

С. С. ШУЛЬЦ

*

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
СТРОЕНИЕ
ЗОНЫ
СОЧЛЕНЕНИЯ
УРАЛА
И ТЯНЬ-ШАНЯ

С.С.ШУЛЬЦ мл.

*

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
СТРОЕНИЕ
ЗОНЫ
СОЧЛЕНЕНИЯ
УРАЛА
И ТЯНЬ-ШАНЯ**



**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 сочленяются варисцийские и новейшие структуры Урала и Тянь-Шаня. Подробно 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 перекрытий. 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.

ВВЕДЕНИЕ

Урал и Тянь-Шань представляют собой крупнейшие по протяженности горные системы Евразии, каждая из которых имеет в длину около 2500 км и характеризуется выдержанным и постоянным простиранием хребтов и горных гряд. Уральская система хребтов имеет меридиональные с отклонениями к север-северо-востоку простирания, тянь-шаньская — 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 (Аральтовы 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 Арало-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 воззрения — 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 докембрийского 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 простирания от меридиональных, уральских, до широтных, Тяньшаньских. Меридиональные простирания 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 простирания структур резко изменяются, можно рассматривать, как глубинную границу погребенных продолжений варисийских складчатых сооружений Урала и Тянь-Шаня в фундаменте Туранской плиты. Наиболее поднятой и единственной обнаженной частью этой зоны является хр. Султан-Увайс (Султануиздаг) *, 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, варисийскими структурами, но связь намечается и в более молодых, альпийских структурах, которые, как мы увидим далее, образуют на территории Туранской плиты единую Арало-Кызылкумскую систему дислокаций — структурный «мост» между Уралом и Тянь-Шанем. Строение этой системы и крупнейшей из них — Арало-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 полуполюдендарную биографию Увайса Карани можно найти в книге знаменитого персидского поэта Фарид-ад-дин Атгара «Тазкират уль-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: Василь-кара, Василь-кара, Увайс-Карани, Султан-Увайс, Шиходжейли, Шейх-Джели. После 1879 г. преобладает введенное в литературу А. В. Каульбарсом название Султан-Уиз-Даг, или Султануиздаг (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 — находятся 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-Тяньшаньская варисцийская 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. Владимирскому,

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. Атабекином, Т. Н. Богдановой, А. А. Бухариной, Л. С. Гликманом, Р. С. Елтышевой, В. В. Житеновой, В. Д. Ильиным, Л. П. Кахановой, Н. П. Ковалевой, В. А. Коротковым, З. В. Крячковой, В. Л. Лепехиной, Э. В. Маловой, В. З. Махлиным, В. Ф. Пчелинцевым, М. А. Ржонсницкой, 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. Каханову, 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-КЫЗЫЛКУМСКИЙ ВАЛ.
ХРЕБЕТ СУЛТАН-УВАИС**

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 Каратау; на юго-востоке в пределы низменности глубоко вдаются понижающиеся отроги системы хребтов Южного Тянь-Шаня — Нуратинские и Зирабулак-Зиатдинские 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 — Устюртом 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 противоположно направленных.

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 докембрийскими породами; 2) относительно возвышенное плато типа Устюрта, поверхность которых сложена отложениями миоценовых морей (условно назовем их «миоценовыми плато»); 3) менее возвышенные песчаные плато типа Заунгузских Каракумов, поверхность которых покрыта переветными песчаными отложениями плиоценовых водоемов и рек (назовем их «плиоценовыми плато»); и 4) эрозивно-тектонические депрессии, заполненные отложениями верхнего плиоцена и четвертичными аллювиальными наносами (рис. 1).

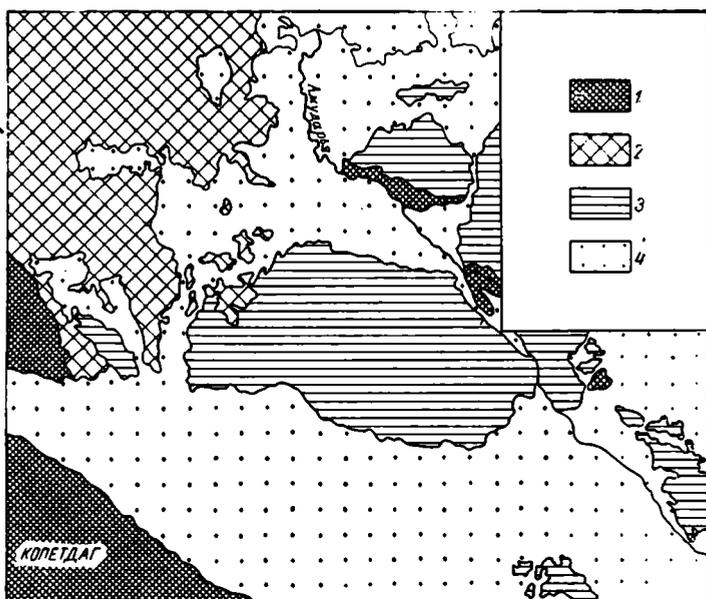


Рис. 1. Геоморфологическая схема Южного и Юго-Западного Приаралья, Каракумов, Северо-Западных и Юго-Западных Кызылкумов

1 — возвышенности, сложенные меловыми и палеозойскими породами; плато: 2 — миоценовые, 3 — плиоценовые; 4 — эрозивно-тектонические 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 — Амударьи и Сырдарьи (Акулов, 1960). Эта котловина существовала уже в позднем плиоцене, затоплялась водами ачкагыльских и апшеронских водоемов и сформировалась, по-видимому, в результате интенсивной эрозивной деятельности среднеплиоценовых рек, образовавших системы глубоких и широких долин, расчленивших плиоценовое плато, и последующей абразивной деятельности позднеплиоценовых морей (эти денудационные процессы во многом, конечно, контролировались тектоникой).

В настоящее время четвертичные наносы Сырдарьи и Амударьи 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 сармата. Восточный чинк Устюрта протягивается на юг до

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

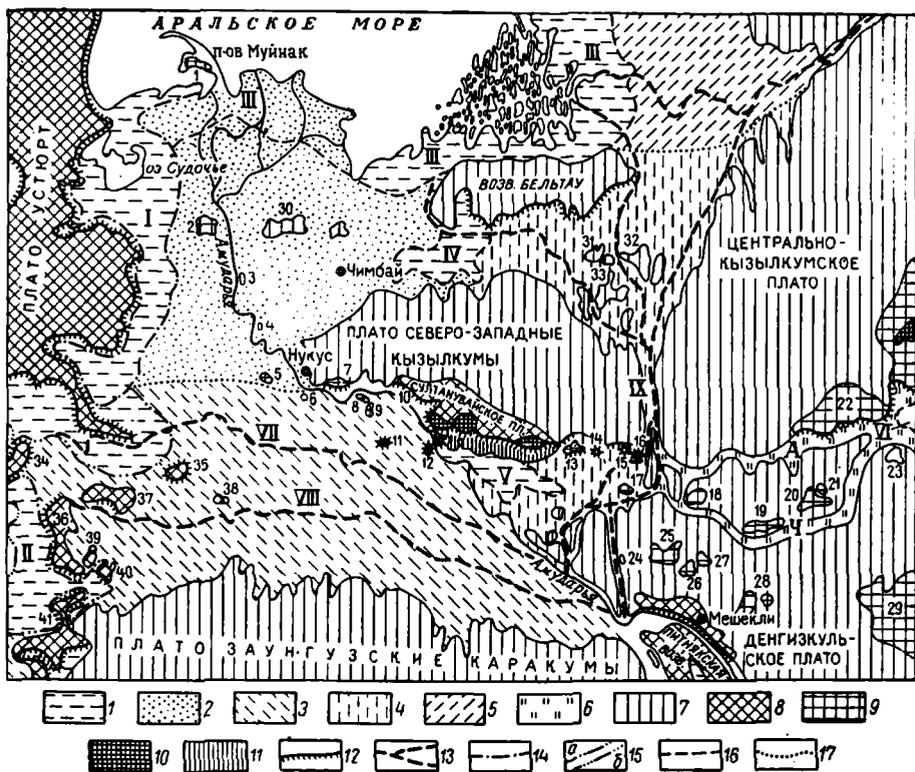


Рис. 2. Орографическая схема Южного Приаралья и Западных Кызылкумов с элементами геоморфологии

1—5 — четвертичные аллювиальные равнины древних Амударьи и Сырдарьи и современной Аральской дельты: 1 — территории, в недавнее историческое время покрывавшиеся водами Аральского, Сарыкамшского и других крупных озер. Дельтовые равнины: 2 — Аральская, 3 — Сарыкамшская (Кунядарьинская), 4 — Северо- и Южно-Актадарьинская (Хорезмийская), 5 — Жанадарьинская; 6 — наносы, заполняющие Атаджанскую и Чокалакско-Бузаубайскую ложбины. Плиоценовые плато и возвышенные равнины: 7 — плиоценовые, 8 — миоценовые; 9 — мел-палеогеновые возвышенности и гряды; 10 — водораздельные участки хр. Султан-Увайс и гор. Букантау (гряда Тобаберген); 11 — южный склон хр. Султан-Увайс; 12 — обрывы и чинки; 13 — сухие русла и долины Амударьи (Дарьялык, Даудан, Акчадарья) и Сырдарьи (Жанадарья); 14 — границы Айбугирского залива Аральского моря в 1851 г. (по Я. В. Ханникову); 15 — границы Сарыкамшского озера: а — в конце II — начале I тыс. до н. э., б — в начале XV в.; 16 — границы Даукаринского озера, озер Истемес и Минбулак; 17 — граница Аральской и Сарыкамшской дельты. Цифрами и буквами: 1—29 — останцы Арало-Кызылкумского вала: 1 — Токмак-Ата, 2 — Кызлджар, 3 — Парлытау, 4 — Крантау, 5 — Ходжейли, 6 — Кетменчи, 7 — Бештубе, 8 — Мысханата, 9 — Иланкыр, 10 — Каратепа, 11 — Кубатау, 12 — Джимуртау, 13 — Аязкала, 14 — Кырккыз, 15 — Кургашинкала, 16 — Кокча, 17 — Джанбаскала, 18 — Мамырдынкаракыр, 19 — Атантайызган, 20 — Сандык, 21 — Буюн, 22 — Итемир-Джиракудук, 23 — Куралы, 24 — Сокуль, 25 — Каратау, 26 — Карашоқы, 27 — Каскатау, 28 — Кошай, 29 — Карабогуз; 30—41 — останцы, отложенные от миоценовых и плиоценовых плато в дельтах Амударьи: 30 — Кушканатау, 31 — Бузугул, 32 — Далы, 33 — Учтаган, 34 — Бутентау, 35 — Мангыр, 36 — Тарымкая, 37 — Тузгыр, 38 — Узундаг, 39 — Гяуркала, 40 — Амандаг, 41 — Зенгибаба. Древние озера: I — Айбугир, II — Сарыкамш, III — разливы Аральского моря (XIX—XX вв.), IV — Даукара, V — Истемес, VI — Минбулак; VII—IX — сухие русла древних протоков Амударьи: VII — Дарьялык, VIII — Даудан, IX — Акчадарья. Ложбины: А — Атаджанская, Ч — Чокалакско-Бузаубайская

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-акчадарьинской), сарыкамышской (кунядарьинской), северо-акчадарьинской и аральской (современной), а также жанадарьинской 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-акчадарьинской 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 Акчадарьинской долиной (одним из древних сухих русел Амударьи), обычно называют Южным Приаралем. В настоящей работе рассматривается геологическое строение именно этой территории.

Одним из примечательнейших орографических элементов Южного Приаралья является хорошо выраженная в рельефе 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 отклоняет от долины ряд холмов, остающихся на ее левом берегу — небольшую гряду Джимуртау и изолированную горку Кубатау, сложенные палеозойскими метаморфическими толщами и гранитами, песчаные холмы Иланкыр, Мысканата, Кетменчи и Ходжейли. Восточнее пос. Мангит полоса возвышенностей, полого изгибаясь, отходит от реки, и продолжается к востоку до древнего сухого акчадарьинского русла.

Полоса возвышенностей 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, перевейными 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 блюда, 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 мелочными 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 продолжающимися его на запад и восток невысокими меловыми грядками; абсолютные отметки его наиболее высоких вершин 440—470 м, тогда как абсолютные высоты холмов меловых гряд не превышают 150—160 м.

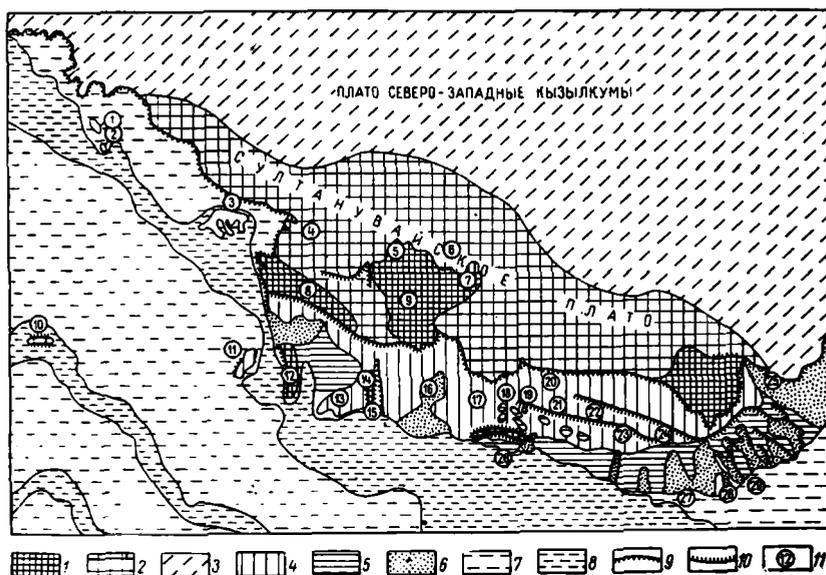


Рис. 3. Орографическая схема хр. Султан-Увайс с элементами геоморфологии

1 — гряды и вершины, возвышающиеся над поверхностью Султанувайского плато; 2 — поверхность Султанувайского плато неоген-четвертичного возраста; 3 — поверхность плато Северо-Западных Кызылкумов позднелигоцен-четвертичного возраста; 4 — южный склон хр. Султан-Увайс, глубоко расчлененный саями; 5 — поверхность «пляжевых» террас и древней пролювиальной равнины южных и юго-западных склонов хребта (Каракольской пролювиальной равнины, по Н. А. Когоаю); 6 — конусы выноса саев южного и юго-западного склонов хребта; 7 — четвертичные аллювиальные равнины Акчадарьинской и Сарыкамышской дельты; 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 — Каратапа, 2 — Челпык, 3 — оз. Ходжакуль, 4 — Ходжакульсай, 5 — Тебинбулаксай, 6 — Аччисай, 7 — Ащенинтау, 8 — Шейхджейли, 9 — Аччитау, 10 — Кубатау, 11 — Джимуртау, 12 — Куянчик, 13 — Зенгебобо, 14 — Актау, 15 — Урусай, 16 — Джамансай, 17 — Джантаксай, 18 — Кызылсай, 19 — Казансай, 20 — Казантау; 21 — Дженгельдысай, 22 — Султанбобосай, 23 — Кахралсай, 24 — Ахимбетсай, 25 — Карачадалысай, 26 — Дарбза, 27 — Кызылкала, 28 — Топраккала, 29 — Парлыккала

Хребет Султан-Увайс (рис. 3) имеет своеобразную ассиметричную 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 севере под покров эоловых песков, которые покрывают более низкую и более молодую поверхность выравнивания позднелипо-

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 пласты 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 Джамансай 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 Амударьи. Наиболее высокой из них является Аччитау-Бешмазарская гряда, слегка возвышающаяся над равниной Султанувайского плато, и являющаяся наиболее поднятым участком всего хребта. Простираение водораздела хребта к востоку от Джамансай — 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 Амударьи. С запада и севера она ограничена двумя крупными разломами, движения по которым продолжают, по-видимому, и в настоящее время и так быстры, что эрозия не успела еще глубоко расчленить этот огромный блок палеозойских пород (девонских порфиринов), взброшенный почти на 300 м над долиной реки и озером Ходжакуль.

Центральная и восточная части хребта к востоку от Джамансай 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 Джамансай являются (с запада на восток) Джантаксай, Кызылсай, Казансай, Дженгильдысай, Султанбобосай, Кахралсай 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 Кахралсай, современное русло которого врезано в конус выноса сая на 20—25 м, наименее значительно — в районе Джамансай: 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 простираем слагающих их толщ в запад-северо-западном направлении. Особенно хорошо в рельефе южного склона восточной

части хребта выражена гряда Каратау, 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 Казантау (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 возвышенности, 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 (Кырккыз, Кургашинкала), и с рядами покрытых растительностью песчаных бугров-чокалаков, приуроченных к водоносным трещинам. Эта территория является бывшей дельтой Амударьи — Акчадарьи, 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 акчадарьинскому коридору в Аральскую впадину.

