содержащейся в различных частях эффузивного аллохтона и в кремнисто-карбонатных образованиях его кровли, может являться представление о действительной разновозрастности этих совершенно однотипных диабаз-спилитовых формаций, которые последовательно накапливались, формируя полосовые участки раздвигавшегося дна океанического бассейна. Другой возможный вариант объяснения — гипотеза о переотложении фауны в процессе вулканических извержений; при таком варианте некоторая часть диабазо-спилитовых толщ эффузивного аллохтона имеет посленамюрский, среднекаменоугольный возраст.

Самым верхним аллохтонным покровом, обычно залегающим в ядрах крупных синклинальных структур, является *офиолитовый покров* (аллохтон океанической коры). Снизу вверх его слагают: серпентиниты и меланж; габбро и габбро-амфиболиты и связанная с ними постепенным переходом формация зеленокаменных тонкополосчатых кварц-карбонат-эпидот-актинолитовых и хлорит-роговообманковых кристаллических сланцев (сокращенно можно назвать ее кварцит-амфиболитовой формацией). Мощные толщи, сложенные главным образом породами этой широко распространенной формации — учкудуктауская свита Тамдынского горного массива, кумбулакская свита гор Букантау, маджерумская (иттунысайская) свита Северо-Нуратинского хребта, канская (джульбарская) свита Южной Ферганы, майлисуйская свита Баубашатинского района, — слагают обширные тектонические блоки длиной до 30—40 и шириной до 8 км, приуроченные к ядрам синклиноирных структур и обрамленные диабаз-спилитовыми толщами и цепочками приразломных тел серпентинитов. В основании этих аллохтонных блоков и по их периферии почти всегда прослеживается полоса офиолитовых тектонитов (меланжа) — давленых глыб дунитов, гарцбургитов, габбро, диабазов, спилитов, туфов, черных кремней, доломитов, полосчатых кварци-

тов и кристаллических сланцев, плавающих в милонитизированном серпентинит-хлоритовом цементе. Выше нередко наблюдаются габбро-магматиты и габбро-амфиболиты, постепенно переходящие вверх по разрезу в формацию амфиболитов и кварцит-амфиболитовых сланцев. Для последних очень характерна гнейсовидная текстура, являющаяся результатом чередования в породе тонких полосок (шириной в 0,5—2 мм), сложенных попеременно кварц-карбонатным и эпидот-актинолитовым материалом.

Находки в верхних частях разрезов кварцит-амфиболитовых толщ девонской (Горянов и др., 1961) фауны и их тесная связь с девонской диабаз-спилитовой формацией, в которую они иногда переходят по простирианию, показывают, что образование этих океанических толщ (а, возможно, и всего комплекса пород океанической коры верхнего аллохтона) происходило в варисцийское время, синхронично с извержениями лав основного состава. Об этом же свидетельствует определение абсолютного возраста метаморфизма образцов кристаллических сланцев канской свиты, отобранных Г. С. Поршняковым и М. Г. Жариковым. Эти определения, выполненные калий-argonовым методом, дали возраст (для разных образцов): 270, 285, 310, 360, 365 и 388 млн. лет.

Формирование всей системы шарьяжных перекрытий Тамдынско-Алайского синклиниория произошло в течение очень краткого (в геологическом понимании) промежутка времени: в середине московского века среднекаменоугольной эпохи. В кровле автохтонного алайского разреза и большинства аллохтонов присутствуют отложения нижнемосковского подъяруса среднего карбона, а отложения верхнемосковского подъяруса залегают в основании разрезов орогенического комплекса трангрессивно и с четким угловым несогласием на уже сформировавшемся пакете аллохтонов. В позднем палеозое все многопокровное сооружение синклиниория было смято в крутые вертикальные складки широтного простириания.

Амплитуда шарьяжных перекрытий Тамдынско-Алайского синклиниория (с севера на юг, для одного аллохтона) обычно достигает 30—60 км, но почти никогда не превышает 80—100 км, т. е. ширины синклиниория (исключение составляют лишь более протяженные шарьяжи Центральных Кызылкумов и Тамдынских гор). Однако, если расправить и «снять» друг с друга все покровы, расположив их в первоначальной последовательности, окажется, что минимальная амплитуда перемещения верхних аллохтонных пластин составляет не менее 200—250 км. Учитывая же резкие формационные различия между аллохтонами, следует полагать, что истинная величина перемещений была гораздо большей.

Таким образом, Тамдынско-Алайский синклиниорий имеет сложную структуру: на карбонатный разрез миогеосинклинального типа, перекрывающий сложенное океаническими осадками основание синклиниория, выжата с севера система аллохтонных покровов, сложенных рифогенными известняками и формациями океанической коры. На картах магнитных аномалий синклиниорий характеризуется спокойным положительным магнитным полем интенсивностью 0,5—1 мэ, на фоне которого над офиолитовыми поясами четко прослеживаются линейно вытянутые положительные аномалии интенсивностью 1—3 мэ. Западное продолжение синклиниория прослеживается по магнитным данным в Южное Приаралье в район хр. Султан-Увайс, причем простириание ветвей Южно-Тяньшанского офиолитового пояса совпадает с простирианием молодых неоген-четвертичных поднятий северных ветвей Арабо-Кызылкумского вала — Кокчинской и Мамырдынкаракырской (см. рис. 72, I и II).

Специфическими чертами металлогении Тамдынско-Алайского синклиниория являются месторождения талька и асбеста, корунда и

бокситов, хромитовое оруденение, платиноносные коры выветривания на гипербазитах; менее специфично широкое распространение сурьмяно-рутного и флюоритового оруденения, которое в западных областях Южного Тянь-Шаня широко распространено (Тамдынско-Алайский и Зеравшанский синклиниории).

Кульджуктау-Зеравшанский синклиниорий включает территории хр. Кульджуктау в Кызылкумах, Зарабулак-Зиатдинских гор, большую часть Зеравшанского и северную часть Гиссарского хребтов, а также Восточный Алай. На этой территории широко распространен единый без перерывов и несогласий терригенно-карбонатный в нижней и карбонатный в верхней частях разрез среднего и верхнего ордовика, силура, нижнего, а иногда и среднего девона, имеющий суммарную мощность до 3500 м (рис. 66, II, III). Хочется особо подчеркнуть наблюдающийся

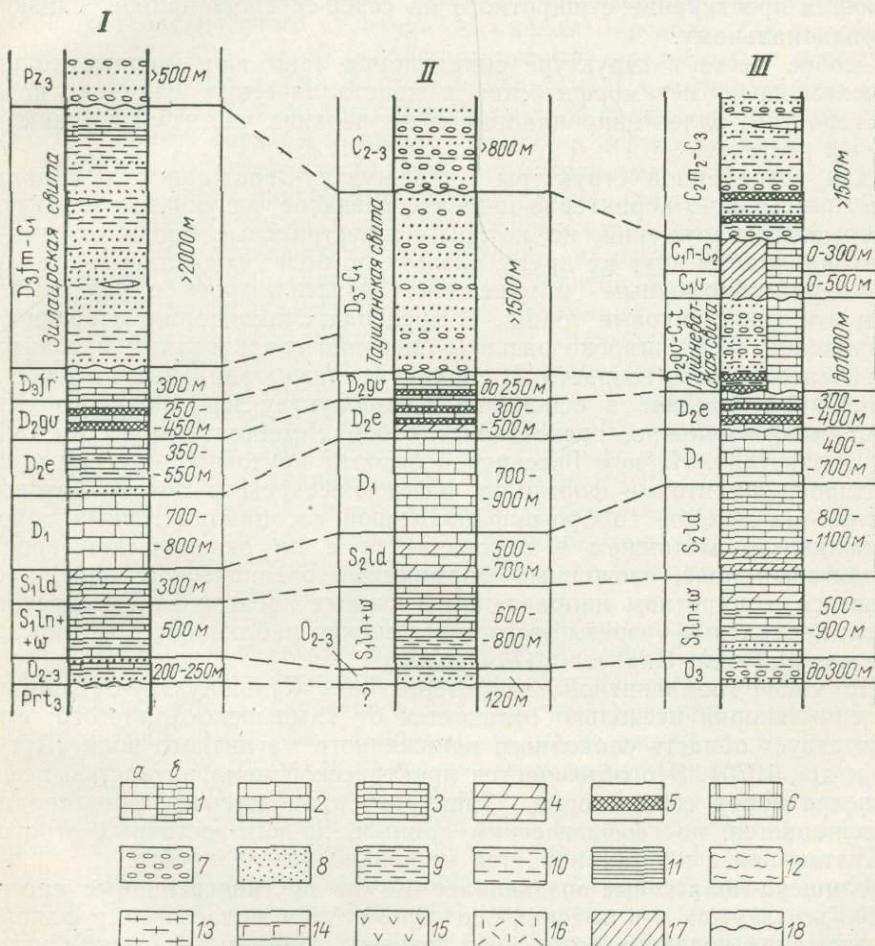


Рис. 66. Сопоставление разрезов многосекционных зон варисцид Урала и Тянь-Шаня

Разрезы: I — Бельско-Иксской подзоны Зилиарского синклиниория Урала (по А. А. Абдулину, М. А. Касымову, К. А. Льевому); Кульджуктау-Зеравшанского синклиниория Южного Тянь-Шаня; II — гор Кульджуктау (по Я. Б. Айсанову); III — Зеравшанского хребта и северных склонов Гиссарского хребта (по В. Р. Мартышеву, Н. С. Торшину, З. З. Муттиеву и А. С. Шадчикову).

1 — известняки толстоплитчатые; 2 — известняки тонкоплитчатые; 3 — известковистые сланцы; 4 — доломиты; 5 — кремнистые породы, яшмы, кварциты; 6 — мраморы; 7 — конгломераты; 8 — песчаники; 9 — аргиллиты и алевролиты; 10 — глинистые сланцы; 11 — филлиты; 12 — метаморфические сланцы; 13 — кристаллические сланцы; 14 — амфиболиты; 15 — эфузивы основного и среднего состава; 16 — эфузивы кислого состава; 17 — перерывы в осадконакоплении; 18 — несогласное залегание

только в этом синклиниории непрерывный разрез фаунистически охарактеризованных отложений ордовика, лландовери, венлока, лудлова и нижнего девона в центральной и восточной частях хр. Кульджуктау, в Зарабулакских горах (Алтыаул) и в Зеравшанском хребте (Ким, 1963). Этот разрез трансгрессивно перекрывается в одних случаях карбонатными толщами средне-верхнедевонского, визейского и среднекаменноугольного возраста, в других — флишоидной и молассовой формациями средне-позднедевонского и главным образом каменноугольного возраста. Весь разрез имеет типично миогеосинклинальный характер; встречающиеся в отдельных частях разреза вулканогенные прослои и пачки имеют кислый и средний состав (горы Кульджуктау, Зарабулак-Зиатдинские, Зеравшанский хребет). Более вулканогенным (в верхних частях) разрез становится только в Восточном Алае, где наблюдается резкий поворот структур Кульджуктау-Зеравшанского синклиниория, меняющих простирание с широтного на север-северо-западное, близкое к меридиональному.

Особое место в структуре синклиниория занимают мощные толщи зеленокаменных метаморфических и кристаллических сланцев, которые, вероятно, аллохтонно надвинуты на верхние части миогеосинклинальных разрезов.

Для современной структуры Кульджуктау-Зеравшанского синклиниория чрезвычайно характерно широкое развитие чешуйчатых структур и разрывных нарушений, по которым известняковые блоки силура — девона надвинуты друг на друга, скользя по более податливым сланцевым и грубообломочным отложениям, подстилающим и перекрывающим эти известняковые толщи. В пределах синклиниория, особенно в его западной части, широко развиты интрузии гранитоидных батолитов позднепалеозойского возраста. Наиболее крупный гранитный батолит — Гиссарский — залегает в основании Кульджуктау-Зеравшанского синклиниория и, возможно, представляет собой самостоятельную тектоническую пластину. На юге Гиссарский батолит круто надвинут на мощные диабаз-спилитовые формации Южно-Гиссарского пояса, которые залегают на мощной габбро-амфиболитовой ассоциации горных пород с офиолитовым меланжем в основании (т. е. на океанической коре). Офиолитовый пояс, сложенный формациями океанической коры, протягивается в широтном направлении в южных предгорьях Гиссарского хребта; прекрасные разрезы этого пояса можно наблюдать, в частности, по рекам Шеркент, Карагат и Обизаранг.

По своей геомагнитной характеристике Кульджуктау-Зеравшанский синклиниорий несколько отличается от Тамдынско-Алайского: ему соответствует область спокойного пониженного магнитного поля (Аргутина и др., 1970). Это объясняется практической немагнитностью всего комплекса пород синклиниория. Западное продолжение синклиниория прослеживается, по геофизическим данным, до юго-восточных отрогов хр. Султан-Увайс и выклинивается несколько южнее хребта.

Флишевые-молассовые позднепалеозойские постинверсионные прогибы. В Кызылкумах и в высоких предгорьях Алая молассовые и флишевые формации позднепалеозойского возраста залегают с резким угловым, а иногда и местным азимутальным несогласием на размытой поверхности среднепалеозойских толщ (в комплекс которых попадают обычно и карбонатные и вулканогенные отложения башкирского и нижнемосковского ярусов). Эти формации имеют постинверсионный характер, на что указывают их фациальные особенности (грубость и неотсортированность обломков, многочисленные остатки наземной флоры и фауны), структурное положение (несогласное налегание на сложно складчатые толщи среднего палеозоя) и присутствие варисцийских гранитоидов и метаморфических пород варисцийского возраста в гальках конгломератов.

Молассы заполняют иногда довольно обширные линейно вытянутые прогибы, имеют большую мощность (до 6—7 км) и различную степень дислоцированности — от слабо наклоненных моноклинально падающих на север толщ гор Тохтатай до изоклинальных запрокинутых на юг складок архарской свиты гор Букантау. Часто прогибы, заполненные верхнепалеозойскими молассами, приурочены к офиолитовым полосам Южно-Тяньшаньского пояса (молассы севера Букантауских гор, гор Тамдытау, северного склона Нуратинского хребта, Каракатырского и Охненско-Талдыкского позднепалеозойских прогибов Южной Ферганы).