Восточное продолжение хр. Султан-Увайс (рис. 4) ограничено от хребта такырами древнего русла одного из рукавов акчадарьинской 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 Акчадарьи, 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 акчадарьинским коридором — древним сухим руслом Акчадарьи, принимающим здесь строго меридиональное направление. Восточнее гряду Кокча по простиранию 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,

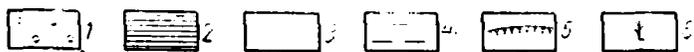
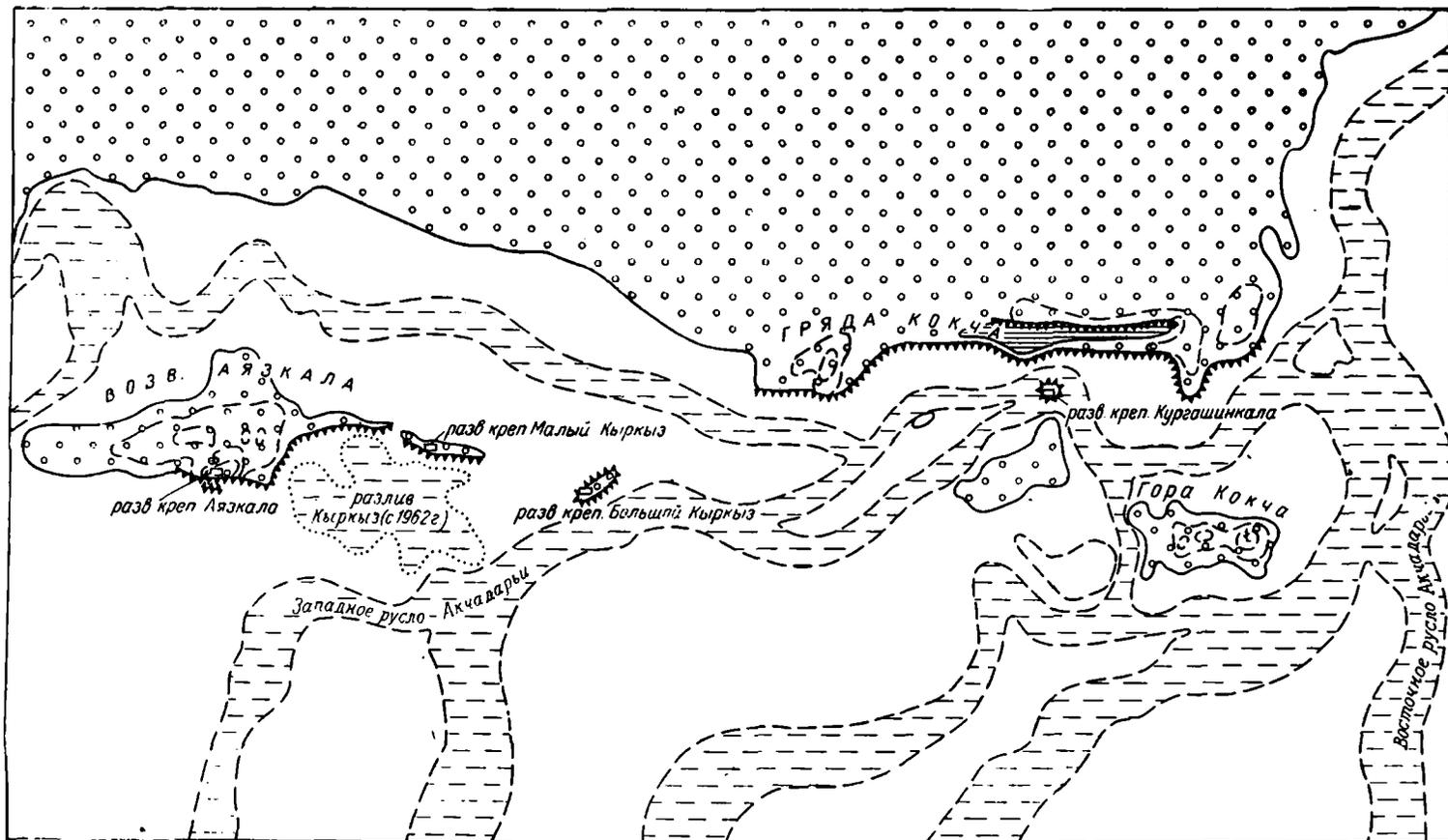


Рис. 4. Орографическая схема района возвышенности Аязкала и гряды Кокча с элементами геоморфологии

1 — поверхность плато Северо-Западных Кызылкумов и возвышенностей Арало-Кызылкумского вала; 2 — такры северного склона гряды Кокча; 3 — четвертичная аллювиальная равнина Южно-Акчадаринской дельты; 4 — русла пра-Акчадары и поверхность разлива амударьинских вод; 5 — обрывы; 6 — автохтонные остатки медового 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 Тахияташа 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 Ащиккуль близ Нукуса, Токтепа, Крантау, Парлытау) 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 простиранию 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 превышает 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 фаціальным особенностям. Рельеф их также различен: всю территорию Юго-Западного Приаралья занимают дельтовые равнины Амударьи и ее староречий: сарыкамышская, южно-акчадарьинская 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 акчадарьинским коридором и рукавами северо-акчадарьинской, жанадарьинской и аральской дельт.

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

1. 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-акчадарьинскую) 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.

Железородная 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 кянгуйской (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 акчадарьинских протоков у подножия южного склона Султан-Увайса, в частности, в крепостях Топраккала, Аязкала, Большой и Малый Кырккыз, Кургашинкала, Джампыккала и многих других. Некоторые длавильные 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 территорий и стран.

Широко использовался в древности тальковый камень. Из него делали огнеупорные 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 лишённые 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, ведётся и их добыча (Данилевский, 1851; Величко, 1861).

Сведения об амударьинском 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 «песошного 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, завладевшего Хивою и водворения лености между своими подданными», запретил вести работы и приказал убить пленника (Ефремов, 1811, стр. 70—71).

О золотоносности гор Султан-Увайс (Шейхджейли, или Вайслы-кара) упоминают почти все русские и европейские путешественники, посетившие Хивинское ханство в XVIII и начале XIX вв.: митрополит Новопатрасский Хрисанф, побывавший в Хорезме в 1790 г., врач — майор Бланкеннагель (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. Базинер (Basiner, 1848), который указал на золотоносность Шейхджейлинских 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 Шейхджейлинской гряды на западе хребта. Последний подчеркивал, что «для лучшего охранения сих важных мест имеется тут стража». Однако после присоединения Хивы к России и неудачных поисков Н. П. Барботом-де-Марни в некоторых горных выработках хребта золота в литературе утвердилось 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 повышением 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 доходит понижающийся 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 позднеэоценовой 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. кызылкупские возвышенности нередко называли «палеозойскими останками» (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 простирающие 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. Ханьковым 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 Амударьи 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 Урундарьинская 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 Питнякское 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 Амударьи, их фосфоритность и дал описание хр. Султан-Увайс и прилегающих к нему поднятий. Указав на северо-западное простирающиеся палеозойских пород Шейхджейллинского 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 томе «Известий Русского Географического общества»,

что и доклад Н. П. Барбота-де-Марни, статье Н. А. Северцева (1875) обращается внимание на меридиональные простирания порфириновых пород северо-западного окончания хребта и делается предположение о перестройке первоначальной структуры хребта позднейшим меридиональным порфириновым 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 Нуратау и уже впоследствии разделенного на части размыванием» (стр. 650—651). Он указал на существенную разницу между палеозойскими толщами Султан-Увайса и Тянь-Шаня. Противопоставляя султануиздагские породы тяньшаньским, И. В. Мушкетов (1886) писал: «Первые гораздо более изменены, метаморфизованы, нежели вторые; в горах Султануиздаг сланцы отличаются замечательным богатством разновидностей, частыми переходами одних в другие и многочисленными жильными выделениями» (стр. 678). Сопоставив химические анализы алмандина из Блюмовской копи на Урале и из гор Султан-Увайс (весьма сходные), а также уральские и султанувайские образцы, И. В. Мушкетов заключил, что «несколько 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 кражем, 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. Полов 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 — Шейх-джели. Они высказывают мысль о доскладчатом внедрении интрузива гранитоидов, наличие которого и обусловило поворот в простирании кристаллических сланцев Султан-Увайса. Амфиболиты каратауской полосы авторы отделили 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-

ответствует 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, Кызылджар (Кубетау) и другие и указал на присутствие в их разрезах фосфоритовых галечников. Фауну, 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 (раннехвалынской) трансгрессии 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 дельты 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, 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 Кызылкумы. 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 толщ породы (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 эффузивно-осадочная толща в западной части хребта, стратиграфически не увязанная с остальным разрезом, по-видимому, более молодая, и еще более молодой комплекс порфиритов 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, сантона 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 эоцена. 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-муяна 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 миоцену.

Критикуя взгляды Л. С. Берга на арало-каспийские отложения позднечетвертичного времени, А. Д. Архангельский (1931) пришел к выводу, что связи Каспийского и Аральского водоемов не существовало, что образование Аральской, 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 А. Д. Архангельского, эти впадины разделялись еще недавно сплошными перемычками несметанных 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 верхнепалеоценовые осадки с акчагыльской и апшеронской фауной, что показало неправильность представлений А. Д. Архангельского о послетретичном происхождении Аральской, Сарыкамышской и Хорезмийской впадин и об отсутствии трансгрессий моря в их пределы.

Исследованиями А. Д. Архангельского впервые намечено существование Арало-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 Аральское море и протягивается на юг в пустыню Кызылкум. В ее составе А. Д. Архангельский отметил дислоцированные выходы мела в районе п-ова Куланды на северном берегу Аральского моря, островов Николая (Возрождения) и Токмак-ата (Муйнак), мыса Актумусук, холмов Кубатау, Борлытау, Крантау, Ходжейли и Бештубе 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. Нуратау. Указав на изменение простираний палеозойских пород хр. Султан-Увайс от широтных на востоке хребта до почти меридиональных на западе, А. Д. Архангельский подчеркнул, что Арало-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 Арало-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 Арало-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 отказаться от представления о докембрийской Устюртской глыбе, и на тектонической схеме СССР (Архангельский и Шатский, 1933) Устюрт показан как зона мезозойской складчатости, ограниченная Арало-Кызылкумским валом от герцинид Урало-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-Эмбейского гравитационного максимума. Однако ни в одной из указанных работ не ставится под сомнение существование Арало-Кызылкумского вала.

А. Д. Архангельский (1941) в своем обобщающем труде подробно излагает все данные об Арало-Кызылкумском вале и указывает: «сопоставляя все эти факты, легко прийти к заключению, что Урал через посредство подземного фундамента Арало-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 Мугуджар 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, Арало-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 популяризировали 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 Нура-тинского 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 сочленения Урала и Тянь-Шаня через Кызылкумы и возможном обогащении места резкого изменения простирающихся 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, галька и мраморов, мергелей, глины, 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-Увайсе 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) эффузивные 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 — эффузивные и туфогенные породы западной части хребта. А. В. Пэк предполагал существование угловых несогласий между всеми свитами, но не обосновал это предположение фактическим материалом.

Изменение простираения свиты кварцитов в центральной части Султан-Увайса А. В. Пэк объяснил влиянием жесткой субстрата на вторичную складчатость. В работе А. В. Пэка описаны Кызылсайское и Казгантауское месторождения талькового камня. А. В. Пэк резко записил запасы талькового камня, определив их цифрой порядка 1 млн. т. Как было выяснено впоследствии разведочными работами И. Ф. Марьяновича и Я. С. Висньевского (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. Висньевский. 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-снениты в южной и восточной частях массива. Я. С. Висньевский 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 дислоцированность 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 простирания. Тяньшаньские же герцинские структуры, по предположению А. Л. Яншина, сформировавшиеся несколько ранее аральских, 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, продолжающая по простиранию Тобольскую (Иргизскую) герцинскую зону Восточного Урала, проследживается А. Л. Яншиным на юг на расстояние свыше 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 простирание.

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 тяньшаньская складчатые системы оказались разобщенными.

В 1946 г. ВСЕГЕИ была организована Амударьинская 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 золотых песков, считая их результатом переувлажнения отложений аллювиально-озерных неогеновых равнин. Континентальные отложения неогена Кызылкумов и Каракумов были расчленены А. И. Смолко на три свиты — эльджикскую, 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. П. Мандельштамом, как позднелиоценовые.

П. П. Чуенко, посетивший в 1946 г. Султан-Увайс, впервые установил наличие морских альбских (класейских) отложений в его водораздельной части в районе верховьев Кызылса. Это окончательно доказало, что хребет не является «останцом» древнего палеозойского кряжа и что его современное поднятие является результатом кайнозойских движений. На южном склоне Султан-Увайса в галке и валунах плотных кремнистых известняков, входящих в состав древнего пролювиального шлейфа, П. П. Чуенко обнаружил остатки силурийской и девонской фауны: брахиопод, ружоз и амфипор 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 амфипор и кораллов силур-девонского возраста. В 1948 г. им же были обнаружены остатки познедевонских (фаменских) брахиопод в западной части хребта, в мраморах возвышенности Куянчик (Висьневский, 1950). Находки палеозойской фауны совершенно изменили 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) отнес 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. Дядкина и В. Д. Никитин подробно описали строение некоторых редкометалльных пегматитовых жил хребта. В трудах К. Л. Бабаева и указанных исследователей развиваются противоположные воззрения 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. Им были изучены отложения акчадарьинских и амударьинских 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, определявшимся 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. Сагунова, И. С. Щеплыкина 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 Акчадарьинской, Сарыкамышская котловина и древнее русло Узоя 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 представлялись представлениями А. В. Пэка и Я. С. Висьневского, 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, амфилов, строматопор и брахиопод. При их определении установлена принадлежность к эйфельскому ярусу среднего девона мощной толщи вулканогенных отложений западной части хребта (шейхджелинской свиты), которую Я. С. Висьневский считал наиболее молодой, и мраморов и гнейсов восточной части хребта, которые, по Я. С. Висьневскому, 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 разновозрастных отложений, связанных переходами по простирацию. Однако авторы не сформулировали этот вывод, а описали все свиты, как единый разрез последовательно отлагавшихся силурийских (?), пизие- 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 брахиантиклиналь хребта, в центральной части которой палеозойские толщи залегают почти горизонтально, авторы почему-то сочли

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

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 простираения 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 простираний прямо опровергают представление ее автора о погружении на запад запрокинутой антиклинали.

Столь же необосновано произведенное А. М. Виленским расчленение на узкие тектонические чешуи и полосы ордовикского, силурийского и девонского возраста единой толщи мраморов и гнейсов южного склона восточной части хребта. Это расчленение особенно непонятно потому, что ко 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, табулят, амфиопор и ругоз. На структурно-геологической карте А. М. Виленским изображен грандиозный поперечный разлом западнее Кызылсай, разбивающий хребет на два блока. Сложные 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. Шукевич, 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 Сокулъ 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 варисцидскими складчатыми сооружениями. С. С. Шульц ст. (1955), опираясь на аэровизуальные наблюдения, пришел к заключению о широтном простираании альпийских складок Арало-Каспийского региона, считая Мангышлак-Айбугирскую 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 простираения, по которому уральская и тяньшаньская 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 «Бельгаускую 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

на северо-запад варисийскими складками Тянь-Шаня; непосредственным продолжением хр. Султан-Увайс они считали Актумсукское и Касарминское поднятия фундамента Устюрта. Представление о «торцовом» 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), неопровержимо установили, что под маломощными голоценовыми наносами Амударьи 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 валобразному 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, Акчадарьинской и Хорезмийской дельт Амударьи широко распространены акчагыльские и апшеровские 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 Кара-Богаз-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 plutонические образования (граниты, гранодиориты, диориты, габбро) и эффузивы.

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

разведанных 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 корях выветривания на ультрабазитах.