Наложенные (субсеквентные) вулкано-плутонические пояса. Прилегающие с севера и юга к Южному Тянь-Шаню Бельтау-Кураминский и Байсуно-Гиссарский регионы представляют собой существенно переработанные поздневарисийским магматизмом обломки более древних докембрийских складчатых сооружений; особенности их современного геологического строения во многом определяются структурами древнего докембрийского основания, которое представляет собой жесткий цоколь, перекрытый чехлом вулканогенных, вулканогенно-осадочных, флишиодных и молассовых формаций средне- и позднепалеозойского, главным образом каменноугольного и пермского возраста.

Бельтау-Кураминская и Байсуно-Гиссарская области, в раннем палеозое и начале среднего палеозоя представлявшие собой устойчивые денудируемые поднятия, в карбоне и перми становятся ареной активной вулканической деятельности, с середины карбона сопровождающейся внедрением крупных гранитоидных батолитов. Большинство каменноугольных и пермских вулканогенных формаций Гиссарского хребта и Кураминской области имеют средний и кислый состав (андезит-дацитовый и липаритовый). Такой состав вулканогенных толщ свидетельствует о существенно ином их происхождении по сравнению с основными вулканитами эвгеосинклинальных прогибов. Эти толщи являются типичными представителями существенно сиалического синорогенного субсеквентного типа вулканизма, по Г. Штилле (Stille, 1950). Как отметил А. А. Богданов (1965), они образуют наложенные вулканические пояса, ограничившие с обеих сторон орогеническую область, сформировавшуюся в начале верхнего палеозоя на месте Кызылкумо-Алайской геосинклинальной системы.

Можно отметить закономерное повышение кислотности эфузивных формаций в пределах вулкано-плутонических поясов по мере удаления от границ геосинклинальной области Южного Тянь-Шаня. Такая зональность прослеживается как в Байсуно-Гиссарском, так и в Бельтау-Кураминском поясе. Например, если в южной части Гиссарского хребта к северу от Богаинского разлома намюр-башкирские эфузивы образуют мощную спилит-диабазовую формацию (заполняющую глубинный шов, отделяющий северный край Байсунского блока докембрийской платформы от варисийской геосинклинальной области Южного Тянь-Шаня), то южнее Богаинского разлома, в нижнем течении рек Шеркент, Карагат, Обизаранг эфузивы того же возраста представлены андезитовыми порфиритами и дацитами и имеют значительно меньшую мощность.

Еще южнее, в юго-западной части Гиссарского хребта (Яккобагских горах, хребтах Чакчар, Байсунтау и Сурхантау) визе-намюр-башкирские эфузивы слагают формацию кварцевых кератофиров и их туфов, залегающую в виде полого чехла на древнем докембрийском основании Байсунского массива*. С нижними горизонтами разреза кислых субсеквентных вулканитов и с подводящими каналами кислой магмы в юго-западной части Гиссарского хребта связано интенсивное

* Аналогичную зональность Бельтау-Кураминского пояса отмечает В. Г. Гарьковец.

полиметаллическое оруденение (месторождения Хандиза, Чакчар и др.). Эта связь, по-видимому, не случайна, так как почти все полиметаллические и многие медноколчеданные (с сопутствующим золотым орудением) месторождения Урало-Монгольского пояса связаны с формациями субсеквентных вулканитов средне-позднедевонского и раннекаменноугольного возраста, развитыми в пределах зон вулкано-плутонической активизации срединных массивов и рамы варисцской геосинклинали (примерами таких зон могут служить, наряду с юго-западной частью Гиссарского хребта, Срединный Тянь-Шань, хр. Карагату, Рудный Алтай).

Не следует путать зоны наложенной вулкано-плутонической активизации поздневарисцкого (D_2^2 — D_3 —С—Р) времени с областями варисцкой складчатости, как это часто делается в современной геологической литературе; это разные группы геологических объектов, которые имеют не только различное геологическое строение, но и совершенно различную металлогению.

По своей гравиметрической характеристике Бельтау-Кураминская и Байсун-Гиссарская зоны близки друг другу (это зоны развития мозаичных положительных полей), но характер их геомагнитных полей несколько различен. Для Бельтау-Кураминской зоны характерно очень интенсивное резко переменное положительное магнитное поле, позволяющее проследить западное продолжение зоны в Восточное Приаралье и определить ее границы в фундаменте Туранской плиты (см. рис. 63). Для Байсун-Гиссарской зоны, обрамляющей с севера Байсунский массив, характерны четкие положительные полосовые аномалии магнитного поля, позволяющие проследить западное продолжение тектонического шва, отделяющего область варисцкой складчатости от Байсунского массива; он прослеживается в запад-северо-западном направлении до долины Амударьи, проходит под ней в районе пос. Базар южнее хр. Султан-Увайс и расщепляется (?) на Центрально-Аральский разлом (уходящий через Аральское море на север в Мугоджары, на границу Урало-Тобольской и Прииргизской зон) и Центрально-Устюртский разлом (северное ограничение Манышлакского пермо-триасового авлакогена).

3. ВАРИСЦИЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ИХ СОЧЛЕНЕНИЕ С ВАРИСЦИДАМИ ТЯНЬ-ШАНЯ В ФУНДАМЕНТЕ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

В строении Уральской складчатой области участвуют следующие тектонические комплексы:

1) дорифейский (беломоро-карельский?) фундамент древней платформы — тараташский комплекс архейско-раннепротерозойского возраста;

2) комплекс доуралид (тиманский), который большинство исследователей рассматривает как геосинклинальные отложения рифейского, вендского и кембрийского возраста. Обнажен в ядрах крупных антиклинальных структур — Башкирского и Уралтауского антиклиниориев и, возможно, участвует в строении Урало-Тобольского антиклиниория;

3) варисцийские геосинклинальные комплексы:

А. Миогеосинклинальный комплекс западного склона Урала (на Южном Урале — Бельско-Иксской и отчасти Сакмарской подзон Зилаирского синклиниория).

Б. Эвгеосинклинальный комплекс восточного склона Урала — Тагило-Магнитогорского и Прииргизского синклиниориев, отчасти Зауральского антиклиниория и Кустанайской зоны;

4) варисцийский орогенический комплекс — флиш, морские и континентальные молассы позднепалеозойского (и триасового?) возраста

Предуральского краевого прогиба, Южно-Уральского периклинального прогиба и межгорных прогибов;

5) комплекс субсеквентных вулканитов, флиша и моласс Валерьевского краевого вулкано-плутонического пояса.

В пределах Южного Урала и Мугоджар обычно выделяют следующие главные тектонические зоны (с запада на восток):

- 1) Предуральский краевой прогиб;
- 2) Башкирский антиклинарий (выступ доордовикского основания);
- 3) Зилаирский синклинарий (миогеосинклинальная зона варисцид);
- 4) Уралтауский антиклинарий (выступ доордовикского основания);
- 5) Тагило-Магнитогорский синклинарий — Зеленокаменная зона Мугоджар (эвгеосинклинальная зона варисцид);
- 6) Урало-Тобольский антиклинарий — Мугоджарская геоантиклинальная зона;

7) Прииргизский (Брединско-Челябинский, Восточно-Уральский) синклинарий — эвгеосинклинальная зона варисцид;

- 8) Зауральский антиклинарий;
- 9) Кустанайский синклинарий (краевой вулкано-плутонический пояс?).

Предуральский краевой прогиб в западной части наложен на восточный край Европейской докембрийской платформы, а в восточной — на комплекс миогеосинклинальных отложений западного склона Урала. К югу прогиб расширяется, перекрывая южную оконечность Башкирского антиклинария, затем Зилаирский синклинарий и антиклинарий Уралтау и переходя в Южно-Уральский периклинальный прогиб, заполненный позднепалеозойским флишем, лагунно-морской и континентальной молассовыми формациями с редкими прослойями и линзами вулканогенных и туфогенных пород кварц-кератофирового, дацит-андезитового и базальтового ряда. Мощность верхнепалеозойских и триасовых толщ в Предуральском краевом и Южно-Уральском периклинальном прогибах достигает 2—6 км (местами 8 км); нередко они смыты в линейные складки с пологими восточными и крутыми западными крыльями, осложненными разломами.

Башкирский антиклинарий представляет собой крупный горст-антиклинарий, косо секущий миогеосинклинальную зону Урала на широте Уфы; его слагают верхнепротерозойские толщи бурзянской, юрматинской и каратауской серий, разделенных перерывами и угловыми несогласиями. Строение разрезов всех трех серий однотипно: в нижней части разреза каждой из них преобладают грубообломочные терригенные образования с подчиненными прослойками основных эфузивов (спилитов, диабазов); верхние части разрезов сложены известняково-доломитовой и сланцево-карбонатной формациями. Суммарная мощность бурзянской серии достигает 3,5—4,5 км, юрматинской — 2—3,5 км и каратауской — 1,5—2 км. В северо-восточной части антиклинария обнажается кристаллический фундамент архейско-раннепротерозойского возраста — тараташский комплекс гнейсов и мигматитов, который обычно сопоставляют с карельским комплексом фундамента Восточно-Европейской платформы. Гнейсы тараташского комплекса собраны в сложные складки северо-восточного простирания, а верхнепротерозойские толщи образуют простые пологие линейные складки; в них почти отсутствуют магматические образования и только нижняя, бурзянская, серия прорвана гранитами рапакиви, сиенитами и дайками габбро-диабазов.

Зилаирской синклинарий слагают отложения варисцийского миогеосинклинального комплекса, смятые в линейные асимметричные складки меридионального простирания с тенденцией к опрокидыванию на запад. О. А. Кондайн (1968) отмечает как характерную черту тектоники этой зоны наличие множества разрывных нарушений типа поло-

гих надвигов с различными амплитудами перемещений (всегда в направлении с востока на запад). В пределах синклиниория развиты два существенно различных типа разреза — западный, типично миогеосинклинальный бельско-икский карбонатно-терригенный разрез (см. рис. 66, I) и восточный сакмарский вулканогенно-терригенный разрез, местами надвинутый на бельско-икский*. Миогеосинклинальный бельско-икский разрез, как отмечали А. А. Абдулин, М. А. Касымов и К. А. Львов, сходен по составу, последовательности накопления и мощностям слагающих его формаций с разрезом Кульджуктау-Зеравшанской миогеосинклинальной зоны Южного Тянь-Шаня (см. рис. 66). Его слагают терригенно-карбонатная формация ордовика — нижнего силура, согласно перекрывающий ее непрерывный карбонатный разрез от венлоха до низов верхнего девона и залегающая трангрессивно на известняках девона зилаирская свита фаменско-раннекаменноугольного возраста, в составе которой преобладают сланцы и граувакковые песчаники с подчиненными прослоями конгломератов. Сакмарский тип разреза почти целиком сложен вулканогенными, кремнистыми и грубообломочными терригенными породами ордовикского, силурийского и девонского возраста; в верхней части разреза местами присутствуют известняки и кремни фамена и раннего карбона. В дофаменском разрезе преобладают спилиты, диабазы, андезитовые порфиры, их туфы и туфогенные породы. Мощность эфузивно-терригенного разреза ордовика — девона достигает 1,5—2,5 км, а карбонатно-кремнистой формации фамена — турне — 200—400 м.

Уралтауский антиклиниорий (Центрально-Уральское поднятие) слагают древние рифейско-вендско-кембрийские толщи доуралид (биотитовые гнейсы, амфиболиты, кварциты, кристаллические и метаморфические сланцы), испытавшие складчатость в кембрии. Они смяты в линейно вытянутые меридиональные изоклинальные складки, обычно опрокинутые на запад. Их трангрессивно перекрывают ордовикские туфогенно-терригенные и кремнистые толщи. Западная часть Уралтауского массива гнейсов и кристаллических сланцев полого надвинута на среднепалеозойский эфузивный разрез Зилаирского синклиниория. На востоке Уралтауский антиклиниорий ограничен цепью выходов габбро-перidotитовых массивов Кемпирсайского гипербазитового пояса, с которыми связано хромитовое и сульфидное медно-никель-cobальтовое оруденение. Южное продолжение полосы этих массивов, характеризующихся повышенной магнитностью, прослеживается по картам гравиметрических и магнитных аномалий в зону Южно-Эмбенского гравитационного максимума.

Тагило-Магнитогорский синклиниорий (Зеленокаменная зона Урала) заполнен мощными спилит-диабазовой и спилит-кератофировой формациями кембрийско-ордовикско-силурийско-ранне-средне(?) девонского возраста (местами мощность вулканогенных разрезов достигает 4—5 км). На юге Мугоджар в Берчогурской синклинали спилит-диабазовый разрез несогласно перекрыт кремнисто-терригенным разрезом среднего и верхнего девона и терригенно-карбонатным разрезом нижнего карбона с мощными прослоями углей в средней части разреза. Общая мощность отложений Берчогурской мульды достигает 1200—2000 м. Южное продолжение Тагило-Магнитогорского синклиниория в фундаменте Северо-Западного Приаралья, четко фиксирующееся линейными положительными аномалиями магнитного поля, юго-западнее

* Исследования последних лет (Камалетдинов, 1965; Казанцева и др., 1971) показывают, что вулканогенно-терригенный разрез, включающий массивы гипербазитов (в частности, гипербазитовые массивы Крака на Южном Урале), образует в Зилаирском синклиниории пологие аллохтонные перекрытия до 30 км и более в ширину, залегающие на автохтонном миогеосинклинальном бельско-икском разрезе.

Чушкакульских гор поворачивает на запад, обрамляет Прикаспийскую синеклизы и идет на соединение с северной частью Донецкого прогиба, не имея прямых связей со структурами Тянь-Шаня.

Урало-Тобольский антиклиниорий сложен доордовикскими образованиями и ордовикско-среднепалеозойскими толщами. Здесь между ними не фиксируется четкого углового несогласия; многие геологи вообще спорят о справедливости отнесения гнейсов и амфиболитов антиклиниория к доордовикским образованиям и считают их глубоко метаморфизованными породами среднепалеозойского возраста. В восточной части антиклиниория в Мугоджахах широко развиты выходы шебектинской свиты филлитов, серцит-хлоритовых сланцев, песчаников и кварцитов ордовикского(?) возраста, которую уральские геологи (Абдулин и др., 1969) сопоставляют с султануздагской свитой хр. Султан-Увайс и бесапанской свитой Кызылкумов. Шебектинскую свиту перекрывают известняки ачилисайской свиты мощностью до 300 м, содержащие остатки наутилоидей и криноидей плохой сохранности (O_2 —D?). На известняках согласно залегает эффузивно-осадочная тойманская свита, весь разрез несогласно перекрыт среднедевонскими эффузивами риолит-андезитовой формации (субсеквентные вулканы?).

Описанный разрез, действительно, очень напоминает разрез Султанувайского антиклиниория (рис. 67); с разрезом Ауминза-Туркестан-

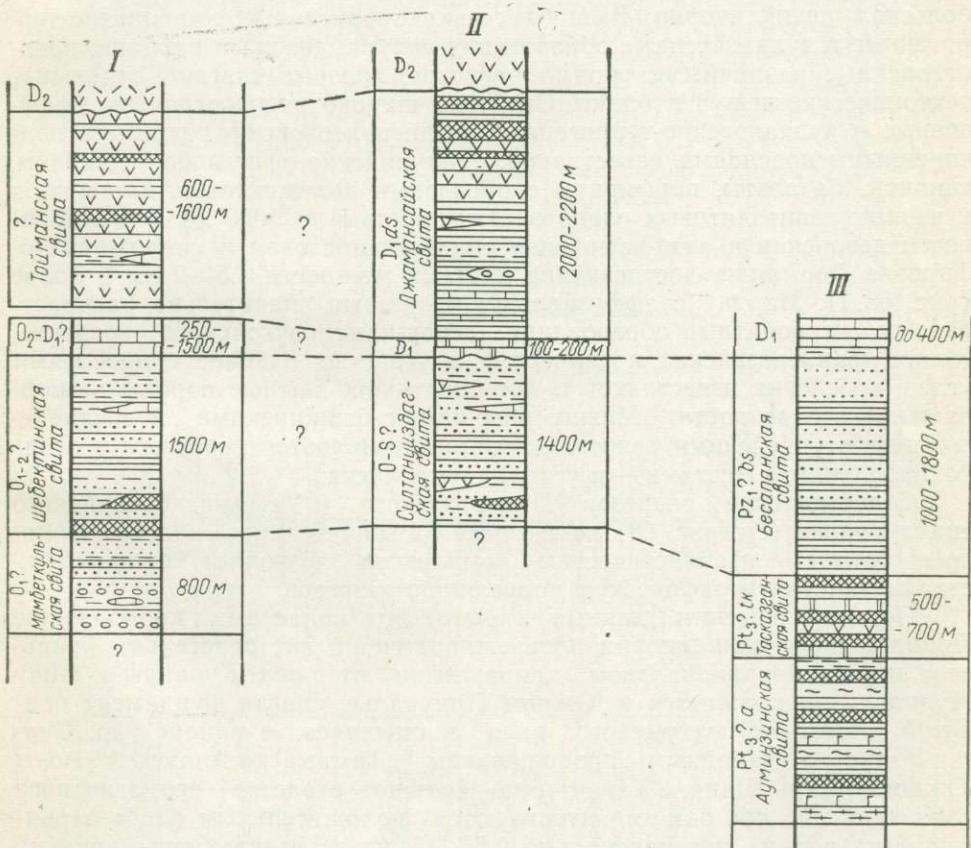


Рис. 67. Сопоставление разрезов зон геоантклинальных поднятий варисцид Урала и Тянь-Шаня

Разрезы; I — Урало-Тобольского антиклиниория (по А. А. Абдулину, М. А. Касымову, К. А. Львову), II — Султанувайского антиклиниория, III — Ауминза-Нуратинского антиклиниория (по Ю. А. Лихачеву и др.). Условные обозначения см. на рис. 66

ского антиклиниория он имеет меньшее сходство. В осевой части Урало-Тобольского антиклиниория в узкой Балкымбайской синклинальной складке на нижнепалеозойских образованиях несогласно залегают отложения нижнего, среднего и верхнего карбона, представленные песчаниками и сланцами (в низах разреза) и главным образом мраморизованными известняками. Мощность всего разреза карбона равна 900 м. Для Урало-Тобольского антиклиниория характерно широкое развитие многочисленных гранитных интрузий верхнепалеозойского возраста; большинство заполняющих его осадочных формаций испытало глубокий, хотя и неравномерный метаморфизм. В пределах антиклиниория широко развиты гнейсы, мигматиты и кристаллические сланцы. Для антиклиниория характерно слабо варьирующееся магнитное поле преимущественно отрицательного знака, прослеживающееся в Северо-Западное Приаралье и сливающееся со спокойным отрицательным магнитным полем Северного Устюторта.

Прииргизский (Брединско-Челябинский) синклиниорий представляет собой одну из наиболее сложно построенных и недостаточно обнаженных структур восточного склона Урала. Различные исследователи по-разному расчленяют заполняющие его осадочно-вулканогенные формации и неодинаково представляют их стратиграфическую последовательность (Мамаев, 1965; Абдулин и др., 1969). Здесь в ядрах антиклинальных структур на поверхность выходят те же ордовикские кремнисто-терригенные формации (шебектинской свиты), что и в Урало-Тобольском антиклиниории. Выше залегают терригенные, карбонатно-терригенные и вулканогенные образования силура, девона и карбона, представленные различными типами разрезов, которые слагают отдельные тектонические чешуи и блоки. Особенно широко распространены эфузивные и вулканогенно-терригенные среднепалеозойские разрезы с подчиненными прослойями известняков: силурийские эфузивы — диабазы, спилиты, базальты, порфиры с прослойями полимиктовых песчаников и черных грaptолитовых сланцев (мощностью до 1000 м) и в особенности девонская и визе-наморская спилит-диабазовая и спилит-кератофировая формации, достигающие местами мощности 1,5—2 км и более (рис. 68, I). Наряду с эфузивными разрезами значительно распространены карбонатные образования девон-каменноугольного возраста, толщи ранневизейских и глинистых и углистых сланцев с прослойями углей, визейских известняков и кремнисто-карбонатные породы намюр-башкирского возраста. Между визе-намюр-башкирскими и среднедевон-нижнетурнейскими разрезами часто фиксируются перерывы в осадконакоплении, а местами — и угловые несогласия.

Сопоставление разрезов Прииргизского и Тамдынско-Алайского синклиниориев (см. рис. 68) показывает их значительное сходство; большая близость фаунистических комплексов позволяет производить детальную стратиграфическую корреляцию разрезов.

По геофизическим данным, скрытое под молассами продолжение Прииргизского синклиниория прослеживается на юг, пересекает Аральское море в меридиональном направлении от п-ова Куланды к п-ову Муйнак и продолжается в Южном Приуралье, слагая фундамент поднятий Арало-Кызылкумского вала и смыкаясь в районе хр. Султан-Увайс с западным продолжением Тамдынско-Алайской зоны Южного Тянь-Шаня. Характерно большое сходство геомагнитного поля этих зон; обе они характеризуются положительным слабо варьирующим полем интенсивностью 0,5—1,5 мэ с отдельными линейно вытянутыми по простирианию зон аномалиями интенсивностью ст 1 до 3 мэ (Аргутина и др., 1970).

Зауральский антиклиниорий почти полностью погребен под чехлом мезозой-кайнозойских отложений. В отличие от других антиклиниорных зон Урала Зауральский антиклиниорий сложен преимущественно терри-

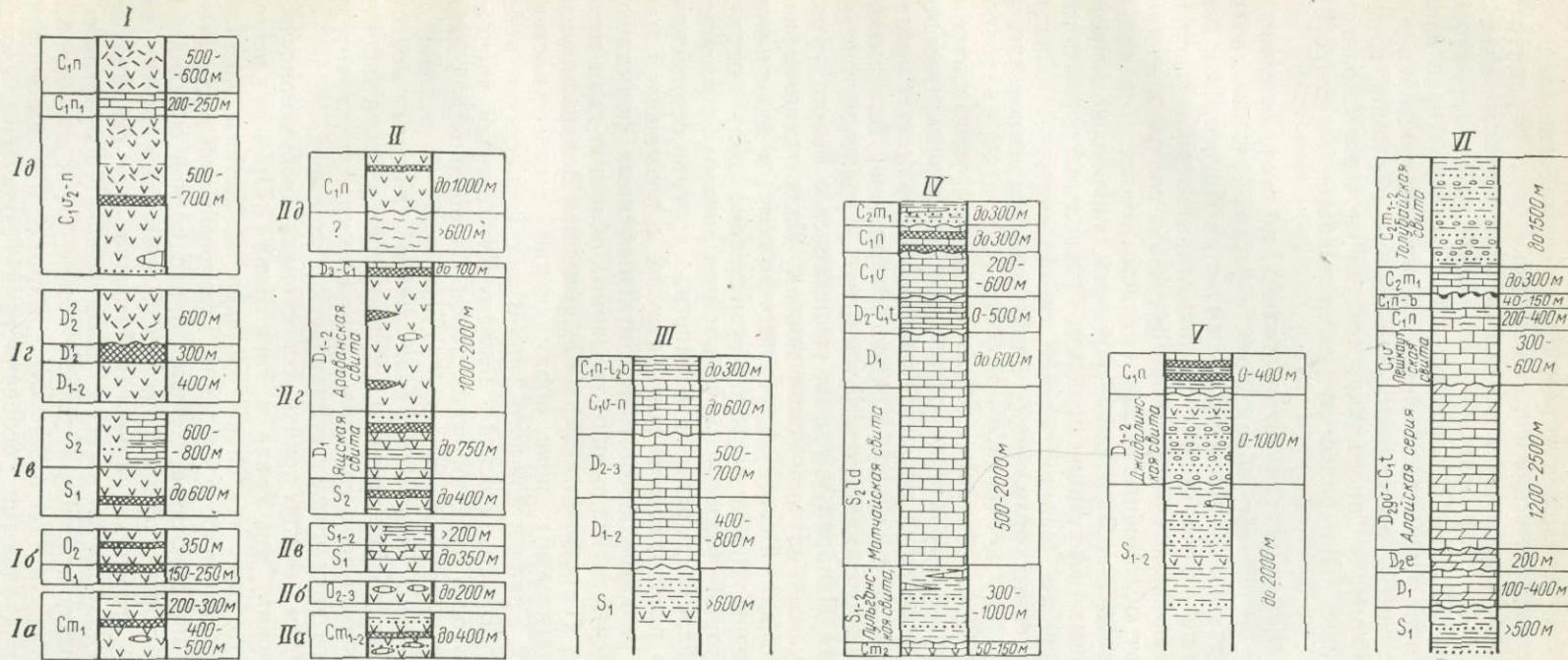


Рис. 68. Сопоставление вулканогенных разрезов эвгеосинклинальных зон варисцид Урала и Тянь-Шаня (Ia—d и IIa—d) и разрезов толщ, подстилающих эфузивный аллохтон в Южном Тянь-Шане (III—VI).

I — вулканогенные разрезы Восточно-Уральского синклиниория: Ia — у пос. Шевченковский (по Н. Ф. Мамаеву), Iб — у пос. Варна (по Н. Ф. Мамаеву), Iв — по р. Багарак (по Н. Ф. Мамаеву), Iг — у пос. Борисовка (по Е. А. Соколовой и Н. Ф. Мамаеву), Iд — в бассейне р. Иргиз (по Т. В. Билибиной и О. К. Ксенофонтову); II — вулканогенные разрезы чешуй эфузивного аллохтона Тамдынско-Алайского синклиниория Южного Тянь-Шаня: IIa — кембрийские эфузивы южнее Тюменбей, Тамдынски горный массив (часть разреза елемесачинской свиты III, Ш. Сабдушева), IIб — ордовикские эфузивы гор Тобабергей, Букантау кол. Тюменбей, Тамдынски горный массив (часть разреза елемесачинской свиты III, Ш. Сабдушева), IIв — силуро-карбонатные эфузивы гор Тобабергей, Букантау кол. Тюменбей, Тамдынски горный массив (часть разреза елемесачинской свиты III, Ш. Сабдушева), IIг — тобабергенская свита (по К. К. Пяткову, А. К. Бухарину и др.). Разрезы нижних аллохтонных покровов Тамдынско-Алайского синклиниория: III — Катранбашинского, верхнего карбонатного (по Г. С. Поршнякову), IV — Актурского, нижнего карбонатного (по Г. С. Поршнякову), V — Чаувайского, терригенного (по Г. С. Поршнякову); VI — известняково-доломитовый автохтонный алайский разрез Тамдынско-Алайского синклиниория (по Г. С. Поршнякову) с нижнедевонскими и эйфельскими доломитами и известняками, развитыми только в Кызылкумском подтипе алайского разреза. Условные обозначения см. на рис. 66

тенными и терригенно-вулканогенными образованиями силурийского, девонского и раннекаменноугольного возраста; палеозойские осадочные, вулканогенные и метаморфические формации имеют очень ограниченное распространение и развиты лишь в ядрах наиболее крупных антиклинальных структур. По геофизической характеристике Зауральский антиклиниорий близок к Урало-Тобольскому. Для него характерно варьирующее магнитное поле преимущественно отрицательного знака с локальными положительными аномалиями над зонами разломов. Южное продолжение антиклиниория прослеживается на юг через Аральское море в Юго-Восточное Приаралье и выклинивается на широте г. Чимбай.

Кустанайский синклиниорий известен только по геофизическим и буровым данным и по редким обнажениям в бортах речных долин. Вдоль западного борта синклиниория прослеживается Денисовская зона, в пределах которой на грaptолитовых сланцах лландоверийско-венлокского возраста залегают диабаз-спилитовая формация силура и нижнего девона и терригенные обломочные толщи среднего девона. Для площади, расположенной восточнее Валерьяновской зоны, характерно широкое развитие субсеквентных эфузивов среднего (андезитового) состава визе-намюрского возраста (валерьяновской свиты), которые залегают на карбонатно-терригенных отложениях низов нижнекаменноугольного разреза.