В начале 1960 г. в пределах хребта работали геологи Министерства геологии УзССР 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-тяньшаньского 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, «Султануиздагская 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 Э. А. Макаровой, которая при районировании магнитного поля Средней Азии связала Султануиздагскую 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 «Султануиздаг-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 УзССР 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-Тяньшаньского сдвига, амплитуда которого, по В. Г. Гарьковцу, достигает 150 км. В. Г. Гарьковец обосновывает свое представление о существовании сдвига анализом 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. Гарьковцом сдвига и свидетельствует, скорее, в пользу плавного изгиба этих осей, соответствующих осям палеозойских структур — «Кызылкумской сигмиды», 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. Курбаниязов, 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 марганцевосности 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 металлогении сочленяющихся структур. Проблеме сочленения уральских и тяньшаньских структур посвящены многие статьи и книги, вышедшие за последнее десятилетие (Абдуллин, 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 Султануздагская геофизическая партия под руководством А. К. Сологуба, производящая поисковые и поиско-

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 относятся, в частности, проблема возраста древних досилурийских 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 офиолитовых 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 рифее, венде и раннем палеозое платформенный этап развития и только в силуре — девоне вновь вовлеченную в геосинклинальное прогибание и превратившуюся в часть подвижной области, то К. К. Пятков, И. А. Пяновская, 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 продолжают на запад и соединяются с Донбассом и со структурами фундамента Скифской плиты (Архангельский, 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 глубоких разломов (Яншин, 1951; Гарецкий и Шрайбман, 1960; Гарецкий, 1962; Вольвовский и др., 1966).

4. Меридиональные уральские и субширотные тяньшаньские варисцийские структуры наследуют простираения 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; Figon, 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. Куниным в докладе 14.IV.1970 г. на заседании МОИП. Он указал на резкое различие геофизических характеристик однотипных структурных элементов Урала и Тянь-Шаня — антиклинориев и синклинориев; 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 соединившиеся между собой. Не вступая в полемику с Н. Я. Куниным, 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.

**СКЛАДЧАТЫЙ ФУНДАМЕНТ
ЮЖНОГО ПРИАРАЛЬЯ.
СТРАТИГРАФИЯ
ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ХРЕБТА СУЛТАН-УВАИС
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. км² (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 — эффузивы 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 эффузивные 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 залегающем 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 эффузивы липарито-дацитового,

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

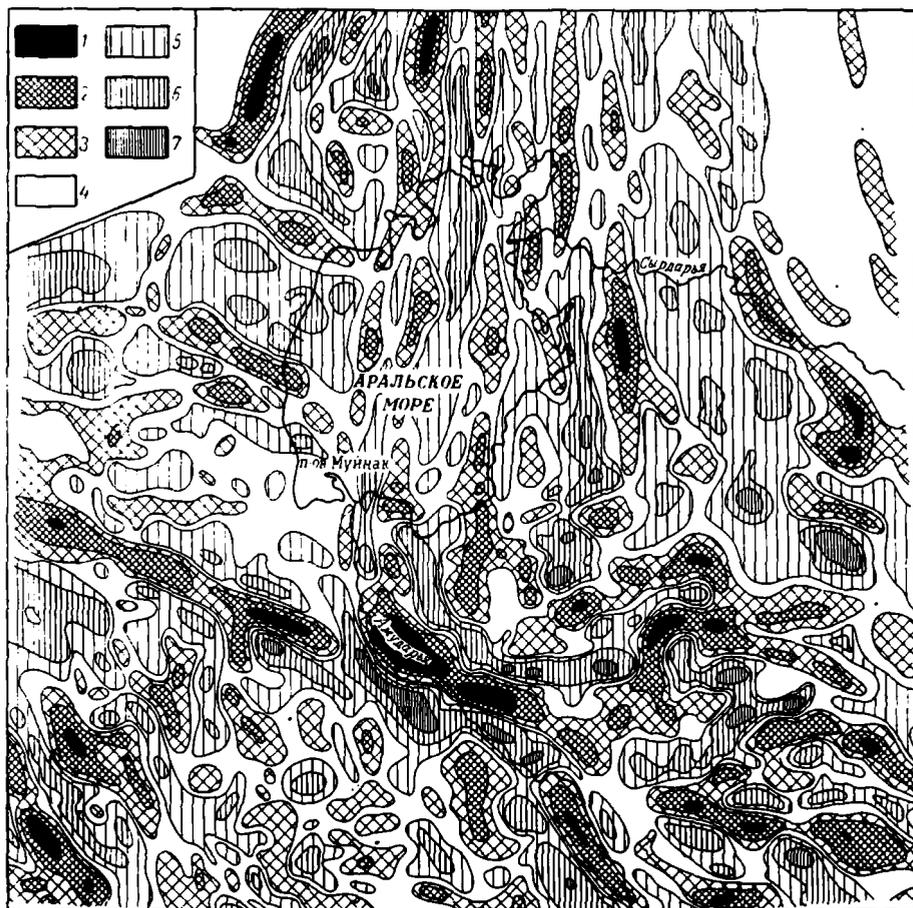


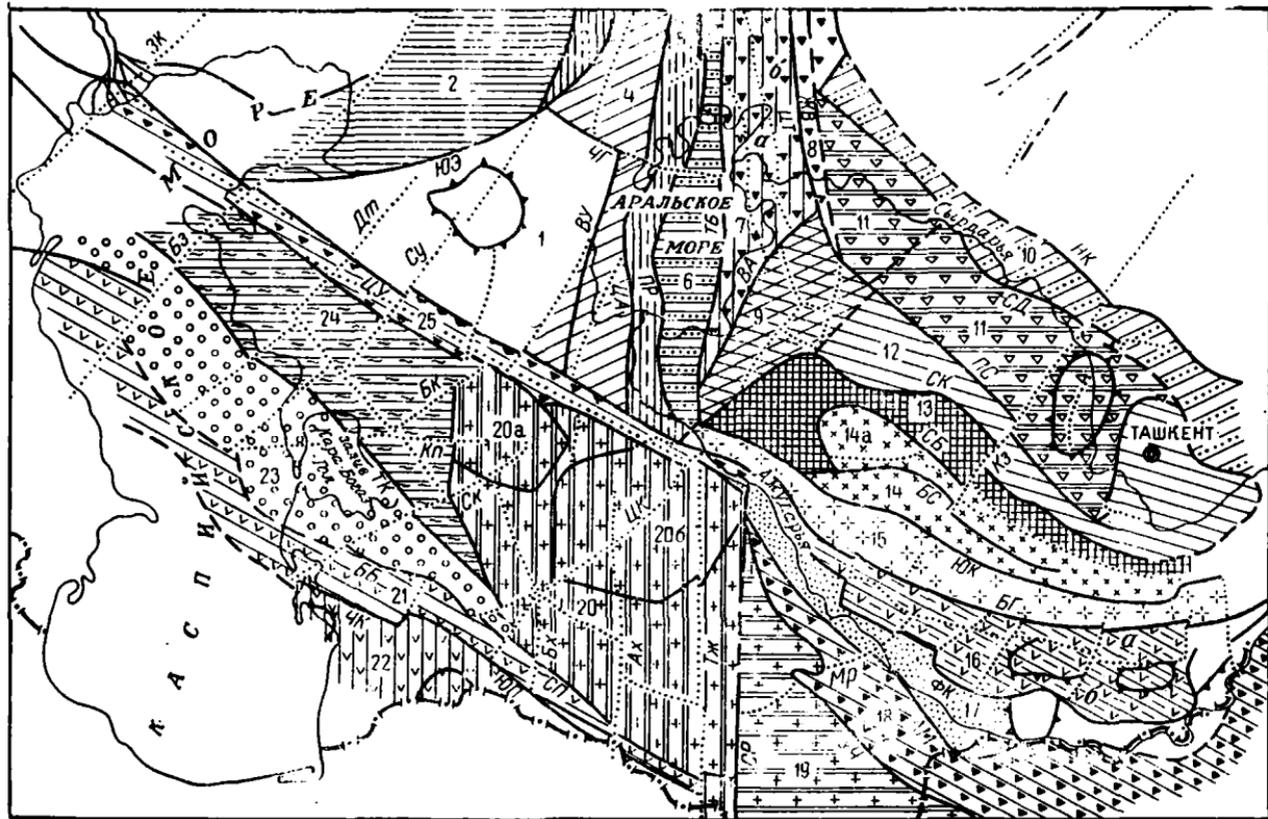
Рис. 5. Карта локальных аномалий силы тяжести. Составил Ю. И. Никольский (1964)
1-4 — положительные аномалии; 5-7 — отрицательные аномалии

Султан-Увайс является единственным обнаженным участком фундамента Южного Приаралья. Площадь обнаженной части фундамента достигает 650 км² (около 1% всей территории Южного Приаралья). Геологическое строение этого сравнительно небольшого участка фундамента представляет большой интерес: здесь можно наблюдать строение зоны поворота простираний палеозойских структур, для которой характерна сложность тектонических форм и необычная 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 антиклинно-

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

зоны одноименного магнитного поля: 1 — Северо-Устьюртская, 2 — Южно-Эмбенская и Уралтауская, 3 — Зеленокаменная, 4 — Урало-Тобольская, 5 — Прииргизская, 6 — Дятская, 7 — Кустанайского синклиория (подзоны: а — Валерьяновская, б — Боровская), 8 — Жуванская, 9 — Бельтауская, 10 — Большого Каратау, 11 — Тюратамо-Присырдарьинская, 12 — Кураминская, 13 — Северо-Кызылкумская, 14 — Центрально-Кызылкумская и Южно-Букантауская (14а), 15 — Кульджуктау-Зирабулакская, 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 (20б) выступами, 21 — Краснодарско-Предкопетдагская, 22 — Западно-Туркменская, 23 — Карабогазская, 24 — Южно-Устьюртская, 25 — Центрально-Устьюртская. Разломы предполагаемые: а — разграничивающие зоны одноименного характера магнитного поля: ЧК и ЮП — Челдекено-Кумдагский и Южно-Предкопетдагский, СП и ББ — Северо-Предкопетдагский и Больше-Балханский, ТК — Туаркырский, ЦУ — Центрально-Устьюртский, ЮЭ — Южно-Эмбенский, ЧГ — Чаграйский, ВУ — Восточно-Устьюртский, ЦА — Центрально-Аральский, ПР — Прииргизский, ТБ — Тобольский, ВА — Восточно-Аральский, ЦТ — Центрально-Тургайский, ЖВ — Жуванский, СД — Сырдарьинский, НК — Николаевский, ПС — Присырдарьинский, СК — Северо-Кызылкумский, СВ — Северо-Букантауский, БС — Бесапанский, ЮК — Южно-Кызылкумский, БГ — Бухаро-Гиссарский, ФК — Фараб-Кулябский, АМ — Амударьинский, УЧ — Учаджинский, СР — Серасхий; б — поперечные разломы: Зк — Западно-Каспийский, Бз — Бузачинский, Дт — Донгызтауский, Су — Средне-Устьюртский, Кл — Капланкырский, Бк — Бекдашский, Ск — Сарыкамышский, ЦК — Центрально-Каракумский, Бх — Бахарденский, Ах — Ахсуйский, Тж — Тедженский, Мо — Марыйский, Кз — Кызылкумский



а — разграничивающие зоны одноименного характера магнитного поля: ЧК и ЮП — Челдекено-Кумдагский и Южно-Предкопетдагский, СП и ББ — Северо-Предкопетдагский и Больше-Балханский, ТК — Туаркырский, ЦУ — Центрально-Устьюртский, ЮЭ — Южно-Эмбенский, ЧГ — Чаграйский, ВУ — Восточно-Устьюртский, ЦА — Центрально-Аральский, ПР — Прииргизский, ТБ — Тобольский, ВА — Восточно-Аральский, ЦТ — Центрально-Тургайский, ЖВ — Жуванский, СД — Сырдарьинский, НК — Николаевский, ПС — Присырдарьинский, СК — Северо-Кызылкумский, СВ — Северо-Букантауский, БС — Бесапанский, ЮК — Южно-Кызылкумский, БГ — Бухаро-Гиссарский, ФК — Фараб-Кулябский, АМ — Амударьинский, УЧ — Учаджинский, СР — Серасхий; б — поперечные разломы: Зк — Западно-Каспийский, Бз — Бузачинский, Дт — Донгызтауский, Су — Средне-Устьюртский, Кл — Капланкырский, Бк — Бекдашский, Ск — Сарыкамышский, ЦК — Центрально-Каракумский, Бх — Бахарденский, Ах — Ахсуйский, Тж — Тедженский, Мо — Марыйский, Кз — Кызылкумский

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

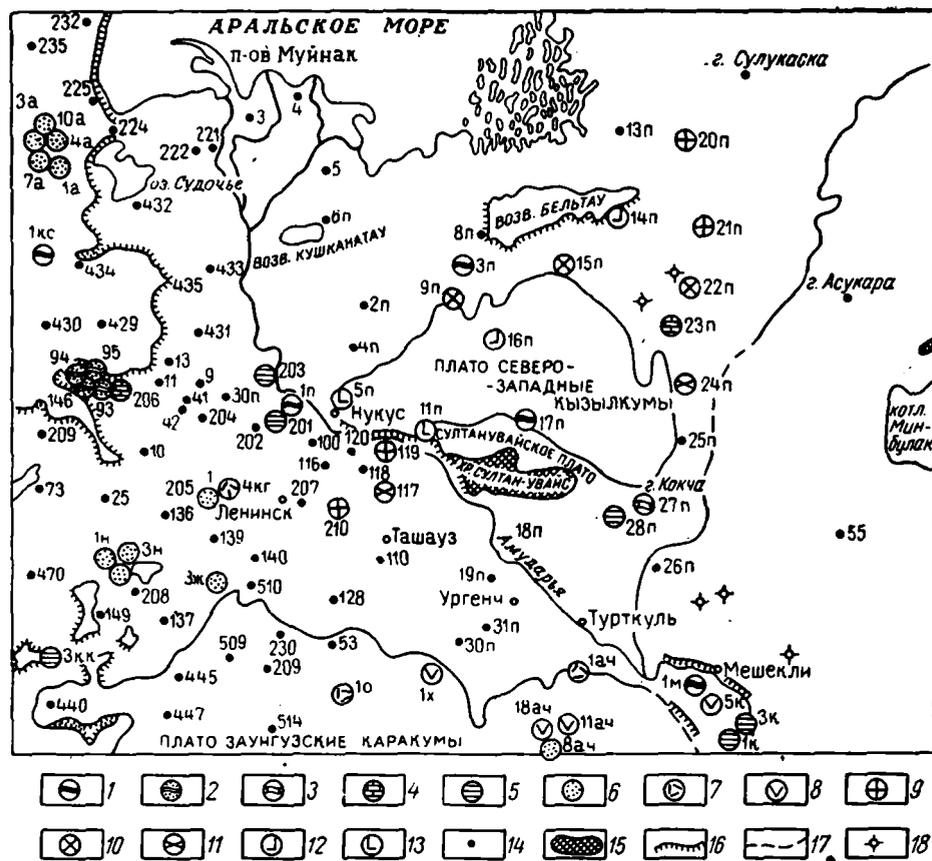


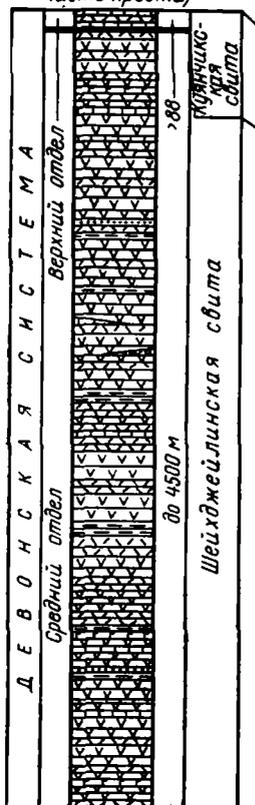
Рис. 7. Схематическая карта расположения основных буровых скважин и состава пород складчатого фундамента в Южном Приаралье и Западных Кызылкумах. Составил С. С. Шульц м.л. с использованием материалов В. С. Князева, В. М. Лигуши, Г. Н. Носова и др.

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, слюдяные кварциты, кремнистые сланцы, 2 — метаморфизованные полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, 3 — известняковые 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 известковые сланцы (S_{1-3}), 6 — пестро- и сероцветные песчаники и сланцы ($S-P-T$), 7 — липариты, кварцевые кератофиры, их туфы и туфолавы ($S-P$), 8 — андезитовые и дацитовые порфириты, спилиты, диабазы, базальты, их туфы и туфолавы ($S-P$). Плутонические породы: 9 — двуслюдяные микроклиновые граниты, 10 — плагиограниты и гранодиориты, 11 — диориты и кварцевые диориты, 12 — габбро и габбро-диориты, 13 — габбро-диабазы; 14 — скважины, вскрывшие меловые или юрские отложения; 15 — выходы складчатого фундамента на поверхность. Буквы после номеров — названия участков бурения: а — Аламбек, ач — Ачак, ж — Жосакыр, к — Кошабулак, кг — Курганчик, кк — Койкырылган, кс — Коскала, м — Мешекли, н — Нурумгур, о — Октябрьский, п — профильные скважины Г. Н. Носова в Южном и Юго-Восточном Приаралье, х — Хорези, ю — Южный Хорези; 16 — чинк Устюрта, чинки и обрывы плато и возвышенностей; 17 — сухие русла древних рек, 18 — другие скважины

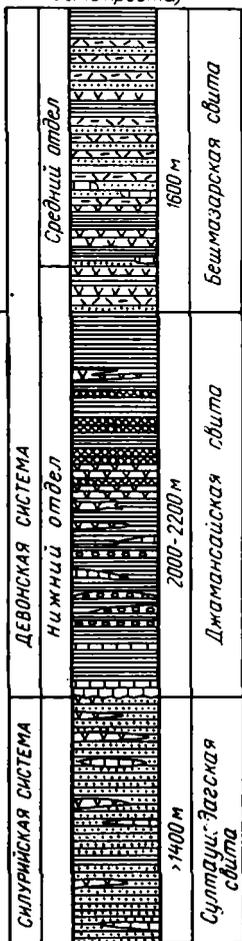
ствует султануниздагская свита ($S_{?sd}$), второй — джамансайская (D_{1ds}), третьей — бешмазарская (D_{1-bm}). В ядре антиклинория обнажается плагиогранит-гранодиоритовый Актауский батолит (γPz_3), прорывающий гранитизированные низы разреза султануниздагской свиты.