Валерьяновская зона Зауралья обладает четкой геофизической характеристикой: для нее характерны резкие положительные аномалии магнитного поля на фоне варьирующего отрицательного поля и мозаичные поля гравитационных аномалий. Южное продолжение Валерьяновского синклиниория прослеживается в фундаменте Туранской плиты в район Юго-Восточного Приаралья, где он сочленяется с Бельтау-Кураминским краевым вулкано-плутоническим поясом. Поля гравиметрических и магнитных аномалий Бельтау-Кураминского пояса и Валерьяновской зоны весьма сходны друг с другом и существенно отличаются от полей других территорий своим нелинейным мозаичным строением. Рассматриваемые области сходны и во многих других отношениях (большое количество позднепалеозойских интрузий с повышенной магнитностью, широкое развитие андезитовых вулканогенных формаций). Эти факты и общие черты металлогении указанных областей дали основание В. Г. Гарьковцу (Гарьковец и др., 1967) выделить Валерьяновско-Кураминский (Магнетитовый) пояс, обрамляющий с северо-востока варисциды Восточного Урала и Южного Тянь-Шаня. Существуют некоторые различия между Валерьяновской и Бельтау-Кураминской частями пояса: большая основность вулканических пород Валерьяновской зоны и более ранний (визе — намюр) период их излияния. В отличие от Бельтау-Кураминской зоны Тянь-Шаня, являющейся типичным поясом развития синорогенных и субсеквентных вулканитов и гранитоидных plutонов, Валерьяновская зона сложена формациями, по характеру близкими к формациям андезитовых вулканических поясов.

К каким же выводам можно прийти, сопоставляя характеристики главнейших тектонических зон Урала и Тянь-Шаня? Прежде всего, Урал и Тянь-Шань — это самостоятельные складчатые системы, каждая из которых имеет свои особенности строения, геологической истории и металлогении; но обе они относятся к единой варисцийской складчатой области, структура которой сформировалась в процессе замыкания единого океанического (геосинклинального) бассейна. Эти складчатые системы развивались синхронично и тесно связаны как в структурном, так и в металлогеническом отношении; тектонические блоки, из которых они состоят, имеют сложную геологическую историю, и каждый блок характеризуется индивидуальными особенностями строения и своим типом разреза коры. Геофизические (и прежде всего магнитометриче-

ские) данные позволяют наметить продолжение некоторых уральских и тяньшаньских зон в фундаменте Туранской плиты и с известной долей условности соединять некоторые восточные зоны Урала с зонами Тянь-Шаня. В особенности это относится к Валерьяновской и Бельтау-Кураминской зонам, имеющим очень специфические и сходные между собой гравиметрическую и магнитную характеристики. С другой стороны, зоны, которые по геофизическим данным прямо не соединяются между собой, но имеют сходное расположение в общей структуре хребтов и одинаковый тектонический режим, часто сложены однотипными, сопоставимыми и одновозрастными палеозойскими геологическими формациями. Примером могут служить очень близкие друг другу разрезы Бельско-Иксской и Кульджуктау-Зеравшанской миогеосинклинальных зон. Большое сходство наблюдается и между формациями Шейхджелинского синклиниория хр. Султан-Увайс и одновозрастными им толщами Магнитогорского синклиниория, хотя по геофизическим данным Шейхджелинский и Магнитогорский синклиниории никак не соединяются друг с другом.

В позднем карбоне и перми, по-видимому, произошла резкая перестройка структур орогенических сооружений Урала и Тянь-Шаня; предгорные прогибы, заполненные молассами, разделили эти горные системы. В мезозое уральская и тяньшанская складчатые системы оказались еще более разобщенными в результате развития обширного мезозой-кайнозойского Сибирско-Турано-Аравийского пояса нефтегазоносных депрессий («недоразвившегося океана», как называл этот пояс Фюрон). И все же структурная связь между Уралом и Южным Тянь-Шанем продолжала существовать, выражаясь в развитии системы унаследованных поднятий и прогибов поверхности фундамента и конседиментационной эпейрогенической складчатости, которая также в значительной степени наследовала простирания варисцийских структур. В итоге Урал и Тянь-Шань оказались связанными в новейшей структуре платформенного чехла эпипалеозойской платформы системой пологих дислокаций — поднятий, валов, низких горных гряд, широкой дугой, пересекающей Туранскую плиту.

4. СОЧЛЕНЕНИЕ НОВЕЙШИХ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ УРАЛА И ТЯНЬ-ШАНЯ. АРАЛО-КЫЗЫЛКУМСКАЯ СИСТЕМА ДИСЛОКАЦИИ

Современные горные хребты Урала и Тянь-Шаня являются молодыми горными сооружениями, сформировавшимися в олигоцен-четвертичное время. Они возникли в результате неравномерных глыбовых поднятий и пологих складчатых изгибов домезозойского метаморфического фундамента на месте выровненных пенепленизированных равнин, пониженные части которых заливались водами юрских, меловых и палеогеновых морей.

Новейшие альпийские структуры Урала и Тянь-Шаня, хорошо выраженные в рельефе, продолжаются в складчатом фундаменте разделяющей их Туранской плиты. Фундамент испытывал воздействие тех же тектонических напряжений и интенсивно дислоцирован. Глубинные дислокации фундамента предопределяли различные скорости осадкоакопления в различных районах Туранской плиты и развитие конседиментационной складчатости и разрывных нарушений в отложениях платформенного чехла.

Сопоставление имеющихся данных о строении платформенного чехла Туранской плиты показывает, что по своему тектоническому режиму в мезозой-кайнозойское время она отчетливо разделяется на две части — Тургайско-Кызылкумскую поднятую часть и Устюртско-Кара-кумскую опущенную часть (Шульц мл., 1965). Тургайско-Кызылкумская

часть плиты представляет собой обширную область неглубокого залегания фундамента, связывающую Урал с Тянь-Шанем и с Центрально-Казахстанским щитом (рис. 69), Устюртско-Каракумская — обширную депрессию, прилегавшую к Средиземноморскому складчатому поясу Тетиса и в значительной мере вовлеченному в его прогибание. Глубина

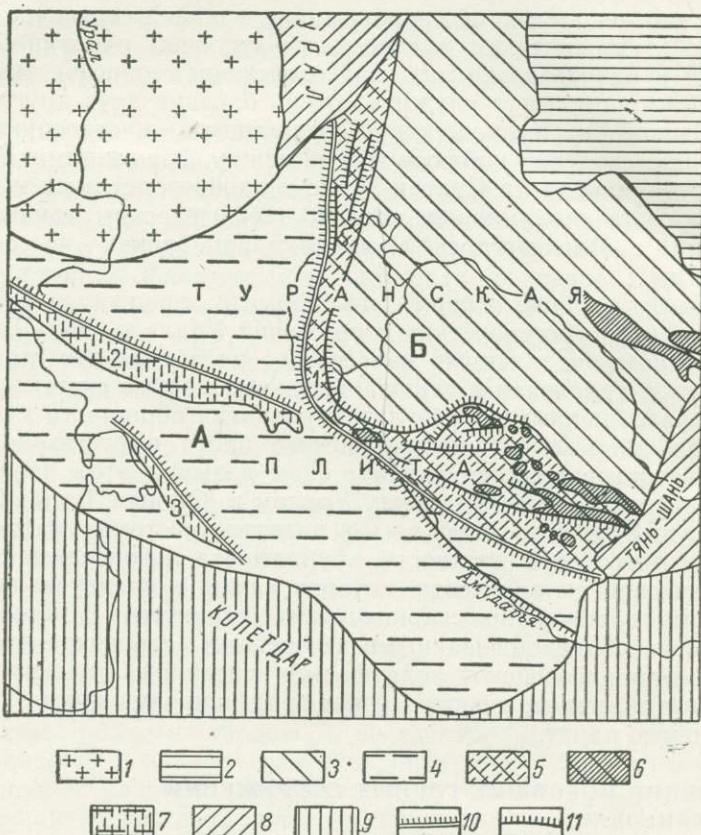


Рис. 69. Схема тектонического районирования Туранской плиты
 1 — Восточно-Европейская докембрийская платформа. Турано-Сибирская эпипалеозойская платформа; 2 — Центрально-Казахстанский щит. Туранская плита; 3 — Тургайско-Кызылкумская поднятая часть плиты; 4 — Устюртско-Каракумская опущенная часть плиты; 5 — Арапо-Кызылкумская система дислокаций; 6 — выходы палеозойского складчатого фундамента; 7 — Мангышлак-Айбуиргирская и Туаркырская системы дислокаций. Молодые орогенические области: 8 — эпиплатформенные области интенсивных (Тянь-Шань) и слабых (Урал) орогенических движений; 9 — эпигесинклинальные орогенические области (Колпетдаг) и реликты альпийской геосинклинали (Южный Каспий); 10 — внутриплатформенные шовные зоны; 11 — разрывные нарушения, смещающие поверхность фундамента. А — Устюртско-Каракумская опущенная часть плиты; Б — Тургайско-Кызылкумская поднятая часть плиты: 1 — Арапо-Кызылкумская система дислокаций, 2 — Мангышлак-Айбуиргирская система дислокаций, 3 — Туаркырская система дислокаций

залегания палеозойского фундамента Тургайско-Кызылкумской части колеблется от (+) 800 до (—) 1200 м и лишь в отдельных изолированных впадинах достигает (—) 1500—(—) 2000 м. Средняя же глубина залегания складчатого основания Устюртско-Каракумской части равна приблизительно (—) 3000—(—) 6000 м. На протяжении большей части мезозой-кайнозойской истории тургайско-кызылкумская часть Туранской плиты представляла собой сушу, тогда как Устюртско-Каракумская являлась областью устойчивого морского бассейна. В период макси-

мальных меловых и палеогеновых трансгрессий большая часть Тургайско-Кызылкумской плиты затоплялась морем.

Граница между двумя частями Туранской плиты очень резка. Она хорошо выделяется воздыманием кровли палеозойского фундамента и меловых пород по западному и юго-западному краям Тургайско-Кызылкумской плиты. Эта огромная дугообразно изогнутая шовная структура, пересекающая Туранскую плиту, на западе и юго-западе обрывается крупным сбросом или серией сбросов, система которых является истинной границей между Тургайско-Кызылкумским и Устюртско-Каракумским внутриплатформенными блоками. Амплитуда смещения кровли палеозойского фундамента по этим разрывам во многих случаях превышает 2 км. Полоса нарушений, разделяющая Туранскую плиту на Тургайско-Кызылкумский и Устюртско-Каракумский тектонические блоки (рис. 70), проходит в Северном Приаралье в пределах поднятий южного продолжения Иргизской зоны Восточного Урала, пересекает Аральское море параллельно его западному берегу в районе островов Возрождения и Лазарева, далее протягивается на юг до района г. Кунград, затем плавно поворачивает на юго-восток и южнее хр. Султан-Увайс разделяется на ряд веерообразно расходящихся разломов, контролирующих ступенчатое погружение фундамента в юго-западном направлении на территории Западного Узбекистана.

Автор предлагает называть эту полосу нарушений Арало-Кызылкумской шовной зоной, а систему валообразных поднятий кровли складчатого фундамента и отложений платформенного чехла вблизи шовной зоны — Арало-Кызылкумской системой дислокаций. Крупнейшей из этих дислокаций является Арало-Кызылкумский вал, протягивающийся более чем на 1200 км от среднего течения р. Иргиз до гряды Кокча в Кызылкумах. В мезозой-кайнозойское время движения по Арало-Кызылкумской шовной зоне и развивавшиеся на ее восточной и северо-восточной границах линейные структуры Арало-Кызылкумского вала предопределили резкое различие в геологической жизни смежных друг с другом регионов, которое отразилось в скачкообразном изменении в этой зоне мощностей и фациальных особенностей осадочных толщ и характера их разреза.

Морфологически в пределах Арало-Кызылкумской системы структур можно выделить четыре участка: Северо-Приаральский, Аральский, Южно-Приаральский и Бухарско-Кызылкумский.

В Северном Приаралье складчатые сооружения Урала, погружаясь на юге под покров платформенных отложений, четко разделяются на глубине на две ветви Челкарским наложенным прогибом и соответствующим ему глубоким погружением складчатого фундамента (см. рис. 70). Западная ветвь находится на юго-западном продолжении Зеленокаменной зоны Урала и, резко погружаясь, уходит в районе Чушакульского сора под мощные толщи верхнепалеозойских моласс. В восточной ветви, которая ограничивает Челкарский прогиб с востока и является южным продолжением Иргизской зоны Восточного Урала, А. Л. Янишиным (1953), а вслед за ним Р. Г. Гарецким (1962) выделены три узкие линейно вытянутые антиклинальные зоны дислокаций платформенного чехла, которым сопутствуют поднятия фундамента и крупные разрывные нарушения: Куландинская и Тасаранская антиклинальные зоны и антиклиналь Малых Барсуков.

Как отметил Р. Г. Гарецкий, разломы сыграли ведущую роль в образовании этих структур. Характерно, что каждая из трех антиклинальных зон находится на прямом продолжении к югу крупнейших разрывных нарушений фундамента Иргизской зоны Южного Урала и Мугоджар — Карабутакского и Иргизского разломов (Куландинская зона), Карталинско-Бесабинского и Джетыгоринского разломов (Тасаранская зона), Тобольского разлома (зона Малых Барсуков). Все три зоны на

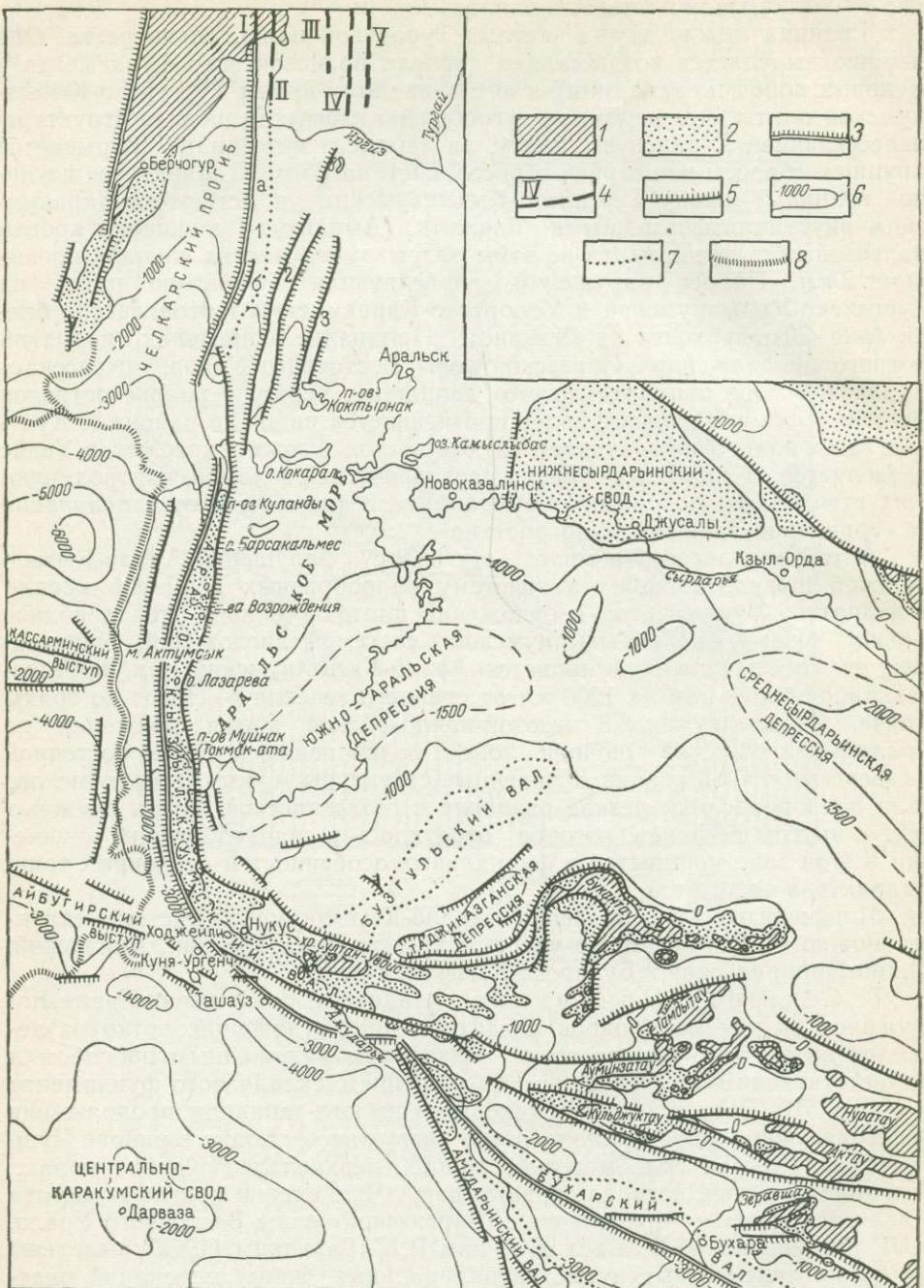


Рис. 70. Обзорная карта Арало-Кызылкумской системы дислокаций

1 — выходы на поверхность палеозойского складчатого фундамента; 2 — выходы на поверхность и под четвертичные ианосы меловых отложений; 3 — разломы Арало-Кызылкумской шовной зоны (западная граница Тургайско-Кызылкумской поднятой части плиты); 4 — глубинные разломы фундамента Южного Урала: I — Карабутакский, II — Иргизский, III — Карталинско-Бесабинский, IV — Джетыгоринский, V — Тобольский; 5 — разрывные нарушения, смещающие поверхность фундамента; 6 — изогипсы поверхности складчатого фундамента, проведенные через 1000 м; 7 — границы валообразных поднятий фундамента и пород платформенного чехла; 8 — чинки Устюрта и Донгузтау. Антиклинальные зоны (валы) Прииргизской системы дислокаций: 1 — Куландицкая (северная часть Арало-Кызылкумского вала); а — Каракулакская, б — Кособинская антиклинали; 2 — Тасаранская антиклинальная зона; 3 — антиклинальная зона Малых Барсуков.

юге сближаются друг с другом. Для них характерно асимметричное строение, пологие западные и крутые, обычно оборванные разломами, восточные крылья. Эти зоны приразломных антиклинальных складок являются северной частью Арало-Кызылкумской системы дислокаций. Наиболее значительная из них — краевая Куландинская антиклинальная зона. Она включает ряд поднятий: Каракулакскую, Кособинскую, Жаксыбуташскую, Куландинскую антиклинали, антиклиналь островов Возрождения и Лазарева.

На глубине по западному краю Куландинской антиклинальной зоны проходит крупный разрыв, вскрытый опорной скважиной на западе присводовой части Куландинской антиклинали. Он имеет характер круто го надвига, по которому грубообломочные толщи верхнепалеозойских (верхнепермских) моласс надвинуты с востока на запад на круто дислоцированные вблизи разлома верхнетриасовые — нижнеюрские отложения (Гарецкий, 1962). Такой характер ориентировки и подвижек по разломам Арало-Кызылкумской шовной зоны выявляется многими сейсмическими профилями, пересекающими ее в Южном Приаралье. Эти факты свидетельствуют о смещении восточного приподнятого участка Туранской плиты в сторону опущенного западного, которое, возможно, и вызывает валообразное поднятие кровли палеозойского фундамента и пород платформенного чехла на границе между этими участками.

Аральский участок. На северном берегу Аральского моря меловые отложения выходят на поверхность на юге п-ова Куланда. Здесь в ядре Куландинской антиклинали обнажаются пестроцветные континентальные породы альба. Они перекрываются песками сеноманского (и нижнетуронского?) возраста, на которых залегают песчанистые мергели верхнего турона. На крыльях антиклинали этот комплекс с несогласием перекрывается мелоподобными мергелями кампана и маастрикта, нуммулитовыми известняками и глинами эоцена. На юге антиклиналь в месте своего наибольшего расширения срезается берегом моря.

Как показали работы Н. Г. Бродской (1952), на юг от п-ова Куланда через все Аральское море к п-ову Муйнак протягивается полоса песчаных грунтов, резко отличных от карбонатно-глинистых грунтов прилегающих впадин. Единственным удовлетворительным объяснением причин образования такой полосы является предположение А. Л. Яншина (1951, 1953) о том, что здесь происходит подводный размыв песчаных отложений континентального мела, протягивающихся вдоль свода южного продолжения Куландинской антиклинали. Оно убедительно подтверждается выходами меловых песков и песчаников на островах Аральского моря, расположенных в этой полосе, — Возрождения, Лазарева — и п-ове Муйнак (Токмак-ата).

Намечая прямое продолжение Куландинской антиклинальной зоны до о. Лазарева, А. Л. Яншин (1951) тем не менее не соединял ее с выходами меловых отложений на п-ове Муйнак, мотивируя это особыми, запад-северо-западными простирациями муйнакских меловых дислокаций. Впоследствии наличие таких простираций послужило одним из оснований предполагать наличие прямой связи п-ова Муйнак с дислокациями Кассарминской зоны антиклинальных поднятий и мыса Актуумсук (Петрушевский, 1955). Однако результаты геологической съемки п-ова Муйнак, выполненный В. А. Кручининым и А. Н. Кручининой, показали, что Муйнакская антиклиналь является северным периклинальным окончанием крупной Тахтакайрской меридионально вытянутой антиклинальной структуры с полого ундулирующим шарниром, который погружается в районе п-ова Муйнак к северу. Запад-северо-западные простирации меловых пород на северо-восточном берегу п-ова Муйнак связаны с погружением ундулирующей оси антиклинального поднятия, которая имеет здесь, как и южнее, меридиональное простирание. Особенно отчетливо характер структуры п-ова Муйнак виден на его южном берегу, где

простирации косослоистых континентально-дельтовых отложений мела изменяются от восток-северо-восточных до запад-северо-западных.

Погружаясь в районе северного берега п-ова Муйнак, ось антиклинальной структуры вновь вздымается в районе о. Лазарева и островов Возрождения, которые, как и Куландинская антиклинальная зона, являются прямым продолжением Южно-Приаральского участка Арало-Кызылкумского вала в северном направлении.

С запада от Куландинско-Муйнакской полосы поднятий и мелей, параллельно ей, вдоль западного берега Аральского моря и далее на юг вдоль восточного чинка Устюрта протягивается узкая и глубокая впадина, частично заполненная четвертичными осадками. Она четко отделяет Арало-Кызылкумскую систему структур от восточного окончания Кассарминской антиклинальной зоны.

Отсутствие связи между Кассарминской зоной широтно вытянутых структур Западного Приаралья и Муйнак-Султанувайской зоной поднятий подтверждается также результатами бурения и геофизическими данными. На всех схемах районирования магнитного поля Средней Азии п-ов Муйнак попадает в Прииргизскую зону уралид. Скважины, которые были заданы в сводовых частях максимально поднятых участков Кассарминской зоны (поднятие Байтерек и Теренгкудук), вскрыли на глубинах (—) 2000—(—) 2200 м обломочные и терригенно-карбонатные, преимущественно красноцветные пермо-триасовые отложения. На восток от Теренгкудука, по направлению к западному берегу Аральского моря, поверхность пермо-триасовых отложений и кровля допермского (доверхнепалеозойского) фундамента резко погружаются. В районе мыса Актумсук, по данным сейсморазведки (Федотова, 1964), глубина залегания кровли пермо-триаса нигде не превышает (—) 3000 м, а кровля фундамента находится значительно глубже. Это показывает что Кассарминская зона поднятий погружается, не доходя до полосы меридиональных поднятий Арало-Кызылкумского вала, и имеет с ними примерно такое же соотношение, как расположенная южнее Айбугирская антиклинальная зона.

Геологические и геофизические исследования последних лет показали, что в пределах Западного Приаралья нет выступов палеозойского фундамента, которые могли бы размываться в палеогеновое или более позднее время. Между тем исследованиями А. Л. Яншина (1951, 1953) установлено наличие огромных неокатанных валунов и глыб диоритов, порфиритов, гранитов, зеленокаменных пород, яшм в основании чиликтинской свиты среднего олигоцена на северо-западном берегу Аральского моря в районе ур. Каратамак, залива Тщебас и в других местах. Многие глыбы палеозойских пород, по-видимому, вымыты из глин чиликтинской свиты, лежат на песчаных террасах на берегу моря. Единственным удовлетворительным объяснением происхождения этих глыб может служить предположение о существовании выступов палеозойского фундамента на поверхности в районе Арало-Кызылкумского вала на дне Аральского моря.

Южно-Приаральский и Бухарско-Кызылкумский участки. От п-ова Муйнак на юг к хр. Султан-Увайс и далее на восток от него до восточной оконечности гряды Кокча протягивается полоса коренных выходов мела, соответствующая валообразному поднятию палеозойского фундамента (рис. 71, 72). На севере эта полоса частично размыта и занесена дельтовыми наносами Амударьи, из-под которых обнажаются лишь фрагменты недавно существовавшего мелового вала: гора Кзылджар (Кубатау), холмы Борлытау, Кронтау, Токтепа, Ходжейли (Гяуркала), Кетменчи, Мысканата и Иланкыр, сложенные меловыми отложениями. К югу от оз. Ашикуль и каменоломен в районе г. Нукуса выходы меловых пород становятся непрерывными. Представляя отчетливо выраженное в рельефе поднятие, они протягиваются по правому

берегу Амудары, меняя при этом простирание от меридионального на запад-северо-западное и далее к востоку от хр. Султан-Увайс на широтное.

Кровля континентально-дельтовых и прибрежно-морских песчаных толщ турона находится всюду на отметках выше (+) 75 м, отложения сенона и датского яруса отсутствуют и на туронских песках местами залегает лишь маломощная пачка устричников и фосфоритизированных галечников палеоценена, бронирующая полого погружающийся к северо-востоку склон вала.

Арало-Кызылкумский вал, представляющий собой в Южном Приаралье единое крупное валообразное поднятие, к юго-востоку от хр. Султан-Увайс разделяется на ряд веерообразно расходящихся валов, каждый из которых связан, как показывают сейсмические данные и бурение, с системой крупных разрывных нарушений. Самой северной является Кокчинская ветвь Арало-Кызылкумского вала, протягивающаяся вглубь пустыни Кызылкум навстречу Таспен-Итемирской гряде меловых пород, которая является прямым западным продолжением системы Букантауских горных возвышенностей Центральных Кызылкумов. Южнее Кокчинской гряды протягивается вторая полоса поднятий, размытая Южно-Акчадарынской дельтой значительно сильнее, чем существовавшая здесь в недавнем прошлом полоса (до I тысячелетия н. э.); она, как и Кокчинская, является прямым продолжением выходов мела хр. Султан-Увайс на востоке. К ней относятся возвышенности Джанбаскала, Мамырдынкаракыр, Атантайказган, Сандык, сложенные меловыми породами.

Южнее, к востоку от бугра Соккуль, протягивается третья полоса поднятий, включающая холмы и гряды Карагатау, Карапеки, Каракатау, Кошай, Каратепе и соединяющаяся с горами Лау-Лау и Ауминза-Кульджуктауской системой возвышенной Южных Кызылкумов и далее — с Нуратинским, Актауским и Туркестанским хребтами Южного Тянь-Шаня (см. рис. 70). Наконец, к юго-востоку от Питняксской и Мешеклинской антиклиналей в среднем течении Амудары протягиваются линейно вытянутые зоны поднятий кровли меловых пород, известные под названием Бухарского и Амударьинского (Дарганатинского) валов. Если три северные полосы поднятий продолжаются в системе кызылкумских палеозойских возвышенностей и в хребтах Южного Тянь-Шаня и находятся в пределах Тургайско-Кызылкумской поднятой части плиты, то Бухарский и Амударьинский валы и связанные с ними разломы осложняют ее погружающийся юго-западный склон, образуя ступенчатый спуск к погруженным участкам Восточно-Туркменской депрессии.