С северо-востока на верхнюю часть разреза Султанувайского антиклинория надвинут сложно построенный синклинально изогнутый пакет

ШЕЙДЖЕЙЛИНСКИЙ
СИНКЛИНОРИЙ
(западная
часть хребта)



СУЛТАНУВАЙСКИЙ
АНТИКЛИНОРИЙ
(центральная
часть хребта)



МЕНАЖАТСКИЙ
СИНКЛИНОРИЙ
(восточная
часть хребта)

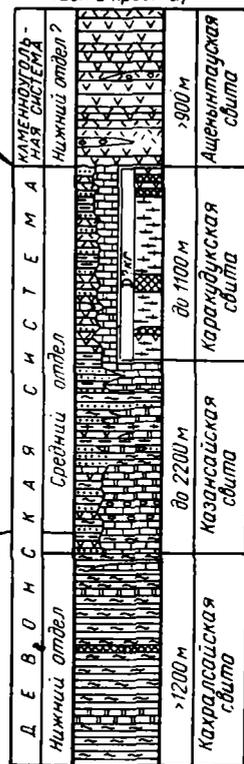


Рис. 9. Сводные стратиграфические разрезы палеозойских отложений хр. Султан-Увайс

тектонических пластин; этот аллохтонно залегающий тектонический блок описывается нами под названием Менажатского синклинория. Разрез крыльев синклинория (нижний аллохтон) слагают огнейсованные терригенная и терригенно-карбонатная формации, описанные под названием кахралсайской (D_1kh) и казансайской ($D_{1-2}ks$) свит. Ядро синклинория (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-мigmatиты и габбро-амфиболиты Кызылсайского комплекса ($\nu Pz_2?$), которые согласно и с постепенными переходами перекрываются в верхней части пластины амфиболитизированной спилит-диабазовой формацией каракудукской свиты ($D?kr$). На северных склонах хр. Султан-Увайс развита более молодая дацит-андезитовая формация ащенынтауской свиты ($C_1?asch$), которая, вероятно, входит в разрез нижнего аллохтона.

Западнее Султанувайского антиклинория располагается Шейхджелинский тектонический блок (Шейхджелинский синклинорий); как и Менажатский синклинорий, этот блок имеет общую синклинальную структуру. Он отделен от Султанувайского антиклинория широкой полосой милонитов и приразломных пород — Урусайской зоной разломов меридионального простирания. Разрез синклинория почти целиком слагается мощной спилит-кератофировой формацией, образующей разрез шейхджелинской свиты (D_2sch); лишь на юго-западе возвышенности Куянчик на поверхность выходит маломощная пачка мраморов куянчикской свиты (D_3kj), а в юго-западной части гряды Джимуртау в тектонической чешуе обнажена пачка среднедевонских известняков, перекрытая терригенной тонкополосчатой граувакковой формацией, родственной разрезу зплайрской 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.

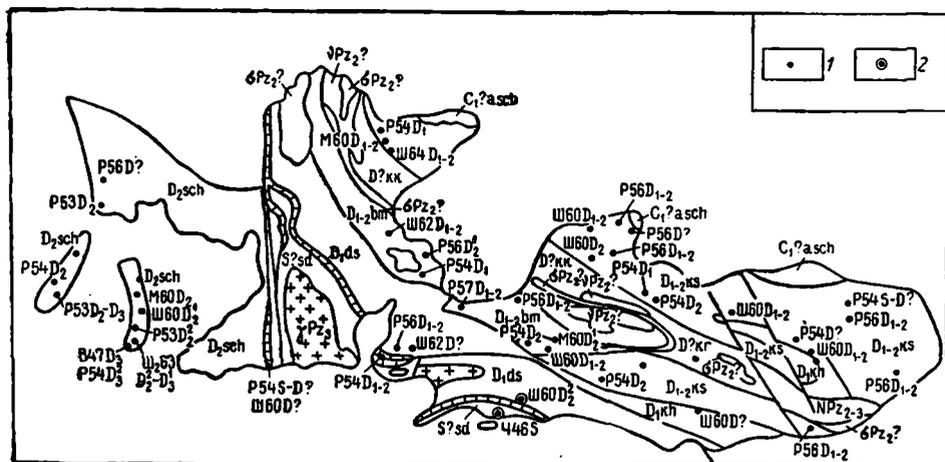


Рис. 10. Схема мест сборов органических остатков палеозойского возраста в хр. Султан-Увайс

1 — в коренных обнажениях; 2 — в переотложенных окатанных гальках. Буквы и цифры — фамилии исследователей, собравших фауну, год сбора и возраст: 446 — П. П. Чуенко; В47 — Я. С. Висневский; P53, 54, 56 — Д. А. Рубанов; M60 — Э. В. Малова; Ш60, 62 — 64 — С. С. Шульц м.л. Индексы свит и интрузивных формаций те же, что на рис. 8

1. ДОКЕМБРИЙСКИЕ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ (ХРЕБТ 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, Зирабулак-Зиатдинских гор и Зеравшанского хребта (Ким и др., 1966).

В последние годы ордовикские трилобиты и криноиды 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 Букантау в отложениях кокпатасской 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. Zhur; водоросли *Palaeomicrocystis cf. kairasensis* Rosr.; 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 антиклинория и в разрезах обеих аллохтонных пластин Менажатского синклинория — могут присутствовать отложения раннепалеозойского и даже протерозойского возраста. Возможность нахождения досилурийских отложений в разрезах Султан-Увайса подтверждается данными определений абсолютного возраста амфиболитованных эффузивов 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).

О нахождении в районе Султан-Увайса в девонское время участков размыва более древних пород, в частности додевонских гранитоидов, свидетельствует состав внутриформационных горизонтов конгло-

мератов в нижней части разреза казансайской свиты эйфельского возраста. Галька конгломератов состоит главным образом из эпидотизированных эффузивов среднего и кислого состава, полевошпат-кварцевых шейсовидных 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 доэйфельский. Восточнее, в Кызылкумах, Нуратинском хребте и Южном Тянь-Шане в конгломератах среднепалеозойского возраста обломки гранитов до настоящего времени не найдены, но в Мугоджарах 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 профилльной 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 *Petropliton 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 *Squamofavosites* 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, послейфельский.

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 ниже-среднедевонских отложений на юго-востоке хр. Султан-Увайс. Отсюда можно сделать вывод о вероятном доордовикском возрасте гранитоидов из галек в эйфельских конгломератах Султан-Увайса.

2. СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Единственной находкой силурийской фауны в Южном Приаралье являются остатки *Camarotoechia nucula* 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 антиклинория—султануиздагская свита.

Султануиздагская свита (S²sd) * 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 антиклинория, окаймляя с севера, северо-востока и востока тело Актауского гранитоидного батолита, выходящего в ядре антиклинория. Свита протягивается на восток, пересекая в низовьях долину Джамансай и слагая южные подножия гряды Дарбаза на крайнем юге хребта. Выше без заметного углового и азимутального несогласия залегает радиолярный (актауский) горизонт основания джамансайской 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 двуслюдяные кристаллические сланцы (рис. 11). Вблизи контактов с интрузиями кварциты и микрокварциты превращены в биотит-кварцевые роговики, часто турмалин- и гранатсодержащие.

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

Иные изменения наблюдаются в разрезе свиты при прослеживании его в восточном направлении, восточнее долины Джамансай, 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 султануиздагской 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 слоях.

Глубокий метаморфизм пород султануиздагской 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 пегматитовыми 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 пласты гранито-гнейсов и гнейсов в разрезе чередуются с пластами сливных кварцитов, слюдистых мраморов, гранатсодержащих кристаллических сланцев и с интрузирующими свиту послойными дайками аплитов, лейкократовых и двуслюдяных гранитов, гранит-порфиров и пегматитов, а также с многочисленными кварцевыми жилами.

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

Пласты гранито-гнейсов и гнейсов района гранатной фабрики имеют широтные простирания 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 слоев 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

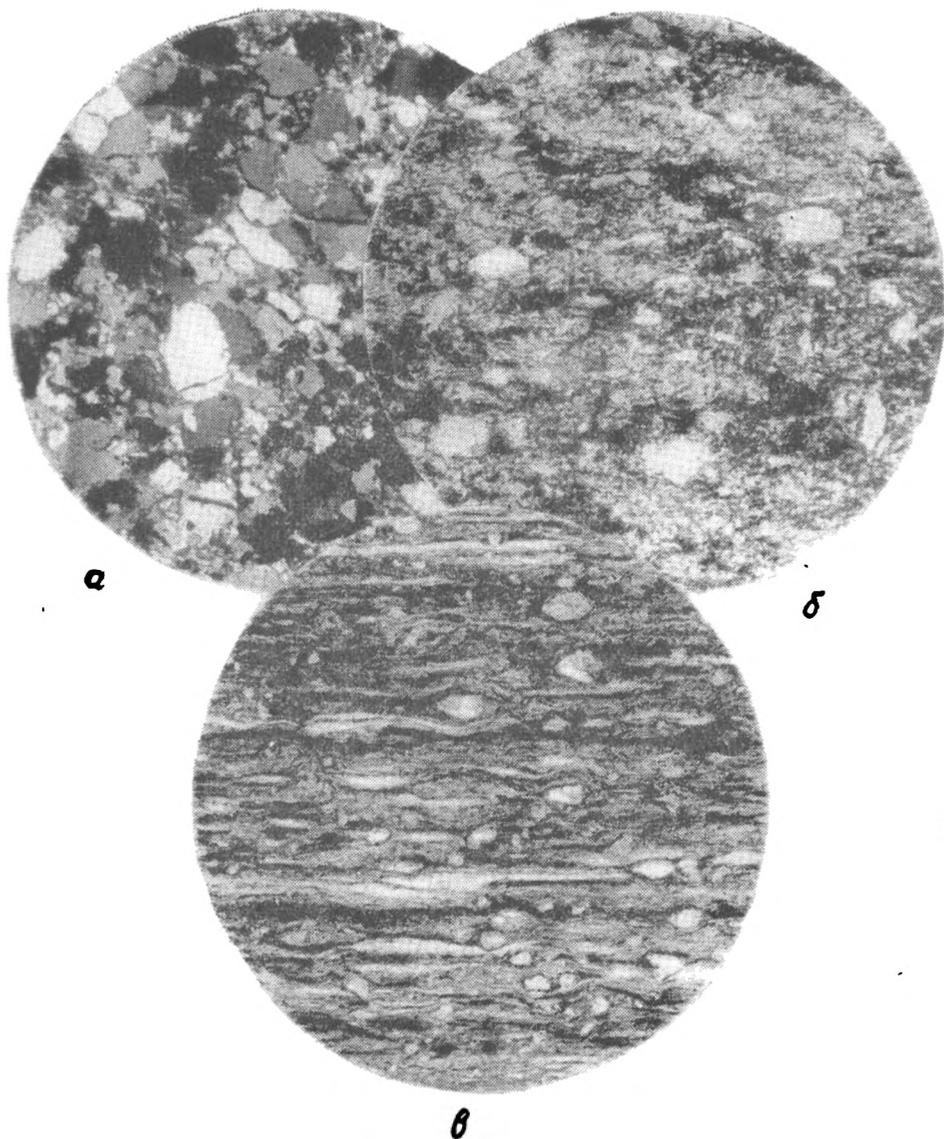


Рис. 11. Микрофотографии пород султануздагской свиты

а — сливной окварцованный и ороговикованный кварцевый песчаник, левобережье Джаманса, $\times 25$, николи +; **б** — туфогенный полевошпат-кварцевый песчаник, Тебинбулаксай, $\times 25$, без анал.; **в** — кварц-полевошпатовый песчаный алевролит с тонкополосчатым слюисто-хлорит-кремнистым цементом, верховья Урусая, $\times 25$, без анал.

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

Дайки лейкократовых и двуслюдяных гранитов, гранит-порфиров, аплитов 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-

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

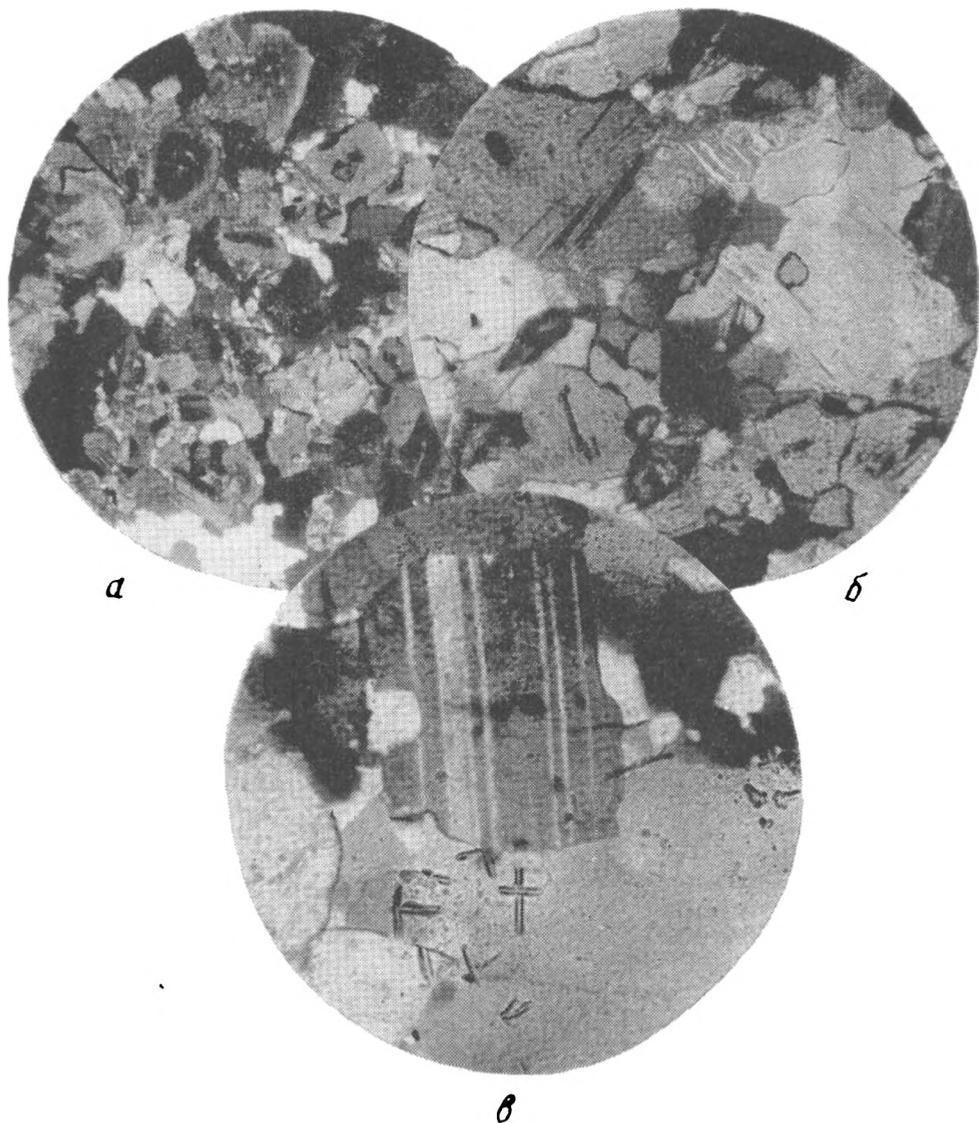


Рис. 12. Микрофотографии глубоко метаморфизованных пород султанунздагской свиты района гряды Дарбаза

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 мрам-

морах встречается большое количество радиолярний *Cenosp'haera* sp. Rüst (определение А. Г. Вологодина), 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 радиолярными 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) султануздагскую 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 султануздагская 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 султануздагской 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 камменноугольной (Пятков и др., 1967, 1969).