Северо-восточнее Арало-Кызылкумского вала расположены две крупные депрессии — Южно-Аральская и Таджиказганская (см. рис. 72, А, Б), которые разделены Бузгульским валом северо-восточного простирания (см. рис. 72, VI). По границе Арало-Кызылкумского вала с этими депрессиями проходят крупные разрывные нарушения, смещающие кровлю фундамента и платформенного чехла, амплитуды которых достигают 300—400 и даже 600 м. Юго-западная часть Южно-Аральской депрессии выделяется в самостоятельную приразломную впадину — Халкабад-Чимбайский грабен (см. рис. 72, Д), в пределах которого, как, вероятно, и в пределах большей части Южно-Аральской депрессии, сохранились углисто-глинистые толщи средней юры мощностью свыше 200 м. Кровля палеозоя здесь погружается до 1600 м. Таких же глубин достигает погружение фундамента по другую сторону Бузгульского вала — в Таджиказгансской депрессии, которая активно развивалась как крупный прогиб в неоген-антропогеновую эпоху. Ее южная граница с Арало-Кызылкумским валом отчетливо выражается резкой Северо-Кокчинской флексурой в меловых, палеогеновых и неогеновых отложениях, размеры которой (десятки километров по простиранию и

более 1 км вкrest протирания) свидетельствуют о значительной роли плиоцен-антропогеновых движений в развитии Арабо-Кызылкумского вала и в его превращении в современное крупное горст-антиклинальное сооружение. Это развитие протекало в тесной взаимосвязи с тектонической активизацией эпиплатформенной Тянь-Шаньской орогенической области и в меньшей степени Уральской. В современный период — период эпиплатформенного развития тянь-шаньской и уральской орогенической областей — система дислокаций Арабо-Кызылкумского вала является структурным мостом между этими областями. Сходные функции эта система дислокаций выполняла и ранее, на платформенном юрско-палеогеновом этапе развития, представляя собой в ту эпоху систему конседиментационно развивавшихся приразломных антиклинальных структур по юго-западному краю Тургайско-Кызылкумского массива, который связывал в то время Уральский и Казахстано-Тянь-шаньский щиты Урало-Сибирской платформы.

5. О СТЕПЕНИ НАСЛЕДОВАНИЯ НОВЕЙШИМИ ДИСЛОКАЦИЯМИ ПЛАНА СТРУКТУР ФУНДАМЕНТА

Как показывает сопоставление структурных карт поверхности палеозойского складчатого фундамента (см. рис. 71) и кровли меловых пород Южного Приаралья и Кызылкумов (см. рис. 72), структуры платформенного чехла в значительной степени отражают характер строения поверхности палеозойского фундамента платформы. Эта структурно-эрэзионная поверхность сформировалась в результате развития в условиях платформенного режима складчатых и разрывных дислокаций, общих для фундамента и для платформенного чехла. Многие из них (но не все, не в равной степени и не полностью) унаследовали простиранье от более древних пород.

Изучение кызылкумских горных возвышенностей, сложенных палеозойскими породами, показывает, что современные структуры этих возвышенностей под острым углом секут варисцийские складки. На поверхность нередко выходят мощные толщи верхнепалеозойских моласс, сформировавшихся в глубоких межгорных прогибах варисцийского времени (гряды Тохтатау, Джетымтау I и II, горы Букантау, и Кульджуктау), а осевые участки варисцийских гор, откуда происходил снос обломочного материала, бывают погружены на большую глубину.

Изложенные факты свидетельствуют о значительном несовпадении плана платформенных дислокаций (которым определяется и структура поверхности фундамента) с системой структур варисцийской складчатости. Когда оно возникло? Как показывает анализ фаций отложений платформенного чехла, большинство кызылкумских и приаральских структур развивалось конседиментационно, как поднятия и протябы, уже с мелового, и, скорее всего, с юрского времени. В общем, они соответствуют современному плану. Таким образом, перестройка структурного плана варисцийских складчатых сооружений, по-видимому, произошла уже в пермо-триасе.

Глубинные разрывные нарушения геосинклинального и орогенического этапа развития наследуются платформенными дислокациями значительно шире, чем складчатые структуры фундамента. Нередко современные палеозойские возвышенностии представляют собой гряды, вытянутые вдоль варисцийских глубинных разломов и зон разломов, омоложенных альпийскими движениями. Таковы Ирлирский глубинный разлом гор Букантау, Боздонский разлом Тамдынских гор, Карагатайский и Шейхджелинский разломы хр. Султан-Увайс, вдоль которых протягиваются полосы зеленокаменных основных изверженных и из-

лившихся пород и гипербазитов и которые одновременно являются осевыми частями альпийских горных сооружений.

Наряду с глыбовыми подвижками по разломам, формирование структуры современной поверхности палеозойского складчатого фундамента и пород платформенного чехла связано также с пологими изгибами поверхности фундамента и покрывающих ее молодых отложений типа крупных складок основания, формировавшихся на всем протяжении платформенного этапа развития. Такие структуры встречаются не только на глубине, но и на поверхности, и их можно наблюдать. Их существование обнаруживается при изучении морфологии древних поверхностей выравнивания на водораздельных частях кызылкумских горных возвышенностей. Остатки таких некогда единых поверхностей, представляют собой, например, островки кор выветривания, сохранившиеся в виде многочисленных нашлепок на палеозойском цоколе водораздельных частей гор Тамдытау и хр. Султан-Увайс.

В главных, наиболее существенных чертах строения платформенные сооружения обычно все же наследуют варисцкие структуры, хотя и в смягченной, слаженной форме. Об этом свидетельствует соописание плана альпийских сооружений с картами аномалий магнитного и гравитационного полей, которые довольно точно отражают простирации структур фундамента. Весьма характерным примером такой унаследованности является хр. Султан-Увайс. Альпийская структура Арало-Кызылкумского вала повторяет поворот простираций, характерный для палеозойских толщ хребта, но, если простирации пластов палеозоя резко поворачивают в средней части хребта почти на 90° (см. рис. 42), то выходы мела образуют значительно более плавную дугу (см. рис. 52) и в районе северо-западного окончания хребта имеют еще запад-северо-западные простирации.

Анализ фаций меловых отложений хр. Султан-Увайс свидетельствует о том, что структурный план поднятый мелового этапа развития территории хребта резко отличался от палеозойского, но не совпадал и с современной его структурой, которая была образована движениями олигоценового и неоген-антропогенового времени.

Молодые тектонические движения (в особенности движения олигоценового и плиоцен-антропогенового возраста) явились основными факторами, сформировавшими современный рельеф Кызылкумов и Приаралья. Резкое воздымание приразломных и унаследованных поднятий и глубокое погружение разделяющих их прогибов в особенности характерны для района Центральных и Юго-Западных Кызылкумов, непосредственно примыкающих к возникшему в неогене тяньшаньскому орогену. Недаром многие исследователи предлагают считать этот район частью орогенической области. Однако те же движения, но в слегка ослабленном виде, проявились на всей территории Тургайско-Кызылкумской части Туранской плиты. При этом позднеплиоценовые и антропогеновые движения значительно активизировали в Кызылкумах и в Приаралье разрывные и приразломные дислокации северо-восточного простирания, которые до этого были менее резко выражены, чем структуры запад-северо-западной ориентировки. На юг-юго-запад от Тургайского прогиба, в районах Приаралья и Сарыкамышской впадины, начала формироваться обширная пологая депрессия, что привело к затоплению этих районов плиоценовыми морскими и озерными бассейнами. Эти движения новейшего времени в Приаралье сочетаются с движениями противоположного знака по Арало-Кызылкумской системе дислокаций, которая в настоящее время, как мы видели, является «мостом» между молодыми поднятиями современных орогенических областей Урала и Тянь-Шаня.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдулин А. А. К проблеме соотношения Урала и Тянь-Шаня. Вест. АН КазССР, 1968, № 8.
- Абдулин А. А. Тектоническое районирование фундамента Западного Казахстана по геолого-геофизическим данным. В кн. «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня». Алма-Ата, изд-во «Наука», 1969.
- Абдулин А. А., Касымов М. А., Львов К. А. Геологическое строение и структурное районирование Мугоджар. В кн. «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня». Алма-Ата, изд-во «Наука», 1969.
- Акрамходжаев А. М., Федотов Ю. А., Минакова Н. Е. и др. Геология и некоторые вопросы нефтегазоносности Каракалпакии. Ташкент, изд-во АН УзССР, 1962.
- Акулов В. В. Дельтовые отложения Амударьи. Изв. Уз. фил. геогр. об-ва СССР, т. IV, 1960.
- Али-Заде А. А. Акчагыл Туркменистана. Т. 1, 2. М., Госгеолтехиздат, 1961, 1967.
- Алферов Г. Ю. Султануздаг. В кн. «Стратиграфия УзССР». Книга 1. «Палеозой». Ташкент, изд-во «Наука», 1965.
- Амурский Г. И., Гейман Б. М., Коц В. Г. О среднеазиатских звенях Урало-Оманского линеамента. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1966, № 2.
- Андрусов Н. И. Очерк истории развития Каспийского моря и его обитателей. Изв. ИРГО, т. XXIV, 1888.
- Андрусов Н. И. Апперонский ярус. Тр. Геол. ком-та, вып. 110, 1923.
- Аргутина Т. А., Голуб Д. П., Макарова З. А., Рябкова М. С. Районирование магнитного поля Запада Ср. Азии. В кн. «Вопросы геологии Средней Азии». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 168. Л., 1970.
- Арипов А. А., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. К вопросу о вендских отложениях Ср. Азии. «Узбекский геологический журнал», 1969, № 1.
- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения Туркестана. Тр. Геол. ком-та, нов. серия, вып. 151 и 152, 1916.
- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии европейской России. М., Госиздат, 1923.
- Архангельский А. Д. Геологические исследования в низовьях Амударьи. Тр. ГГРУ ВСНХ СССР, вып. 12, 1931.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. 1, 2. Изд. четвертое, ОНТИ, 1941, 1948.
- Архангельский А. Д., Федынский В. В. Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане. Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 1.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол., т. 11, вып. 4, 1933.

Ахмеджанов М. А. Геологическое строение фундамента западной оконечности Южного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1969.

Ахмеджанов М. А., Базарбаев Э. Р. К ритмостратиграфии палеозойских отложений Султануиздага. «Узбекский геологический журнал», 1967, № 6.

Ахмеджанов М. А., Абдуллаев Р. Н., Базарбаев Э. Р., Глейзер М. Л. Об ордовикских отложениях Узбекистана и прилегающих территорий. «Узбекский геологический журнал», 1969, № 4.

Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайллов И. А. Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Т. 1. Ташкент, изд-во «ФАН», 1967.

Бабаев А. Г., Акрамходжаев А. М. Палеогеография нефтегазоносных меловых отложений Узбекистана. Ташкент, изд-во АН УзССР, 1960.

Бабаев К. Л. К вопросу о происхождении полевошпатовых амфиболитов Султануиздага. Тр. Ин-та геол. АН УзССР, вып. 12, 1956.

Барбот-де-Марни Н. П. О геологических исследованиях в Амударьинском крае. Изв. ИРГО, т. XI, вып. 2, 1875.

Бартольд В. Сведения об Аральском море и низовьях Амудары с древнейших времен до XVII в. Изв. Турк. отд. ИРГО, т. IV, 1902.

Бархатов Б. П. О палеозойской истории и северной границе альпийского складчатого пояса Юга СССР. Докл. сов. геол. на XXIII сесс. МГК, пробл. З. М., изд-во «Наука», 1968.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. О докембрии Средней Азии. Вестн. ЛГУ, 1961, № 24.

Берг Л. С. Аральское море. Изв. Турк. отд. ИРГО, т. V, вып. 9, 1908.

Берг Л. С. Две карты Аральского моря первой половины XVIII в. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 71, № 10, 1939.

Биске Ю. С. История палеозойских структур восточной части Туркестанского хребта. Автореф. канд. дисс., Л., 1966.

Бланкеннахель. Путевые записки о Хиве. Вестн. ИРГО, ч. 22, СПб, 1858.

Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозоя Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статьи 1 и 2. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XL, № 5 и 6, 1965.

Бондарева Т. П., Иванова В. А., Самодуров В. И. К сопоставлению разрезов морских палеогеновых отложений Северного и Южного Приаралья. Тр. СГПК, вып. 4, М., изд-во «Недра», 1964.

Бродская Н. Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море. Тр. ГИН АН СССР, вып. 115. М., 1952.

Буртман В. С. О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане. Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 9.

Буртман В. С. О тектонике варисцид пустыни Кызылкум. Докл. АН СССР, т. 195, № 1, 1970.

Буртман В. С., Клишевич В. Л. О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане. «Геотектоника», 1971, № 1.

Бухарин А. К., Пянковская И. А., Пятков К. К. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала. Тр. «Главгеологии» УзССР, вып. 4, 1964.

Вамбери А. Путешествие по Средней Азии в 1863 г. СПб, 1865.

Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Тр. ВГРО, вып. 194, 1934.

Величко П. Е. Описание Хивинского ханства. Зап. ИРГО, кн. 2, 1861.

Виленский А. М. Геология и петрография центральной части хр. Султануиздаг. Автореф. канд. дисс. Л., 1959.

Виноградов П. Д., Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Огнев В. Н. Тяньшаньская складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Винокурова Е. Г. Меловые двустворчатые и головоногие моллюски из Султануиздага и некоторых участков Кызылкумов. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана», кн. 2, 1963.

Винокурова Е. Г., Жукова Е. А. Материалы к стратиграфии меловых отложений Султануиздага. Тр. Уз. ГУ, сб. 1. М., 1960.

- Висиневский Я. С. Петрография основных и ультраосновных пород Султануиздага. Ташкент, изд-во «ФАН», 1940.
- Висиневский Я. С. Новые данные о стратиграфии и вулканизме Султануиздага. Докл. АН УзССР, № 10, 1950.
- Власов Н. Г., Тарасенко А. Т. Сопоставление доюрской истории геологического развития Южного Гиссара и Северного Памира. В кн. «Вопросы геологии Средней Азии». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 168. Л., 1970.
- Вознесенский А. Е., Попов К. А., Преображенский И. А. Султануиздаг. Изв. СПб политехн. ин-та, отд. техн., т. XXI, 2, 1914.
- Вольковский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Тектоника Туранской плиты. Тр. ГИН АН СССР, т. 165, 1966.
- Вонгаз Л. Б. О палеозойских структурно-фацальных зонах и подзонах Тянь-Шаня. Тр. ВАГТ, вып. 4, 1958.
- Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. Тр. ГИН АН СССР, вып. 60, 1962.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубины залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан). Тр. ГИН АН СССР, вып. 44, 1960.
- Гарецкий Р. Г., Пантелеев Г. Ф., Флоренский П. В., Шлезингер А. Е. Породы складчатого фундамента Центрального Устюрта. Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 1.
- Гарьковец В. Г. О структурной и металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом. Тр. Главгеологии УзССР, вып. 4, 1964.
- Гарьковец В. Г. Новые данные о связи Тянь-Шаня с Уралом и вопросы структурно-металлогенического районирования Узбекистана. «Советская геология», 1967, № 11.
- Гарьковец В. Г., Вольфсон Н. Б., Хваловский А. Т. Урало-Тянь-шаньский сдвиг и его роль в соотношении палеозойских структур Урала и Тянь-Шаня. Докл. АН СССР, т. 176, № 5, 1967.
- Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. т. I—II, Изд-во АН СССР, 1962.
- Гельмерсен Гр. О геогностическом составе Устюрта и восточного склона его к Аральскому морю. «Горный журнал», 1845, № 7.
- Геологическое строение Тургайского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 53, 1961.
- Гладышев Д., Муратин И. Поездка из Орска в Хиву. СПб, 1851.
- Голуб Д. П. О строении палеозойского фундамента Приаралья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 104. Л., 1964.
- Голуб Д. П., Рябкова М. С. Глубинное строение Устюрта и Приаралья. «Советская геология», 1967, № 2.
- Горянов В. Б., Миклухо-Маклай А. Д., Поршняков Г. С., Яговкин А. В. Стратиграфия палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-рутного пояса. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6. Ташкент, 1961.
- Грамм М. Н. Об акчагыльских и ашшеронских отложениях в низовьях р. Амудары. Докл. АН СССР, т. 120, № 4, 1958.
- Грамм М. Н. Красноцветные олигоценовые отложения Юго-Западных Кызылкумов. Тр. Уз. ГУ, сб. № 1, 1960.
- Грамм М. Н. Стратиграфия кайнозойских моласс Ферганы и сопоставление с третичными континентальными отложениями некоторых соседних областей. Автореф. докт. дисс. М., 1962.
- Грамм М. Н. Находка остракод рода *Mediocystherideus mirus* в неогеновых отложениях Бухаро-Каршинских степей (УзССР). «Палеонтологический журнал», 1964, № 2.
- Данилевский Г. И. Описание Хивинского ханства. Зап. ИРГО, кн. V, 1851.
- Димо Н. А., Никитин В. В. Почвенные исследования в бассейне р. Амудары. Изд. отд. зем. улучш. Гл. Упр. Земл. и Земл. М., 1913.
- Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Аргутина Т. А. Тянь-Шаньская складчатая система. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2, «Тектоника». М., изд-во «Недра», 1968.

- Долицкая И. В. Стратиграфическое распределение фораминифер в карбонатных отложениях верхнего мела Южного Приаралья. Автореф. канд. дисс. М., 1966.
- Ефремов Ф. С. Странствование Филиппа Ефремова. З-е изд. Казань, 1811.
- Животовская А. И. Строение заунгузской свиты в Заунгузских Каракумах Туркмении. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 42, 1960.
- Жукова Е. А. Меловые отложения. В кн. «Геология и некоторые вопросы нефтегазоносности Каракалпакии». Изд-во АН УзССР, 1962.
- Загоруйко В. А. Стратиграфия мезозой-кайнозойских отложений Приаралья. Тр. Туркм. филиала ВНИИ, вып. 11, 1961.
- Загоруйко В. А., Фокина Н. И. Стратиграфия и спорово-пыльцевые комплексы мезозойских отложений Южного Приаралья. «Материалы по региональной стратиграфии СССР». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Замалетдинов Т. С., Клишевич В. Л., Яговкин А. В. Тегермачский герцинский шарьяж в Южном Тянь-Шане. «Геотектоника», 1968, № 5.
- Иванова В. А., Попов Н. Г., Пантелеев Г. Ф. Новые данные о стратиграфии палеогеновых отложений Южного Приаралья. Тр. СГПК, вып. 2, 1961.
- Ильин В. Д., Белякова Г. М., Шмидт О. И. Об отложениях датского яруса в низовьях р. Амудары. «Геология нефти», 1958, № 10.
- Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А., Гафаров Р. А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале. «Геотектоника», 1971, № 1.
- Камалетдинов М. А., К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных. «Геотектоника», 1965, № 1.
- Карпинский А. П. Замечания о характере дислокации пород в южной половине европейской России. «Горный журнал», 1883, № 3.
- Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах европейской России. Изв. АН СССР, 1894, № 1.
- Каульбарс А. В. Низовья Амудары. Зап. ИРГО, т. IX, 1881.
- Каханова Л. П., Соболева Р. П., Ковалева Н. П. О пограничных горизонтах верхнего мела и палеогена Султануиздага. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 115, 1965.
- Киекбаев Дж. Г. Вопросы башкирской топонимии. Уфа, Уч. зап. Башк. гос. пед. ин-та, вып. 8, 1956.
- Ким А. И. К стратиграфии отложений ордовика и нижнего лландовери Зеравшано-Гиссарской горной области. «Узбекский геологический журнал», 1963, № 6.
- Книппер А. Л. Некоторые вопросы тектонического положения и становления альпинотипных перidotитов в верхней части земной коры. Докл. сов. геол. на XXIII сесс. МГК, проблема 2. М., изд-во «Наука», 1968.
- Князев В. С., Коновалов И. Б., Флоренский П. Ф. и др. Складчатый фундамент Туранской плиты. В кн. «Геологические условия размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы», т. 1, «Средняя Азия». М., Гос. геол. изд-во, 1963.
- Князев В. Н., Соловьев М. Н., Флоренский П. В., Чарыгин А. М. Верхнепалеозойские неметаморфизованные отложения Северо-Восточной Туркмении. Тр. МИНХиГП, вып. 89, 1969.
- Ковалев В. С. Строение эрозионной поверхности палеогеновых отложений Юго-Восточного Приаралья. Докл. АН УзССР, № 8, 1964.
- Когай Н. А. Некоторые вопросы геоморфологического анализа хр. Султануиздаг и прилегающих к нему равнинных пространств. Тр. САГУ, вып. XCIX, геогр. науки, кн. 10, 1957.
- Когай Н. А., Мамедов Э. Д. О результатах расчленения четвертичных отложений Кызылкумов. Уз. геол. журнал, № 3, 1960.
- Коган Л. Б. Закономерности размещения тальковых руд в тальконосном поле хр. Султануиздаг. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Кондайн О. А., Голуб Д. П. Уральская складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР», т. II, «Тектоника». М., изд-во «Недра», 1968.

Коробков А. И. Стратиграфия олигоценовых отложений Северного Устюрта и Северного Приаралья на основании изучения моллюсков. Автореф. канд. дисс. Л., 1965.

Коробков И. А., Макарова Р. К. К стратиграфии и фаунистической характеристике палеогеновых отложений Кызылкумов и Южного Приаралья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 102, 1964.

Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных районов. Изв. Кирг. фил. ВГО, вып. 3, Фрунзе, 1961.

Кромская К. М., Барапов В. В. Новые данные о рудоносности гипербазитов Узбекистана. Тр. Главгеологии УзССР, № 4, 1964.

Крылов Н. А., Дитмар В. И., Летавин А. И. Переходные комплексы зон герцинской и каледонской консолидации. Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 5.

Кузьмина О. А. Строение мезозой-кайнозойского покрова Устюрта и низовьев р. Амудары. Тр. СГПК, вып. 4, 1964.

Кунин Н. Я. Структурные особенности мезозой-кайнозойских отложений Южного Казахстана. «Геотектоника», 1965, № 3.

Куприн П. И., Мирзаханов М. К. Новые данные о строении фундамента Южного Прикарабогазья. Бюлл. МОИП, нов. серия, отд. геол., т. 37, вып. 2, 1962.

Кухтиков М. М. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., изд-во «Наука», 1964.

Лигуша В. М. К вопросу о тектоническом районировании Южного Приаралья. Докл. АН УзССР, № 1, 1962.

Лигуша В. М., Носов Г. Н. О юрских отложениях Южного Приаралья. Докл. АН УзССР, № 10, 1960.

Лихачев Ю. А., Владимирский В. С., Малова Э. В. и др. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 105, 1963.

Лопатин Г. В., Деньгина Р. С., Егоров В. В. Дельта Амудары. М.—Л., изд-во АН СССР, 1958.

Луппов Н. П. О среднеплиоценовом этапе в геологической истории Закаспия. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 109, 1963.

Макарова Р. К., Цацир Э. Ф. Стратиграфия палеогена Южного Приаралья и Кызылкумов. Тр. Узглавгеологии, вып. 3. Ташкент, 1964.

Мамаев Н. Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. Тр. ИГ Узб. ФАН СССР, вып. 73, 1965.

Мартынова М. Я., Секунова Е. М. Корреляция морских палеогеновых отложений Приаралья и Кызылкумов по фораминиферам. Изв. АН КазССР, серия геол., 1966, № 1.

Массон М. Е. К истории горного дела на территории Узбекистана, т. VI, 1953.

Минакова Н. Е. К стратиграфии верхнезоценовых и олигоценовых отложений Кызылкумов. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 102, 1964.

Муравьев Н. Н. Путешествие в Туркмению и Хиву. Ч. I—II. М., 1822.

Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. «Геотектоника», 1965, № 6.

Мушкетов Д. И. Тектоника Средней Азии. Ташкент, 1936.

Мушкетов И. В. Туркестан, том I. СПб, 1886; том II, СПб, 1906.

Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент, изд. акц. об-ва «Турк-печать», 1926.

Наследов Б. Н. Металлогения Западного Тянь-Шаня и Узбекистана. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Неволин Н. В. Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. М., изд-во «Недра», 1965.

Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Зап. Всерос. минер. об-ва, т. LXII, вып. 2, 1933.

Николаев В. А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон и подвижных поясов земной коры. «Советская геология», сб. 1, 1944.

Обоницкая Е. К. Спорово-пыльцевые комплексы меловых отложений Кызылкумов и Приаралья. Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 3.

Огнев В. Н. Основные структурно-фаунистические зоны Средней Азии. В кн. «Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии». Ташкент, 1959.

Пантелейев Г. Ф. Новые данные о палеозойских отложениях Южного Приаралья. Тр. СГПК, вып. 4. М., 1964.

Пейве А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5—6.

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», 1969, № 4.

Петрография Узбекистана. Кн. I, II. М., изд-во «Наука», 1964, 1965.

Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., изд-во АН СССР, 1955.

Попов Н. Г. Юрские отложения в Южном Приаралье. Тр. СГПК, вып. 2, 1961.

Попов Н. Г., Кувшинова И. Ф. Стратиграфия меловых отложений и палеогеография Южного Приаралья в неоком-туронское время. Тр. СГПК, вып. 4, 1964.

Поршняков Г. С. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурьяно-рутного пояса. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6, 1961.

Поршняков Г. С. Герциниды Алая. Автореф. докт. дисс. Л., 1968.

Пэк А. В., Чураков А. Н. Султануздаг. Тр. ТПЭ, вып. 73, 1936.

Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К. Геологическое строение палеозойского фундамента Центральных Кызылкумов. М., 1963.

Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К., Быковский Ю. К. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, изд-во «ФАН», 1967.

Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд. Львов. ун-та, 1959.

Рубанов Д. А. Краткий очерк геологического строения Западного Гиссара. Ташкент, изд-во «ФАН», 1968.

Салибаев Г. Х. Стратиграфия верхних горизонтов палеогена Ферганы и Гиссарского хребта. Автореф. канд. дисс. М., 1966.

Свириденко А. Ф., Кустарникова А. А., Каюмов А. В. О марганцовой вулканогенно-осадочной формации Султануздага. «Узбекский геологический журнал», 1966, № 1.

Северцев Н. А. О результатах физико-географических наблюдений в Арало-Каспийских степях в 1874 г. Изв. ИРГО, т. XI, № 3, 1875.

Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., Госгеолтехиздат, 1960.

Синицын Н. М., Синицын В. М. Тянь-Шань. Главнейшие элементы тектоники. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1958.

Скворцов Ю. А. Материалы к схеме расчленения четвертичных отложений Узбекистана. «Советская геология», 1962, № 1.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Смолко А. И. Тектоника и нефтеносность Юго-Западного Приаралья. Тр. НИИ КК АССР, вып. 7, 1936.

Соболева Р. П. Стратиграфия и пластинчатожаберные моллюски верхнемеловых отложений Кызылкумов. Автореф. канд. дисс. Л., 1965.

Сомов В. Д. Горизонты олигоцена Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 161, № 6, 1965.

Соседко А. Ф. Геология и полезные ископаемые Кызылкумов. В кн. «Каракалпакия», т. I. Л., изд-во АН СССР, 1934.

Сытин Ю. И. Структурные особенности складчатого фундамента запада Средней Азии. В кн. «Перспективы нефтегазоносности западных районов Средней Азии». М., Гостоптехиздат, 1960.

Творогова И. А. О глубинном строении Северо-Западной Туркмении по аэромагнитным данным. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 46, 1961.

Толстов С. П., Кесь А. С. и др. Ниозовья Амудары, Сарыкамыш, Узбой. Мат. Хорезмской эксп., т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Трескинский С. А. Строение Эльбурса. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 21, 1946, № 3.

Туранов В. А., Гаврилов В. П. и др. Верхнеюрские отложения в Южном Приаралье. «Нефтяная геология и геофизика», 1964, № 4.

Ферсман А. Е. Геохимические проблемы Союза. Очерк 1. Тр. СОПС, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1931.

Хамрабаев И. Х. Проблема связи Урала и Тянь-Шаня по новым данным петролого-металлогенических исследований. В кн. «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня». Алма-Ата, изд-во «Наука», 1969.

Хамрабаев И. Х., Кустарникова А. А., Свириденко А. Ф. Петролого-металлогенические доказательства связи Южного Тянь-Шаня с Уралом. «Узбекский геологический журнал», 1964, № 4.

Ханыков Я. В. Пояснительная записка к карте Аральского моря и Хивинского ханства. Зап. ИРГО, кн. V, 1851.

Чимбарисов Ш. А. Особенности глубинного строения Нуратинского батолита по результатам гравиметрической съемки. «Узбекский геологический журнал», 1967, № 2.

Шаталов Е. Т. Общие закономерности формирования и размещения магматических пород. В кн. «Критерии связи оруденения с магматизмом». М., изд-во «Недра», 1965.