Максимальная мощность выходящей на поверхность части разреза султануздагской 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 синклинория; терригенным песчано-сланцевым и кремнисто-фтанитовым, распространенным в Тамдынско-Алайском синклинории и на западном окончании Ауминза-Туркестанского антиклинория; 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 антиклинория, Менажатского и Шейхджейлинского синклинориев.

Султанувайский антиклинорий

Джамансайская свита (D_1ds) впервые выделена в хр. Султан-Увайс группой геологов Узбекского ГУ в 1958 г. (Алферов, 1965). В ее состав включены горизонт радиолярных известняков и перекрывающая его свита кремнистых сланцев (фтанитов с прослоями 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 Кахралсая на крайнем юге хребта. Эта полоса около 3 км шириной и более 30 км длиной слагает северо-восточное крыло Султанувайского антиклинория. Значительно меньшую площадь выходы джамансайской свиты занимают в западном крыле антиклинория, где большая часть разреза срезается Урусайским разломом меридионального простирания.

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

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

Пачка мраморизованных известняков перекрывает терригенные отложения султануздагской свиты с разрывом, но без видимого углового несогласия. В грядах Актау и Дарбаза она имеет мощность от 50 до 100 м; в среднем течении Джамансая мощность ее увеличивается до 200 м. В Актау и Дарбаза в известняках собраны остатки радиолярий из группы *Cenosphæra Rûs I*, предстатели которой имеют, по заключению А. Г. Вологодина, «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 Джамансая в этом же горизонте в 1955 г. Д. А. Рубановым были собраны остатки криноидей *Pentagonocyclicus impares* Yell., *Entrochus cf. tornatus* Quenst., *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 кремнисто-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 неопределимыми перекристаллизованными остатками криноидей. Восточнее Джамансая 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 Джамансая, характеризуются широким распространением углистых, углисто-кремнистых, полосчатых и черных филлитовидных сланцев с подчиненными прослоями андезитовых порфиритов, диабазов, их туфов и туффилов. 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 амфиболитизированных эффузивов и амфиболитов темно-зеленого цвета (пачка 3). Ее слагают черные и темно-зеленые крупнокристаллические амфиболиты (см. рис. 13, б), образовавшиеся за счет перекристаллизации эффузивов основного и среднего состава. В районе Джамансая и западнее в амфиболитах нередко можно увидеть реликты первичных структур диабазов, дацитовых и андезитовых порфиритов, олигофиринов, их туфов и туфогенно-осадочных пород. Мощность эффузивной пачки в районе Казансая 140—150 м, к западу она увеличивается до 250 м.

Верхняя часть разреза джамансайской свиты сложена мощной пачкой слюдистых кварцитов и кварцитовидных сланцев (пачка 4). Это звонкие тонкоплитчатые породы темно-серого и черного цвета, нередко со столбчатой и брусчатой 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 казансайской свит Менажатского синклинория. Западнее кварциты согласно перекрываются туфогенными сланцами бешмазарской свиты. Мощность пачки слюдистых кварцитов в районе Джамансая 700—750 м. Общая мощность джамансайской 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 ниже-среднедевонский возраст вмещающих толщ.

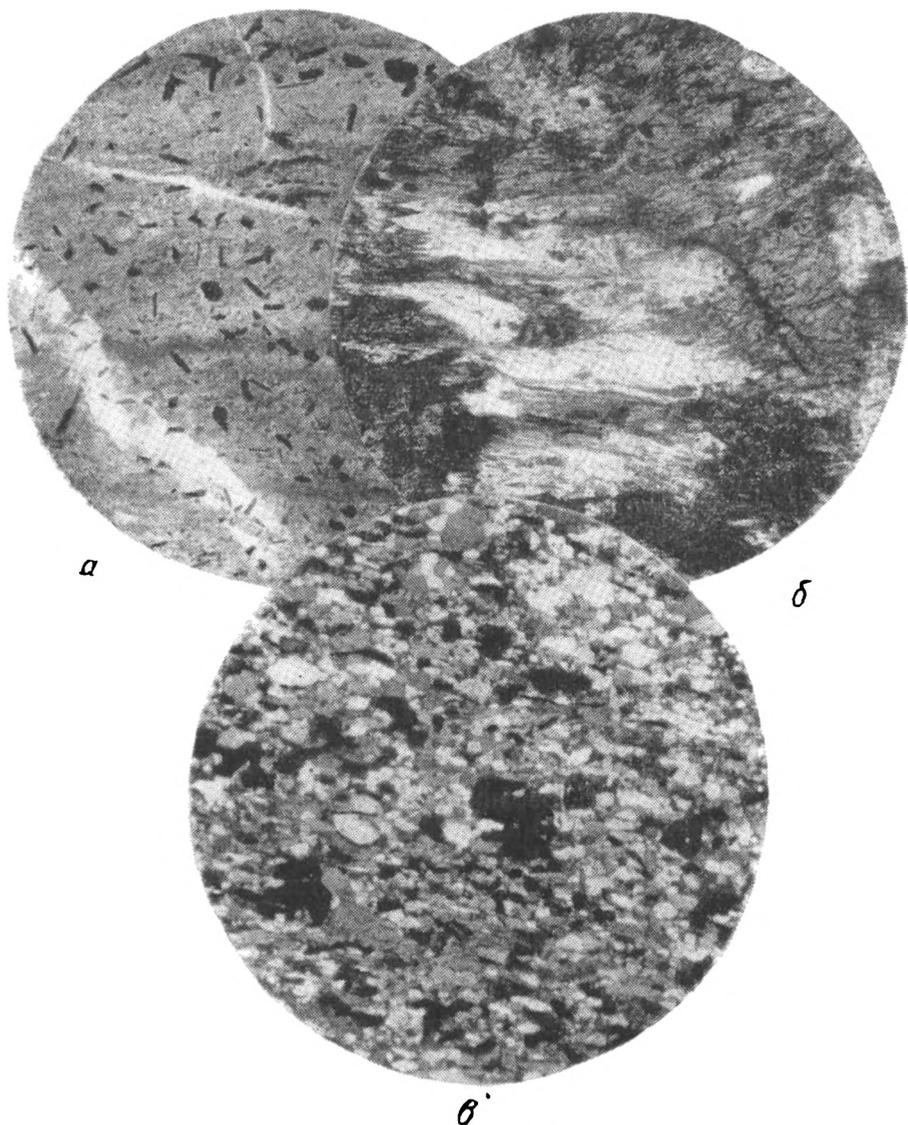


Рис. 13. Микрофотографии пород джамансайской свиты
 а — пиритизированный глинисто-кремнистый сланец пачки 2, Урусай, $\times 25$; б — амфиболизированный порфирит пачки 3, левобережье Джамансая, $\times 25$; в — гранатосодержащий слюдястый кварцит пачки 4, Казансай, $\times 25$, николи +

Бешмазарская свита ($D_{1-2}bm$) впервые выделена группой геологов Узбекского ГУ в 1958 г. (Алферов, 1965). Свое название свита получила от рудника 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 простирание от меридионального до широтного и восток-юго-восточного. Она согласно залегает

на джамансайской свите, слагая верхнюю часть разреза Султанувайского антиклинория. В районе талькового рудника Зинельбулак на бешмазарскую свиту с востока надвинуты гнейсы и мраморы Казансайской 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 Каратауский офиолитовый аллохтон, также с серпентинитами в основании. В верховьях Джамансаю свиту прорывает Джамансайский массив граносенитов и сиенит-диоритов.

Бешмазарская свита сложена туфогенными кремнисто-хлоритовыми и актинолит-эпидот-хлоритовыми сланцами с прослоями и линзами фтанитов, микрокварцитов, амфиболизированных диабазов и их туфов, спилитов, белых и черных мраморов и мраморизованных известняков; на востоке, в бассейнах Кызылсаю и Казансаю, туфогенные сланцы свиты превращены в биотитовые и двуслюдяные гнейсы. Для свиты характерна чрезвычайная фациальная 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 Джамансаю в прослое мраморизованных известняков в нижней части разреза свиты в 1955 г. Д. А. Рубановым были собраны членики 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 членики и короткие обрывки стеблей *Cupressocrinites* sp., *Rhodocrinites* sp., *Cyclocyclicus laticanalicularis* Yelt., возраст которых Р. С. Елтышева определила как ниже-среднедевонский, скорее среднедевонский. На основании этих находок возраст свиты считается ниже-среднедевонским.

Общая мощность разреза бешмазарской свиты по Джамансаю достигает 1600 м.

Менажатский синклиорий

Менажатский синклиорий слагают две аллохтонные пластины, сложенные совершенно различными комплексами горных пород. Нижний (Казансайский, аллохтон слагают гнейсы и мраморы кахралсайской и казансайской свит. Верхний (Каратауский) аллохтон сложен офиолитовой ассоциацией формаций. В этой главе приводится описание разреза нижнего аллохтона и верхней части разреза офиолитовой ассоциации — каракудукской свиты амфиболитов и амфиболизированных эффузивов.

Кахралсайская свита (D_{1kh}) выделена и описана в 1961 г. группой сотрудников ВСЕГЕИ (Лихачев и др., 1963). Она слагает ядра крупных антиклинальных складок в нижнем течении Кахралсаю и среднем течении Ахимбетсаю на востоке хребта. Свита слагает основание Казансайской аллохтонной пластины; она надвинута на верхнюю часть разреза джамансайской свиты Султанувайского антиклинория. Разрез свиты состоит из биотитовых и двуслюдяных 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 кахралсайской 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 олигокварц-кварцевой или кварц-карбонатной мелкозернистой основной массе раз-

виты крупные удлиненные порфиробласты 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.

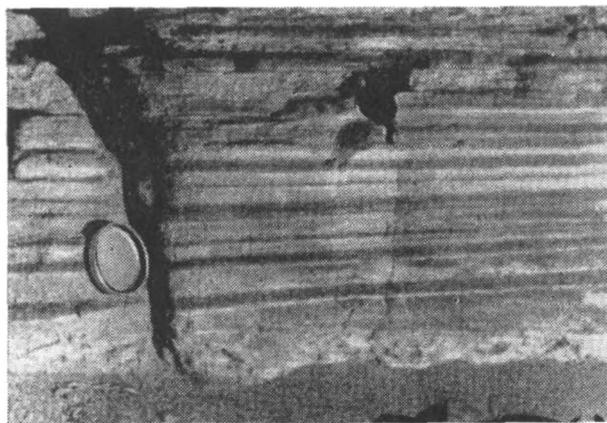


Рис. 14. Тонкая полосчатость в кристаллических сланцах кахралсайской свиты. Фото С. С. Шульца м.л. В составе темных слоев преобладает биотит и роговая обманка, светлых — кварц и карбонатный материал. Низовья Кахралсая

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

Казансайская свита (D_{1-2ks}) впервые выделена геологами Узбекского ГУ в 1958 г. Объем ее соответствует толще мраморов и гнейсов с прослоями мраморов А. Н. Чуракова (Пэк, Чураков, 1936). Вместе с подстилающей ее кахралсайской свитой казансайская свита слагает крупную тектоническую пластину (Казансайский аллохтон), надвинутую с северо-востока на верхнюю часть разреза Султанувайского антиклинория.

Отложения казансайской свиты слагают крылья Менажатского синклинория 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 антиклинория. 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 Каратауской 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 протягивается от гор Ашенинтау в верховья Султанбобосая, Кахралсая и Ахимбетсая; восточнее долины Ахимбетсая полоса расширяется и

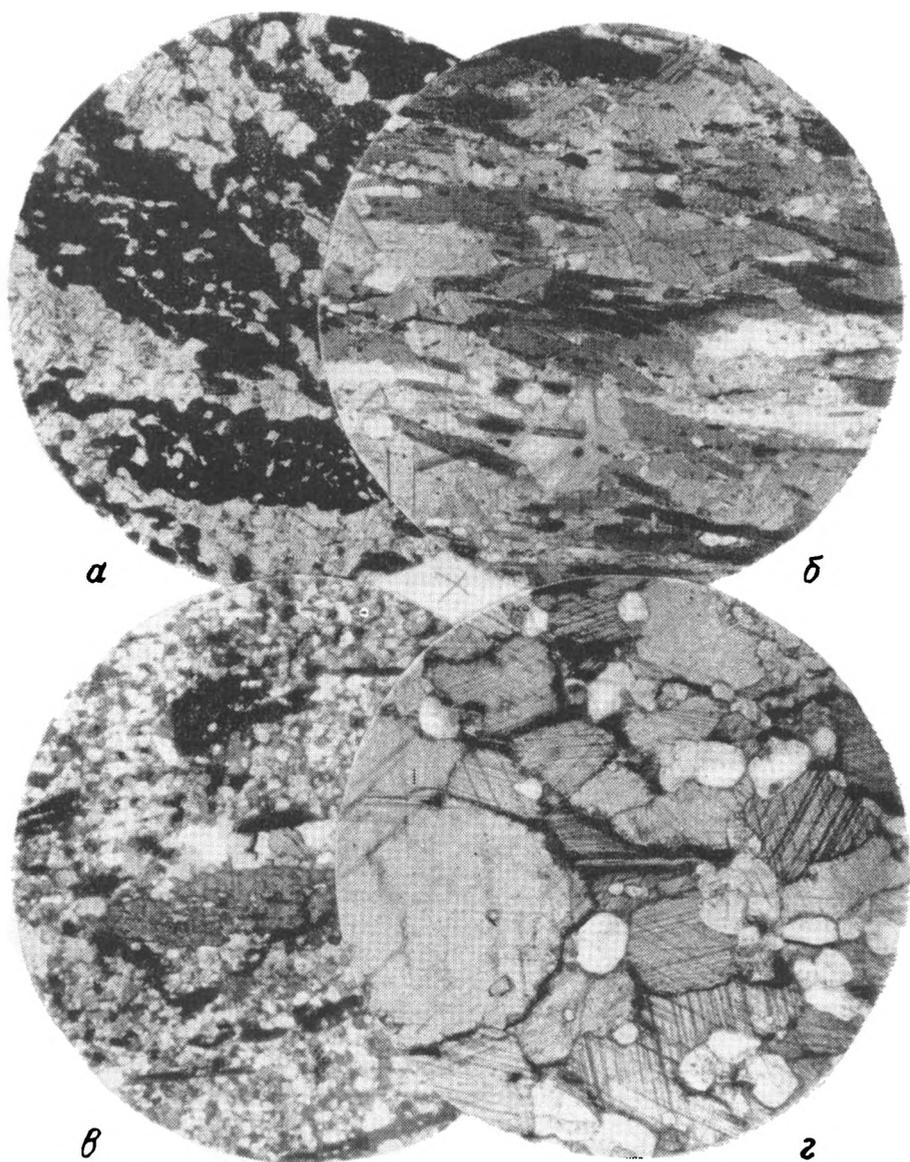


Рис. 15. Микрофотографии пород кахралсаяской и казансаяской свит
 Кахралсаяская свита: а — кварц-карбонат-роговообманковый кристаллический сланец с новообразованными крупными кристаллами роговой обманки в слюдисто-кварц-карбонатной породе, Кахралсая, $\times 25$, без анал.; б — биотитит (кварц-биотитовый кристаллический сланец, на 90% состоящий из биотита), верховья Кызылсая, $\times 25$, без анал. Казансаяская свита: в — роговообманковый гнейс, верховья Кахралсая, $\times 25$, николи +; г — крупнозернистый окварцованный мрамор, Султанбобосая, $\times 68$, без анал.

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

Казансаяская свита перекрывает кахралсаяскую совершенно согласно с постепенным переходом. Нижняя граница казансаяской свиты

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

В ядре Менажатского синклиория на верхи разрезов казансайской свиты надвинута подошва верхнего офиолитового аллохтона; чаще всего в его основании прослеживаются серпентиниты, а на востоке хребта — пластовые тела плагногранитов. На северном склоне хребта разрез казансайской свиты несогласно перекрывается эффузивами ашенинтауской 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, тремолит, роговые обманки; карбонаты; новообразования кварца и полевого шпата; минералы группы эпидота (особенно клиноцоизит); 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, з), кварц-карбонат-актинолитовые и карбонат-роговообманковые (см. рис. 16, е) кристаллические сланцы. Несомненна большая роль метасоматических процессов при образовании этих пород: распространение многих «биотитов» 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.