Штеклин Д. М. Тектоника Ирана. «Геотектоника», 1966, № 1.

Шульц В. Л. Водный баланс дельты Амударьи. Тр. Узб. геогр. об-ва, т. II. Ташкент, 1948.

Шульц С. С. ст. Основные черты мезозой-кайнозойской структуры Арабо-Каспийского водораздела. Тр. Лаб. аэромет., т. 4, 1955.

Шульц С. С. мл. Характер сочленения Урала и Тянь-Шаня. Статьи 1 и 2. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XL, № 5; т. XLI, № 5, 1965 и 1966.

Шульц С. С. мл. Геологическое строение хр. Султанузидаг и его положение в зоне сочленения Урала и Тянь-Шаня. Автореф. канд. дисс. Л., ВСЕГЕИ, 1967.

Шульц С. С. мл. Магматизм Приаралья и Кызылкумов. В кн. «Геологическое строение СССР», т. III, «Магматизм». М., изд-во «Недра», 1968.

Югай Р. Л. История развития географических и картографических представлений о пустыне Кызылкум. Ташкент, изд-во «ФАН», 1966.

Ямнов А. А. О стратиграфии континентальных отложений неогена Каракумов и Кызылкумов. Докл. АН СССР, т. 71, № 4, 1950.

Яншин А. Л. Тектоника Северного Приаралья. Докл. АН СССР, т. 23, № 8, 1939.

Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современное представление по этому вопросу. В кн. «Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.

Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Госгеолтехиздат, 1953.

Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. X, № 5, 1965.

Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. «Геотектоника», 1965, № 5.

Ярушевский Г. А., Гончаров А. И. и др. К методике детальных геологических съемок ртутно-сурымяных рудных полей Южной Ферганы. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6, Ташкент, 1961.

Attar Fārid u'd-dīn. Tadhkiratū'l Awliya of Shaykh. Ed. by R. A. Nicholson. I. L., 1905.

Bailey E., Mc Callien W. F. The Ankara melange and the Anatolian thrust. London, Nature, vol. 166, N 4231, 1950.

Basiner Th. Naturwissenschaftliche Reise durch die Kirgisenseite nach Chiva. Beitr. zur Krntt. des Rus. Reich., XV, 1848.

Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon, 1963.

Furon R. Géologie du Plateau Iranien (Perse — Afghanistan — Beloutchistan) Paris, ed. du Museum, 1941.

Humboldt A. Asie centrale, vol. I—II, Paris, 1843.

Lehmann A. Reise nach Buchara und Samarkand. SPb., 1852.

- Leuchs K. Geologische Untersuchungen im Chalyktau, Temurlytau, Dsungari-
shen Alatau. Abh. Bayer. Ak. Wiss. II Kl., v. 25, N 8, 1912.
- Meyendorff G. Voyage d'Orenbourg a Boukhara. Paris, 1826.
- Niemann A. Die Russische Expedition nach Chiva. Petermann. Mitt., 1873.
- Stille H. Über europäisch-zentralasiatische Gebirgszusammenhänge. Nachr. Ges.
Wiss. Gottingen, math. phys. Kl., 1928.
- Stille H. Der «subsequentes» Magmatismus. Berlin, 1950.
- Suess E. Das Antlitz der Erde III Band, I Hälfte, Wien, 1901.
- Trümpy R. Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. Bull. of
the geol. Soc. of Amer., vol. 71, N 6, 1960.
- Zimmermann K. Geographische Analyse der Karte von Inner-Asien,
B., 1841.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Сопоставление осадочно-метаморфических формаций, слагающих хребет Султан-Увайс

Тектонические блоки	Силурийская (?) система	Девонская система			Каменноугольная система
		нижний отдел	средний отдел	верхний отдел	
Шейхджейлинский синклиниорий			Шейхджейлинская свита (спилит-кератофировая формация)	Куянчикская свита мраморов	
Султанувайский антиклиниорий	Султануиздагская свита (терригенная формация)	Джамансайская свита (фтанитовая формация с прослоями диабазов)	Бешмазарская свита (формация туфогенных зеленокаменных сланцев)		
Менажатский синклиниорий	Казанский аллохтон		Кахралсайская свита (терригенная формация)	Казанская свита (терригенно-карбонатная шельфовая формация)	Ащенынтауская (андезит-дацитовая формация)
	Каратауский аллохтон		Каракудукская свита (формация амфиболитов и амфиболизированных диабазов)		

Сопоставление плутонических комплексов хребта Султан-Увайс

Плутонические комплексы	Шейхджелинский синклиниорий	Султанувайский антиклиниорий	Менажатский синклиниорий
Комплексы формирующейся континентальной коры (Pz_3)	Кубатауский комплекс гранитов	Джамансайский комплекс граносиенитов, сиенит-диоритов и габбро-диоритов и Актауский комплекс гранодиоритов	Кахралсайский комплекс плагиогранитов
Гипабиссальные субвулканические комплексы (Pz_2)	Зенгебобинский комплекс диоритов и гранодиоритов	—	Казантауский комплекс габбро-диоритов и габброидов
Комплексы океанической коры (находятся в аллохтонном залегании, возраст формирования не ясен, условно $Pz_2?$)	—	Тебинбулакский комплекс перидотитов, пироксенитов и горнблендитов	Менажатский комплекс серпентинитов и Кызылсайский комплекс габрондов, габбро-мигматитов и габбро-амфиболитов

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Краткая литологическая характеристика	А.Д. Архангель- ский (1914-1931)	П.П. Ченко, А.И. Смалко, Л.В. Романовская (1947)	А.А. Кулеш, (1958 по Е.Г. Виноку- ровой)	Е.Г. Винокурова и Е.А. Жу- кова (1960)	Р.П. Соболева (1965)	С.С. Шульц мл. (1966)	
						Возраст	Наименование свит
7 Белые мергели	Верхний сенон	Эоцен	Эоцен	Эоцен	Эоцен	Эоцен	Эоцен
6 Фосфоритовые галечники, устричники и известковистые песчаники	Сантон	Сенон		Даний	Палеоцен	Палеоцен	
5. Косослоистые пески и песчаники с прослойками глин и ракушняков	Турон Верхний Нижний	Турон Верхний Нижний	Сеноман	Сенон	Верхний турон-сенон Верхний турон (палькоф бештюбे) Нижний турон	Верхний турон Нижний турон	бештюбинская свита ($Gr_2 t_{1+2} dt$)
4. Косослоистые пески и песчаники с прослойками бурых железняков и конгломератов с обломками древесины	Сеноман	Турон Нижний	Сеноман	Турон Нижний турон	Сеноман	Сеноман	Хаджакульская свита ($Gr_2 st sp$)
3. Косослоистые пески с прослойками пестроцветных глин и ракушняков			Сеноман		Средний + верхний альб	Сеноман	Кызылкалинская свита ($Gr_2 st kk$)
2. Сероцветные ленточные глины с прослойками песков, глин и ракушняков	Нижний мел?	Альб	Альб	Альб	Нижний альб	Верхний апт	Султанабдинская свита ($Gr_1 ap sb$)
1. Косослоистые конгломераты и конгломератофрекции, глинисто-каолиновые породы с известковистыми спаянениями				Апт?	Апт?	Неоком?	Истемесская свита ($Gr_1 nc? ls$)

СХЕМА СОПОСТАВЛЕНИЯ ПРИАРЛЬСКИХ И СТРАТОТИПИЧЕСКИХ И ПАРАСТРАТОТИПИЧЕСКИХ

СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ НЕОГЕНА ЮЖНОГО ПРИАРАЛЬЯ, ХРЕБТА СУЛТАН-УВАЙС
И ЮГО-ЗАПАДНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

Возраст		Южное Приаралье		Хребет Султан-Увайс и грязь Кокча	Юго-западные Кызылкумы
		Юго-западное Приаралье	Юго-восточное Приаралье		
Природный	Верхний тиктин + средний (?)	Апшерон	Морской апшерон	Ташкырская свита	Ташкырская свита
Неподп.	Верхний тиктин	Акчагыл	Морской акчагыл	Садыварская свита	Садыварская свита
Природный	Средний тиктин + средний (?)	Послесарматский реликтовый заунгусский водоем	Саятские слои	"Пляжевые террасы" южного склона хребта Султан-Увайс	Саятские слои
Неподп.	Верхний тиктин	Сармат	Заунгусская свита	Здингусская свита (верхняя пачка)	Денгизкульская (заунгусская) свита
Природный	Средний тиктин	Тортон	Известняки нижнего и среднего сармата	Заунгусская свита (нижняя пачка)	Слои с <i>Mediocytherideus</i> <i>mirus Gramm</i>
Неподп.	Верхний тиктин	Конк	Конкские глины и известняки	Агытминская свита	Агытминская свита
Природный	Средний тиктин	Караган	Слои с <i>Crassostrea</i> <i>griffoides</i>		
Неподп.	Верхний тиктин	Чокрак	Агытминская свита		
Природный	Средний тиктин	Тархан			
Природный	Гельвет	Ржевакие- вые слои			
Природный	Бурдигал	Верхняя часть разреза дарьялыкской свиты	Аналоги верхнесар- батырской подсвиты (слой с <i>Porosopollen</i> <i>dendriticus</i>)	Слон с <i>Porosopollen</i> <i>dendriticus</i> (аналог верхнесарб- тырской подсвиты)	Верхнесарбатырская подсвита
Природный	Аквитан				

О ГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Глава I. Орография центральной части Туранской низменности. Южное Приаралье. Арало-Кызылкумский вал. Хребет Султан-Увайс	7
Глава II. Развитие представлений о соотношении Урала и Тянь-Шаня. История изучения геологии и ископаемых богатств Южного Приаралья и хребта Султан-Увайс	16
1. Ранние исследования	16
2. Исследования конца XIX и начала XX веков	18
3. Исследования 1910—1930 годов (работы А. Д. Архангельского и А. Н. Чуракова)	20
4. Исследования 1930—1940 годов	22
5. Исследования 1950—1960 годов	25
Глава III. Складчатый фундамент Южного Приаралья. Стратиграфия палеозойских отложений хребта Султан-Увайс и прилегающих участков фундамента	32
1. Докембрийские и раннепалеозойские отложения (хребет Султан-Увайс и Южное Приаралье)	40
2. Силурийские отложения	41
3. Девонские отложения	45
4. Каменноугольные отложения	63
5. Сопоставление палеозойских разрезов Южного Приаралья и хребта Султан-Увайс с разрезами Урала, Кызылкумов и Тянь-Шаня	66
Глава IV. Плутонические породы хребта Султан-Увайс и фундамента Южного Приаралья	68
1. Плутонические комплексы океанической коры	70
2. Гипабиссальные субвулканические комплексы	75
3. Плутонические комплексы формирующейся континентальной коры	76
Глава V. Стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Южного Приаралья, Арало-Кызылкумского вала и хребта Султан-Увайс	82
1. Триасовые (?) отложения	83
2. Юрские отложения	85
3. Меловые отложения	86
4. Палеогеновые отложения	102
5. Неогеновые отложения. Сармато-акчагыльская фауна и Заунгусский реликтовый бассейн. Происхождение Арало-Сарыкамышско-Хорезмийской котловины и современного рельефа Туранской плиты	111
6. Четвертичные отложения. Новейшая история Приаралья	117
Глава VI. Тектоническое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. Тектоника хребта Султан-Увайс	121
1. Структура палеозойского складчатого фундамента хребта Султан-Увайс и прилегающих участков фундамента Южного Приаралья	121

2. Новейшая структура хребта Султан-Увайс и Арало-Кызылкумский вал	136
Глава VII. Металлогенения зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. Полезные ископаемые хребта Султан-Увайс и полосы поднятий Арало-Кызылкумского вала	139
1. Металлогенические особенности зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. Металлогеническое районирование хребта Султан-Увайс	139
2. Полезные ископаемые палеозойского складчатого фундамента хребта Султан-Увайс	141
3. Полезные ископаемые мезозойских и кайнозойских отложений поднятий Арало-Кызылкумского вала	147
Глава VIII. Краткий очерк истории геологического развития Южного Приаралья и прилегающих районов	149
Глава IX. Характер сочленения Урала и Тянь-Шаня	162
1. Урал, Тянь-Шань и общая структура Евразии	162
2. Варисцийские складчатые сооружения западной части Южного Тянь-Шаня (Кызылкумо-Алайская система варисцид)	164
3. Варисцийские складчатые сооружения южной части Уральской складчатой области и их сочленение с варисцидами Тянь-Шаня в фундаменте Туранской плиты	178
4. Сочленение новейших горных сооружений Урала и Тянь-Шаня. Арало-Кызылкумская система дислокаций	185
5. О степени наследования новейшими дислокациями плана структур фундамента	192
Список литературы	194
<i>Приложение 1. Сопоставление осадочно-метаморфических формаций, слагающих хребет Султан-Увайс</i>	202
<i>Приложение 2. Сопоставление plutонических комплексов хребта Султан-Увайс</i>	203
<i>Приложение 3. Сопоставление схем стратиграфического расчленения меловых и нижней части палеогеновых отложений хребта Султан-Увайс</i>	204
<i>Приложение 4. Схема сопоставления Приаральских и Кызылкумских разрезов палеогена со стратотипическим и пастратотипическим разрезами Крыма и Кавказа</i>	(вкл.)
<i>Приложение 5. Сопоставление разрезов неогена Южного Приаралья, хребта Султан-Увайс и Юго-Западных Кызылкумов</i>	205

Сергей Сергеевич Шульц мл

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ
СОЧЛЕНЕНИЯ УРАЛА И ТЯНЬ-ШАНЯ

Редактор издательства *Л. В. Власова*
Переплет художника *В. М. Лукьянова*

Техн. редактор *А. Г. Иванова*
Корректор *Л. М. Кауфман*

Сдано в набор 1/II 1972 г. Подписано в печать 9/XI 1972 г. Т-19105 Формат 70×108^{1/16}
Бумага № I Печ. л. 14,5 с 3 вкл. Усл. печ. л. 20,3 Уч.-изд. л. 20,3 Заказ 806/3895-1
Тираж 1200 экз. Цена 2 р. 21 к.

Издательство «Недра»; 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва, 109088, Южнопортовая ул., 24.

2 р. 21 к.

457

ИЕДРА - 1972