Нижнеказансайская 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 прослоями 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, з). Во многих прослоях мраморов и известняков встречены остатки криноидей, амфипор, табулят, ругоз и строматопор, чаще всего сильно перекристаллизованных и трудных для определения. Р. С. Елтышевой определены следующие криноиды: *Cupressocrinites*

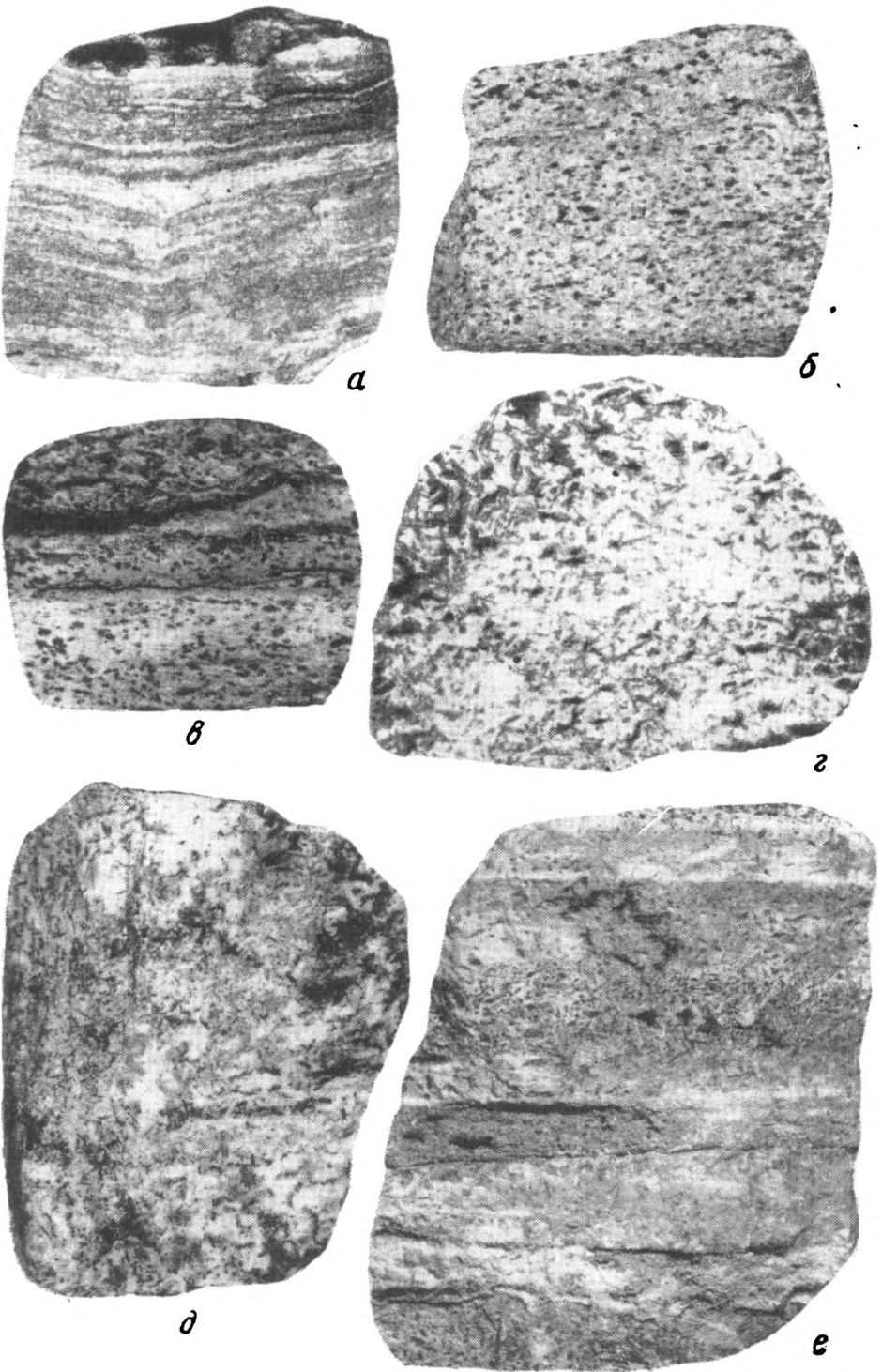


Рис. 16. Мраморы, гнейсы и кристаллические сланцы казансайской свиты
 а — роговообманко-биотитовый гнейс, Карачадальсай, уменьш. 0,8; б — биотитовый гнейс, верховья Ахимбетсай, уменьш. 0,8; в — биотитовый мрамор, Казансай, нат. вел.; г — кальцит-актинолитовая порода, верховья Ахимбетсай, $\times 1,2$; д — амфиболитизированный роговообманковый мрамор, низовья Ахимбетсай, $\times 1,5$; е — полосчатый роговообманко-карбонатный кристаллический сланец, водораздел Кызылсай и Казансай, 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 impares* Quenst., *E. ligatus* Quenst., *E. cf. robustissimus* Barrand., характерные для эйфельского яруса среднего девона. Из тех же обнажений В. Д. Чехович определены *Amphipora* sp., *Thamnopora* sp., *Favosites* (*Squameofavosites*) sp., *Caliopora* cf. *chaeteloides* Lec.; последняя форма широко распространена в отложениях эйфельского яруса Западной Европы.

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

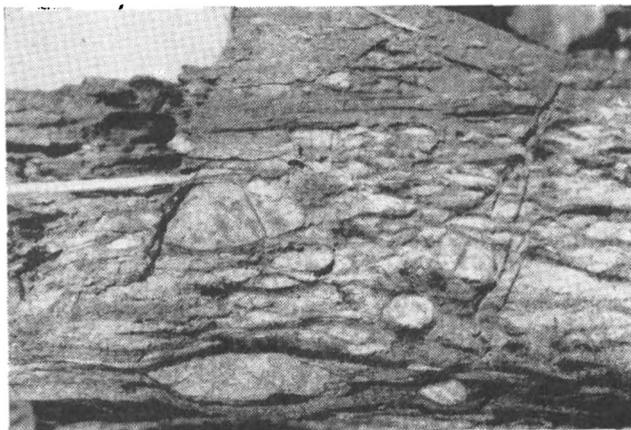


Рис. 17. Внутриформационные конгломераты нижнеказанской подсвиты. Фото С. С. Шульца мл.

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

и биотитовые полевошпат-кварц-карбонатные кристаллические сланцы и роговообманковые мраморы, неравномерно метаморфизованные по трещинам. Как цемент, так и галька конгломератов эпидотизированы; к трещинам и разрывам приурочены прослои крупнозернистых роговообманко-карбонатных 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 эффузивами среднего и кислого состава (андезитовыми порфиритами, кварцевыми порфиритами, альбитофирами), двуслюдяными 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 Кызылсая, вблизи Зинельбулакского надвига, по которому Казанский аллохтон надвинут на кремнисто-вулканогенные толщи Султанувайского антиклинория, разрез нижней пачки казанской свиты существенно меняется: здесь наблюдается быстрое полойное замещение по простиранию мраморов биотит-карбонатными и биотитовыми гнейсами и сланцами (рис. 18).

2. Средняя пачка сложена биотитовыми гнейсами, слюисто-доломитовыми и слюисто-кварцевыми кристаллическими сланцами с подчиненными прослоями биотитовых, мусковитовых и белых сахаровидных мраморов и мраморизованных известняков. Наиболее характерны для ее разреза карбонатсодержащие биотитовые и двуслюдяные 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 Казанская Р. С. Елтышева определила отдельные членики и короткие обрывки стеблей *Cyathocrinites* 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 члеников и стеблей *Cyathocrinites rugosus* Miller. среднедевонского возраста (определение Р. С. Елтышевой), а из остатков табулят — *Scalipora* 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 Кахралсае 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.

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

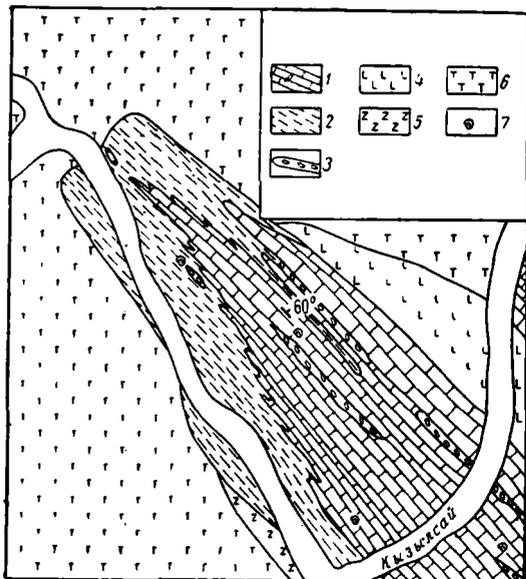


Рис. 18. Характер замещения известняков и мраморов казанской свиты по простиранию слюдястыми сланцами в районе талькового месторождения Зинельбулак в центральной части хр. Султан-Увайс

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

карбонатных пород и эффузивов кислое и среднего состава, а мощность самих карбонатных пород продолжает сокращаться; наконец, в районе гор Ащенинтау 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.

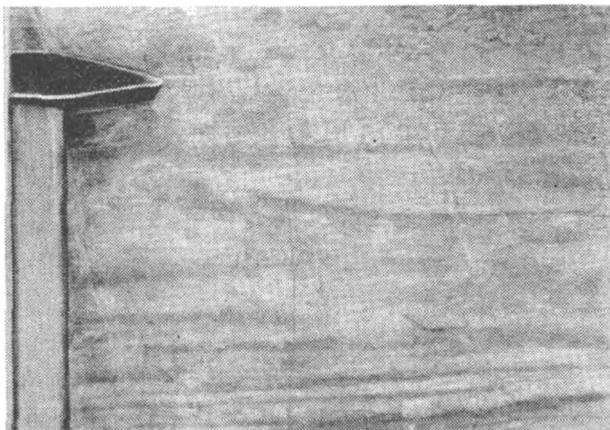
Верхнеказанская подсвита известковистых сланцев, песчаников и гнейсов слагает обширные площади в северной полосе выходов казанской свиты на востоке хребта. Она составляет ядро Карачадалинской синклинали, а также южное крыло сопряженной с ней Ахимбетской антиклинали. Наиболее хорошо она обнажена на крайнем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

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

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

Мощность мраморов нижнеказанской 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 верховьях Кахралса. 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 верховьях Ахимбетсая широко распространены порфиридные биотитовые гранито-гнейсы 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.



а

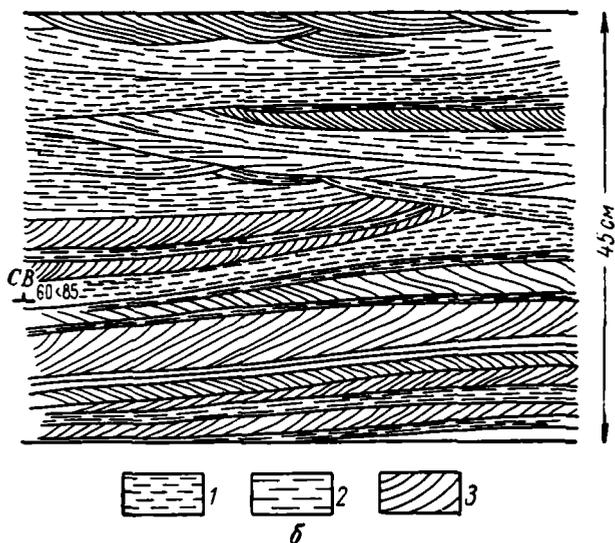


Рис. 19. Реликты косослоистых текстур в биотитовых гнейсах казансайской свиты, Кызылсай

а — фотография; б — зарисовка; 1 — прослон крупнозернистых гнейсов; 2 — мелкозернистые гнейсы; 3 — направление слоистости в гнейсах

Органические остатки в верхнеказансайской подсвите довольно многочисленны, но имеют плохую сохранность и трудно определяемы. 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* (*Squameofavosites*) 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 казансайской свиты в восточной части Султан-Увайса приблизительно равна 2000—2200 м.

Суммируя приведенные выше результаты определений возраста органических остатков из отложений казансайской 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 криптоидей в мраморах свиты севернее верховьев Султанбобосая.

Разрез верхнего офиолитового (Каратауского) аллохтона, слагающего ядерную часть Менажатского синклинория — Каратаускую офиолитовую полосу — представляет собой единую ассоциацию плутонических и метаморфизованных вулканогенно-осадочных формаций. Снизу вверх в офиолитовом аллохтоне можно выделить зоны преимущественного развития серпентинитов, габбро-амфиболитов, меланократовых амфиболитов и амфиболизированных диабазов с прослоями 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 прослоями кварцитов и гнейсов, развитые в пределах Каратауской офиолитовой полосы. В этом объеме свита понимается и автором настоящей работы. Однако термин «каратауская свита» является гомонимом введенного в 1933 г. в геологическую литературу наименования «каратауская свита», под которым С. С. Шульц ст. описал девонские эффузивы Кетменского хребта в Северном Тянь-Шане, а употребление гомонимов запрещено «Правилами стратиграфической номенклатуры» (1965, статья 50). Поэтому автор предлагает рассматриваемую свиту хр. Султан-Увайс называть «каракудукской» по наименованию кол. Каракудук, расположенного в верховьях Казансая в пределах выходов свиты.

Каракудукская свита является главной частью разреза офиолитовой аллохтонной пластины («Каратауской офиолитовой полосы»), слагающей ядро Менажатского синклинория 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 эффузивов, кварцитов и кристаллических сланцев, входящих в состав свиты, аллохтонную пластину слагают также серпентиниты, меланж, габбро-мигматиты и габбро-амфиболиты, жильные породы основного и среднего реже кислого состава и глубоко измененные тальковые, тальк-хлоритовые и тальк-карбонатные сланцы. В основании аллохтонной пластины на востоке хребта залегает пластовое тело плагиогранитов непостоянной мощности.

Амфиболиты свиты местами непосредственно контактируют с падающими под них породами казансайской 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-мигматитами 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 размывом залегают меловые породы.

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

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

В большинстве случаев амфиболиты представляют собой полностью перекристаллизованные породы, состоящие из длиннопризматических или мелких сноповидных зерен амфибола (чаще всего актинолита или зеленой роговой обманки, реже — бесцветного тремолита), промежутки между которыми заполнены зернами плагиоклаза (преимущественно андезина; рис. 20, а, б). Встречаются рудные минералы — пирит,

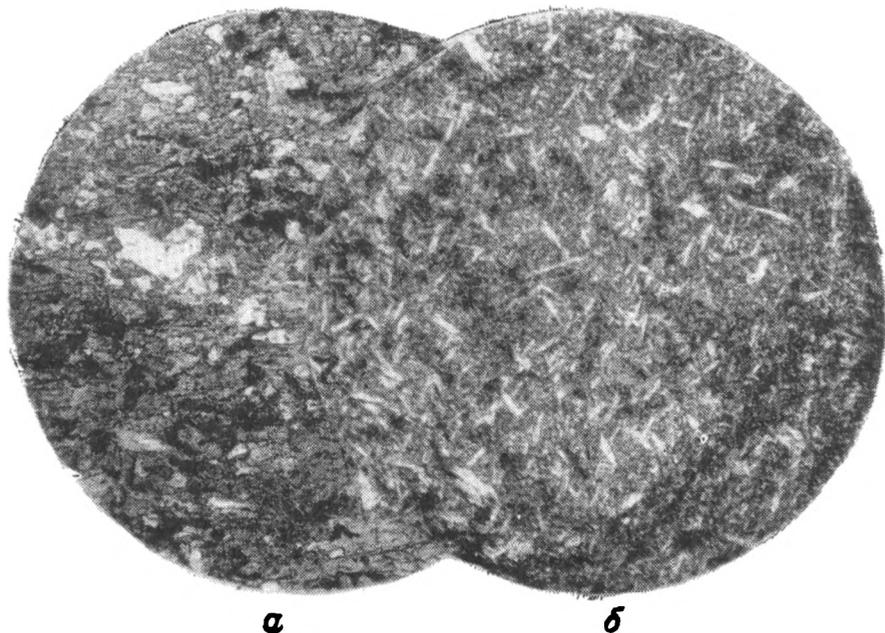


Рис. 20. Микрофотографии амфиболитов каракудукской свиты
а — плагиоклазовый меланократовый амфиболит, Кахралсай, $\times 25$, без анал.; б — амфиболитованная туфогенная порода, Кызылсай, $\times 25$, без анал.

пирротин, шпинель, а также цоизит, эпидот, хлорит, биотит, рутил, апатит, сфен. Нередко наблюдаются мелкие чешуйки талька, а во многих шлифах — темноватые участки, заполненные мелкозернистым карбонатным материалом. Структура пород обычно нематобластовая — лучистая, сноповидная или лиственная, реже гранобластовая или порфиробластовая с мелкими призматическими зернами или крупными порфиробластами амфибола. 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 выдержанные по простиранию 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 простиранию прослои черных сливных кварцитов. Некоторые из них протягиваются на несколько километров (при средней мощности 20—30 м) и четко оконтуривают ядро синклинали. В Кахралсае наблюдается два таких прослоя, в Казансае — три. Здесь имеется много прослоев и пачек эффузивов 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 порфиритов, 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 Дженгельдысае, 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 кварцсодержащих 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 Каратауского аллохтона, в настоящее время остается неясным. В линзах мраморов в составе свиты содержатся целиком перекристаллизованные остатки члеников 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, Дженгельдысай) достигает 1000—1100 м.

Шейхджейлинский синклиорий

Шейхджейлинская 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. Кулешов и др., а опубликовано в 1963 г. (Лихачев и др., 1963).

Свита слагает всю западную часть хр. Султан-Увайс, в том числе горные гряды Шейхджейли, 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 перетертыми и развальцованными породами, широкая полоса которых (Урусайская зона разломов) отделяет шейхджейлинскую свиту от султануиздагской и джамансайской. В юго-западной части возвышенности Куянчик эффузивы и туфопесчаники шейхджейлинской 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 развальцованных и милонитизированных спилитов, диабазов и диабазовых порфиритов, 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-цонзитовыми амфиболитами, в которых сохранились реликты диабазовых структур (см. рис. 21, а). Породы сильно эпидотизированы, неко-

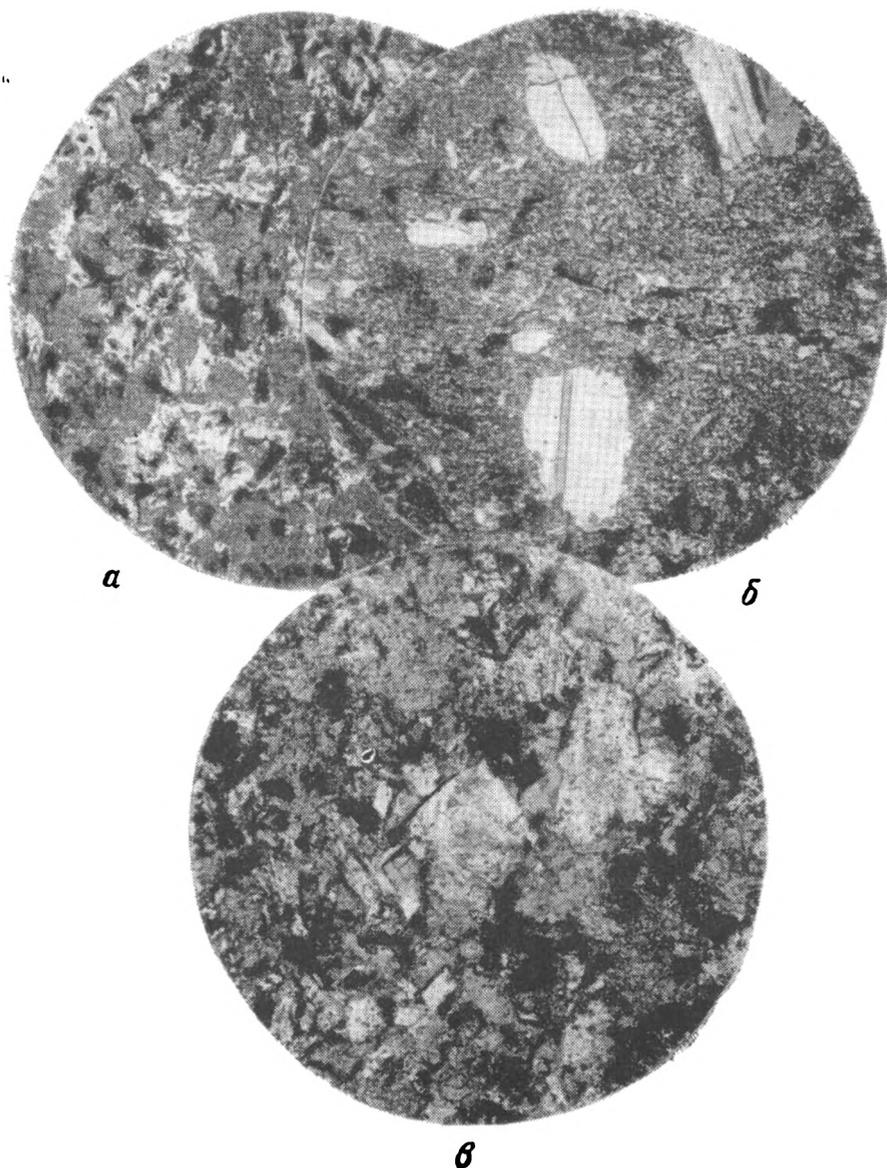


Рис. 21. Микрофотографии пород шейхджейлинской свиты

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

торые из них превращены в эпидозиты, целиком состоящие из эпидота и сосюритизированного 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 порфиритов, спилитов, диабазов и их туфов, многие породы которой амфиболлизированы и эпидотизированы. В ней имеются многочисленные мелкие штоки габбро-диабазового состава, являющиеся, вероятно, жерловыми фациями излияний, сформировавших эту часть разреза свиты. Дацитовые порфириты (см. рис. 21, б) и диабазы слагают основную часть разреза пачки, образуя мощные залежи, особенно раздувающиеся вблизи габброидных 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 лапиллей чечевицеобразной 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 порфириты и диабазы (см. рис. 21, в) имеют подчиненное значение. Здесь встречаются прослои лавобрекчий и туфогенных хлорит-эпидот-рогообманковых 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 эффузивы среднего и основного состава — порфириты 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 невыдержанные по простиранию горизонты туфогравелитов и туфоконгломератов, состоящие из плохо окатанных галек вулканогенных пород, сцементированных пирокластическим материалом. Породы прорваны штоками, дайками и пластовыми инъекциями гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритовых порфиритов и кварцевых порфиров. В прослоях и линзах известняков, сланцев, туфогенных песчаников и гравелитов присутствует большое количество остатков брахиопод, пелелипод, строматопор, амфиопор, кораллов, криноидей 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 П. А. Пяновской. Из сборов в средней части разреза пачки в гряде Шейхджейли были определены следующие брахиоподы: *Conchidiella pseudobaschkirica* var. *crasscostata* Ržon., *Atrypa* ex gr. *reticularis* Lin., *A. cf. shandiensis* Ržon., *Eoreticularia* sp., *Strophomena* sp., *Pleurorima* sp. эйфельского возраста (определения М. А. Ржонсницкой); пелелиподы: *Allorisma* cf. *uralica* и *Vlasma* sp., свойственные эйфельскому ярусу Урала (определения О. И. Сергуньковой); криноиды: *Cypressocrinus crassus* Goldf. (чашечки), *Cyclocyclicus acer* Yelt., *Entrochus biarticulatus* Quenst., *Pentagonocyclicus rallus* Yelt. (определения П. С. Елтышевой); ругозы: *Fasciophyllum petschorense* Soshk., *Stenophyllum hedströmi* Wdkd., *Tryplasma devoniana* Soshk., характерные для верхнего эйфеля Урала (определения В. А. Аникиной и Е. Д. Сошкиной); гелиолииты: *Heliolites* ex gr. *porosus* Goldf., *H. cf. tomenensis* Tschern., *H. ex gr. vulgaris* Tschern., характерные для живета Урала и Кузбасса (определения В. Д. Чехович).

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

В более высоких горизонтах разреза пачки в средней и южной частях возвышенности Куянчик в прослоях туфитов, туфогенных песчаников и известняков встречаются многочисленные органические остатки в виде хорошо сохранившихся отпечатков на поверхностях эффузивных залежей. Из них О. И. Сергунькова определила следующие брахиоподы: *Carinata paradoxo* Seur., *Atrypa* cf. *desquamata* Sow. var. *totaensis* Khod., *A. cf. submata* Khod., *A. subalinensis* Nikif., *A. devoniana descrecens* Fenton et Fenton, *Hypothyridina* (?) *coronata* Kayser var. *tenuiplicata* Khod., *Gypidula* cf. *soxatica* Khod., *G. cf. toidensis* Khod., *Gypidula* cf. *subvenetus* Khod., *Conchidiella pseudobaschkirica* Tschern., а также гастроподы *Platyceras* sp., *Raphistoma* cf. *brohni* (?) и пелелиподы *Allorisma* cf. *uralica* Tschern., характерные для верхов эйфеля и низов живета Урала. Е. Д. Сошкиной отсюда были определены ругозы *Grypophyllum gracile* Wdkd., распространенные в нижнеживетских 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., *Carinata* cf. *signifera* Schnur., *Atrypa* cf. *desquamata* Sow., *A. cf. zonata* Schnur., *A. cf. devoniana*

Webst., *Emmanuella* sp., а А. И. Лесовая определила *Stromatopora* ex gr. *hüpschii* Bargatzky, распространяющую в отложениях живета Урала, Кузбасса и Средней Азии. Из сборов С. С. Шульцына мл. М. А. Ржонсницкая определила следующие брахиоподы: *Schizophoria* (?) sp., *Atrypa (Desquamatia)* ex gr. *desquamata* (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 (Дыгтау).

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 отложенной 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 амфипоровые известняки тяньшанского 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. Висьневским 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 пласты мраморов по разлому притыкаются к толще темно-зеленых диабазовых порфиритов и их туфов. С востока и северо-востока на верхнюю часть разреза мраморов, заключающую прослой туфогенных сланцев, круто надвинута толща дацитовых порфиритов и туфогенных песчаников шейхджейлинской свиты; при этом надвинутые пласты 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 залегают пласты синевато-серых слоистых известняков с тонкими прослоями белых мраморов. В известняках встречаются раковины крупных брахиопод, гастропод и рюгоз. В 1948 г. Я. С. Висьневским из этого прослоя были собраны брахиоподы *Euomphalus* sp., *Spirifer (Cyrtospirifer) equillinus* 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* Na l. (определение М. А. Ржонсницкой),

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

3. Выше залегает пачка переслаивающихся белых и серых топкилитчатых известняков и известковистых сланцев, серо-зеленых серицит-хлоритовых туфогенных сланцев и туффитов 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 шейхджейлинской свиты. В зоне надвига развита окварцованная брекчия трения мощностью 1,5—2 м.

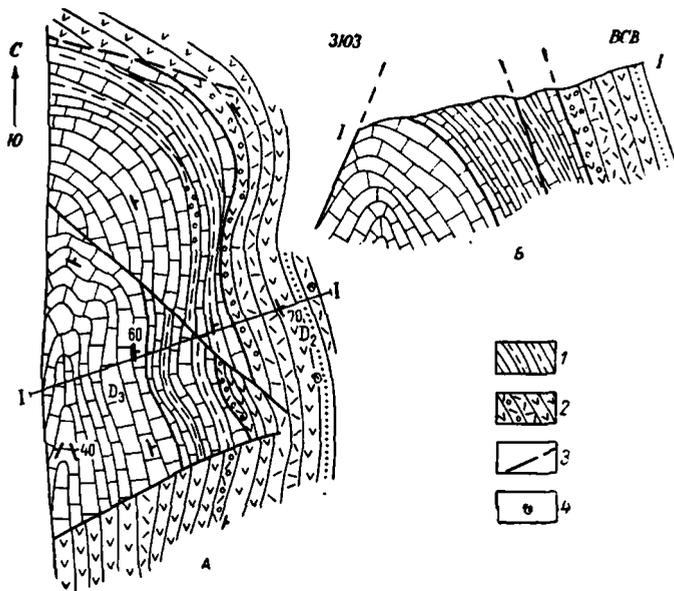


Рис. 22. План района выходов на поверхность известняков куяничинской свиты (А) и разрез по линии I—I (Б). Юго-западная оконечность гряды Куяничик

1 — известняки, известковистые и туфогенно-известковистые сланцы куяничинской свиты (D_2kj); 2 — эффузивы и туфогенные песчаники шейхджейлинской свиты (D_2sch); 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 Шейхджейлинском синклинии 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 Каратауской 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, позднпалеозойский; 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 лишний 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 офиолитовых 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

Каменноугольные 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 эффузивами 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, вахшиварской, 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, каменноугольные отложения входят в состав вулканогенно-осадочного покрова, полого залегающего на докембрийском кристаллическом фундаменте.

Каменноугольные 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 синклинориев. С уральским (а точнее, зауральским) разрезом валерьяновской вулканогенно-осадочной свиты Кустанайского синклинория может быть сопоставлена, по нашему мнению, вулканогенно-осадочная толща северных склонов хр. Султан-Увайс, которую мы предлагаем выделить в качестве самостоятельной ащенинтауской свиты. Весьма вероятно, что аналоги ащенинтауской 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.

Ащенинтауская свита ($C_1? asch$). Впервые эффузивные 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 эффузивов Ащенинтау. С. С. Шульцем и м.л. (1967) вулканогенные толщи северных склонов Ащенинтау и хр. Султан-Увайс выделяют в ащенинтаускую свиту условно раннекаменноугольного возраста. Отложения свиты развиты, кроме того, в районе Беркут-калинской группы холмов в восточной части Султа-

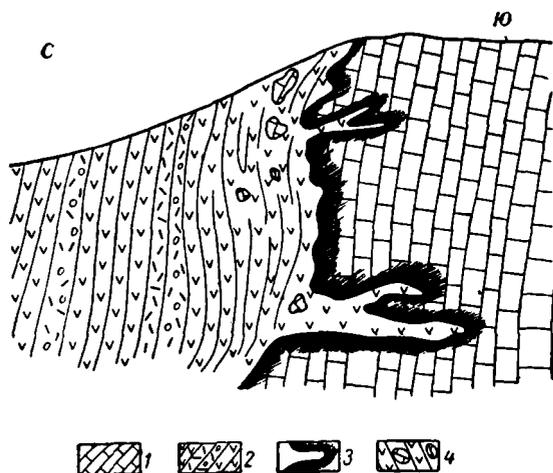


Рис. 23. Зарисовка контакта эффузивов ащенинтауской свиты с мраморами казанской свиты. Северный склон горы Ащенинтау

1 — известняки и известковистые конгломераты казанской свиты ($D_{1-2} ks$); 2 — эффузивы ащенинтауской свиты ($C_1? asch$); 3 — зона скарпирования; 4 — ксенолиты известняков в эффузивах ащенинтауской свиты. Протяженность разреза 12 м.

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

Свита сложена эффузивами среднего и основного, реже кислого состава, их туфами, туфогенными песчаниками и туфоконгломератами зеленого, сиренево-серого, серо-лилового, темно-бурого и черного цвета. Преобладающие сиреневые и серые тона окраски отличают породы от зеленоцветных толщ шейхджейлинской свиты и темно-зеленых и черных амфиболитов каракудусской свиты. Наиболее широко развиты в разрезе андезитовые порфиры (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, призматическизернистой 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 эффузивном разрезе встречаются частые прослои грубообломочных вулканоген-

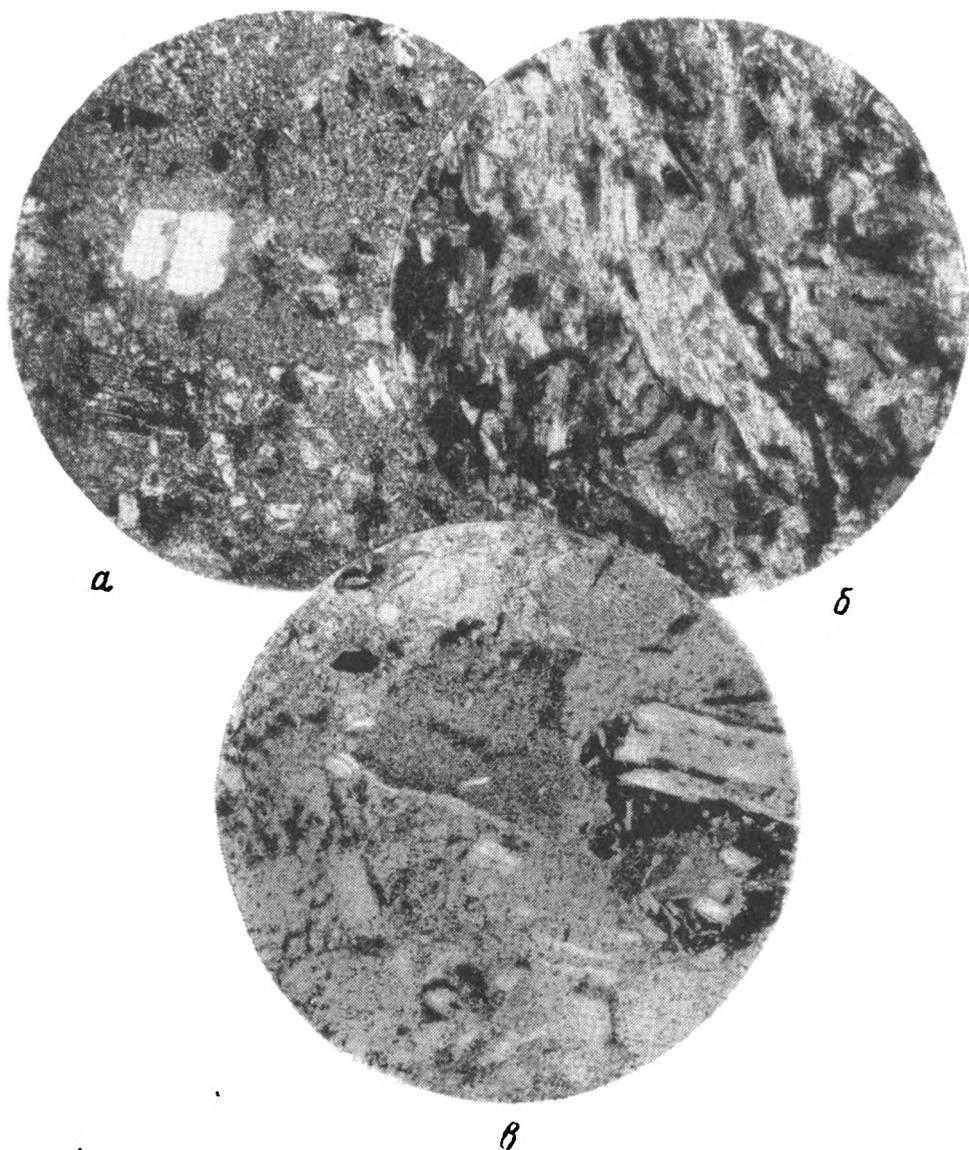


Рис. 24. Микрофотографии пород ашенинтауской свиты, гора Ашенинтау
а — туф андезитового порфирита, $\times 25$, николи +; *б* — спилит, $\times 25$, николи +; *в* — туфогравелит с обломками вулканических и туфогенных пород среднего и основного состава. $\times 25$, без анал.

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

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 ащенинтауской 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. Мaziной, О. К. Ксенофонтовым и другими геологами на территории Тургайского прогиба и Северного Приаралья. При сравнении образцов пород и шлифов ащенинтауской и валерьяновской свит выявляется их большое сходство. Поэтому ащенинтаускую 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, мшанок и фораминифер (Геологическое строение Тургайского прогиба, 1961). По аналогии с валерьяновской свитой возраст пород ащенинтауской свиты условно считается нами раннекаменноугольным.

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

5. СОПОСТАВЛЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ РАЗРЕЗОВ ЮЖНОГО ПРИАРАЛЯ 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 разновозрастных 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. Лейксом, А. Д. Архангельским, В. А. Николаевым, Г. Н. Фредериксом и др. Сходство фаунистических комплексов дает основание исследователям, занимающимся вопросами биостратиграфического районирования, — Н. А. Штрейсу, В. Н. Дубатоволу, Н. Я. Спасскому, М. А. Ржонсницкой и др. — выделять единую Урало-Тяньшаньскую биогеографическую провинцию, характеризующуюся общностью фаунистических комплексов для всей Урало-Тяньшаньской 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 вариссийской 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 — Шейхджейлинского синклиория — по набору формаций, их возрасту, особенностям тектоники и комплексам органических остатков очень близок разрезам девонских андезитовых формаций Магнитогорского синклиория Урала. Граувакковая песчано-сланцевая пачка на юго-западе гряды Джимуртау близка зилаирской свите Южного Урала.

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

Разрезы восточной оконечности хребта Султан-Увайс — Менажатского синклиория — 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 амфиболитизированными диабазами и спилитами каракудукской свиты). Офиолитовый аллохтон составляет ядро синклиория, 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 синклиориях Южной Ферганы. По своим фациальным особенностям вулканогенный и карбонатный разрезы восточной части хребта также являются типично тяньшаньскими; для последнего характерны мощные прослои амфиболовых и криноидных известняков с фауной тяньшаньского типа.

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

Хр. Султан-Увайс характеризуется и рядом индивидуальных особенностей разреза палеозоя, которые отличают его от всех разновозрастных 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 неизменными 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 петрогенетическое 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 синклинория — Каратаускую офиолитовую полосу. Снизу вверх этот офиолитовый аллохтон имеет следующий достаточно выдержанный разрез: 1) серпентиниты (чаще меланж с глыбами гипербазитов, габбро-амфиболитов и кварцитов в серпентинитах); 2) лейкократовые плагноклазовые габбро, габбро-мигматиты и габбро-амфиболиты; 3) меланократовые амфиболиты; 4) амфиболитизированные диабазы с прослоями 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 вариссийских орогенических поясов.

Тебинбулакский массив перидотитов, пироксенитов и горнблендитов, залегающий в ядре синклинальной складки среди пород джамансайской свиты на севере Султанувайского антиклинория, обнаруживает явное родство с офиолитовым аллохтонным комплексом Менажатского синклинория (Каратауской 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 гипабисальные комплексы субвулканических штоков и подводящих каналов, по которым изливались лавы, сформировавшие вулканогенные толщи западной, центральной и восточной частей хребта. Подобные субвулканические штоки обнаруживаются даже среди амфиболлизированных эффузивов каракудуской свиты (Казантауский комплекс); нередко они оторваны здесь от своих корней и представляют собой крупные глыбы в меланже. Значительно лучше сохранились вулканические аппараты среди эффузивов шейхджейлинской свиты (Зенгебобинский комплекс); в последние годы такие же аппараты были обнаружены и изучены А. А. Кулешом среди вулканогенных толщ ащенинтауской свиты на севере хребта.

Третья группа plutonic 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 (Каратауской 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 и интродуцируют гипербазитовый массив снизу и оказывают на него активное метасоматическое воздействие. Наконец, Актауский батолит залегает в основании разреза Султанувайского антиклинория и имеет очень пологую кровлю, ориентированную почти параллельно простиранию пластов султануздагской свиты; подошва этой гранитной лепешки 3-километровой мощности, по геофизическим данным, надвинута на вулканогенный разрез, по плотности и намагниченности родственной разрезу Шейхджейлинского синклинория. 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 plutonic и гипабиссальных горных пород:

1. Plutonic комплексы океанической коры.

2. Гипабиссальные субвулканические 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 (Каратауской офиолитовой полосы): Менажатский комплекс серпентинитов и Кызылсайский комплекс габброндов, 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 синклинория. К этой группе плутонических комплексов с известной условностью мы относим и Тебинбулакский перидотит-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 Каратауской офиолитовой полосы, а в зонах воздымания щарнира Каратауской 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 Кахрал 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, габброндов, 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, амфиболлизированных диабазов, гнейсов, кристаллических сланцев, бурых яшм, листовитов, 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 Каратауской 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-

разуется петлю и прослеживается в восточном направлении к горе Казантау; гора является отторженцем офиолитового 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 надвиговой шов, по которому Казансайский аллохтон надвинут на вулканогенно-кремнистые толщи Султанувайского антиклинория — джамансайскую и бешмазарскую свиты. В восточной части Султанбобинской зоны разломом серпентинитовая полоса в основании терригенно-карбонатного Казансайского аллохтона протягивается до Кахрался, а дальше скрывается под меловыми и четвертичными отложениями; в низовьях Кахрался обнажено крупное пластовое тело аптофиллитового состава с прожилками поперечно-волоконистого 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, покрытые коркой пустынного 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 спиновиднолучистой структурами (рис. 25, а), иногда с примесью рудного минерала (магнетита и титано-магнетита), вторичных амфиболов (чаще всего, тонковолокнистого тремолита), хлорита, карбоната и талька. Значительно реже, главным образом на юго-востоке хребта, восточнее Ахимбегая, встречаются хризотилитовые разности серпентинитов; часто хризотил в виде тонких прожилков густой сетью пронизывает породу. В некоторых шлифах можно наблюдать реликты структур исходных пород, в частности нередко 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 Ащепынтау и в приразломных зонах в районе возвышенности Джимуртау. Здесь они сильно перематы, катаклазированы и представлены блестящими черно-зелеными, синевато-черными и черными разностями с зеркалами скольжения. Наряду с антигоритовыми серпентинитами, в этих районах широко распространены хризотилитовые 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 приконтактными 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 корках 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.

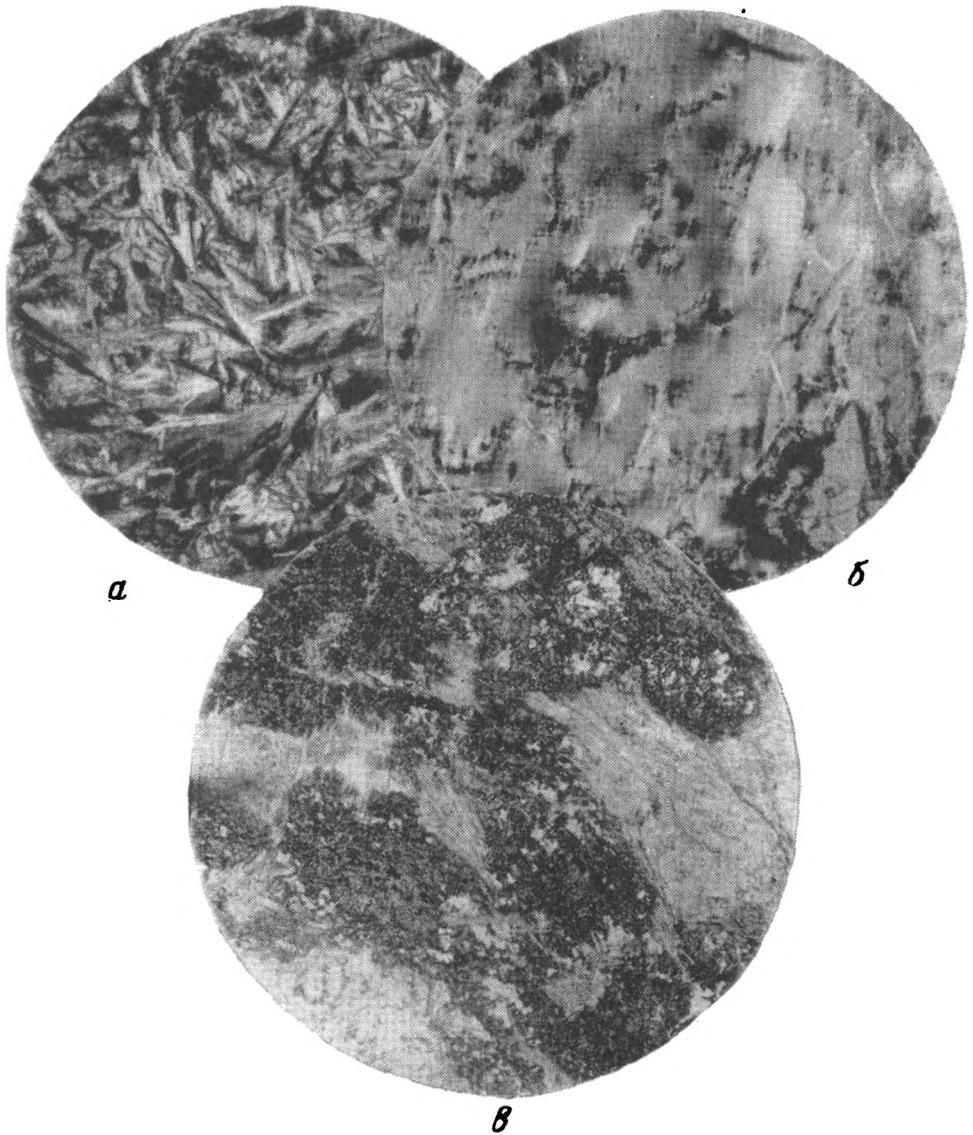


Рис. 25. Микрофотографии серпентинитов Менажатского комплекса ($\sigma Pz_2^?$) и лейкократового габбро нижней части разреза Кызылсайского габбро-амфиболитового комплекса ($vPz_2^?$)

Менажатский комплекс: а — антигоритовый серпентинит, метельчатолучистая структура, центральная часть хребта, верховья Дженгельдася, $\times 25$, николи +; б — серпифит, горы Джимуртау, $\times 25$, николи +. *Кызылсайский комплекс:* в — уранитизированное и соссуритизированное лейкократовое габбро, верховья Дженгельдася, $\times 25$, без анал.

Кызылсайский комплекс габброидов, габбро-мигматитов и габбро-амфиболитов ($vPz_2^?$)

Кызылсайский комплекс развит только в пределах офиолитового аллохтона (Каратауской 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 Каратауской офиолитовой полосы: он слагает обширные площади на севере хребта, в верховьях Аччитау, Казансая и Дженгельдысая, в бассейне Кахралсая, 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 сосюритизированного, 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 рогово-обманковых амфиболитов и микрогаббро, а также клиноцонзит- 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 пересекаются разломами, многие их участки превращены в актинолитовые, хлоритовые и тремолитовые сланцы, хлорит-талыковые 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 габброидов и габбро-амфиболитов, по-видимому, является результатом глубокого метасоматического преобразования и частичной переплавки вышележащего комплекса амфиболитов и амфиболитизированных 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 Каратауского офиолитового аллохтона нет никаких прямых данных. Учитывая, что в линзах мраморов среди амфиболитизированных 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 антиклинория 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 измененные 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 (косьвиты) слагают рудные тела Тебинбулакского месторождения титано-магнетитов. В последние годы сотрудниками Султануиздагской 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. Аскарковым, 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 синклинория. 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 повторяющих 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 ащенынтауской свиты.

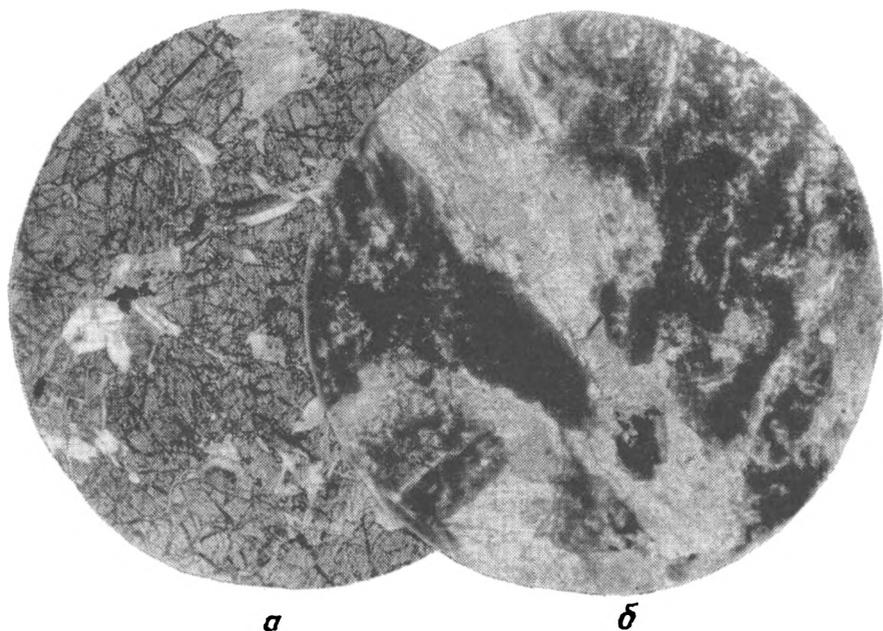


Рис. 26. Микрофотографии пород Тебинбулакского (σ Pz₂?) и Казантауского комплексов (δ -v Pz₂).

Тебинбулакский комплекс: а — пироксенит, южная часть Тебинбулакского массива, $\times 25$, без анал. Казантауский комплекс: б — крупнозернистое уралитизированное габбро, гора Қазақтау, $\times 25$, николи +

Казантауский комплекс субвулканических штоков габбро-диоритов и габброидов (δ -v Pz₂)

Габброиды Казантауского комплекса близки по составу к габбро-амфиболитам 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 амфиболитизированы, 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 простираанию, они протягиваются цепочками, параллельными простираанию вмещающих пород, на многие километры.

В верховьях Казанская, Дженгильдыская и Султанбобовская наблюдается цепочка штоков запад-северо-западного простирания. Она проходит в 200 м севернее колодца Казантау и включает штоки двуглавой горки Кара-Койшек-Имджек, 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 синклинория) существенно отличается 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 плагногранодиориты; 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 альбитофигов. 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 альбитофигов, пепловыми покровами с многочисленными включениями вулканических бомб от 3—5 до 50 см в диаметре (в южной части гряды Шейхджейли), лавобрекчиями и туфобрекчиями.

Состав плутонических фаций жерловых штоков непостоянен: в Зенгебобо они сложены преимущественно роговообманковыми, иногда пироксенсодержащими 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 плагноклазов и субофитовой или долеритовой структурой (см. рис. 27, б).

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

3. ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФОРМИРУЮЩЕЙСЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

К этой группе плутонических комплексов мы относим Кахралсайский комплекс плагногранитов, Актауский гранодиоритовый комплекс, Кубатауский гранитный комплекс и Джамансайский комплекс сиенито-диоритов и граносиенитов.

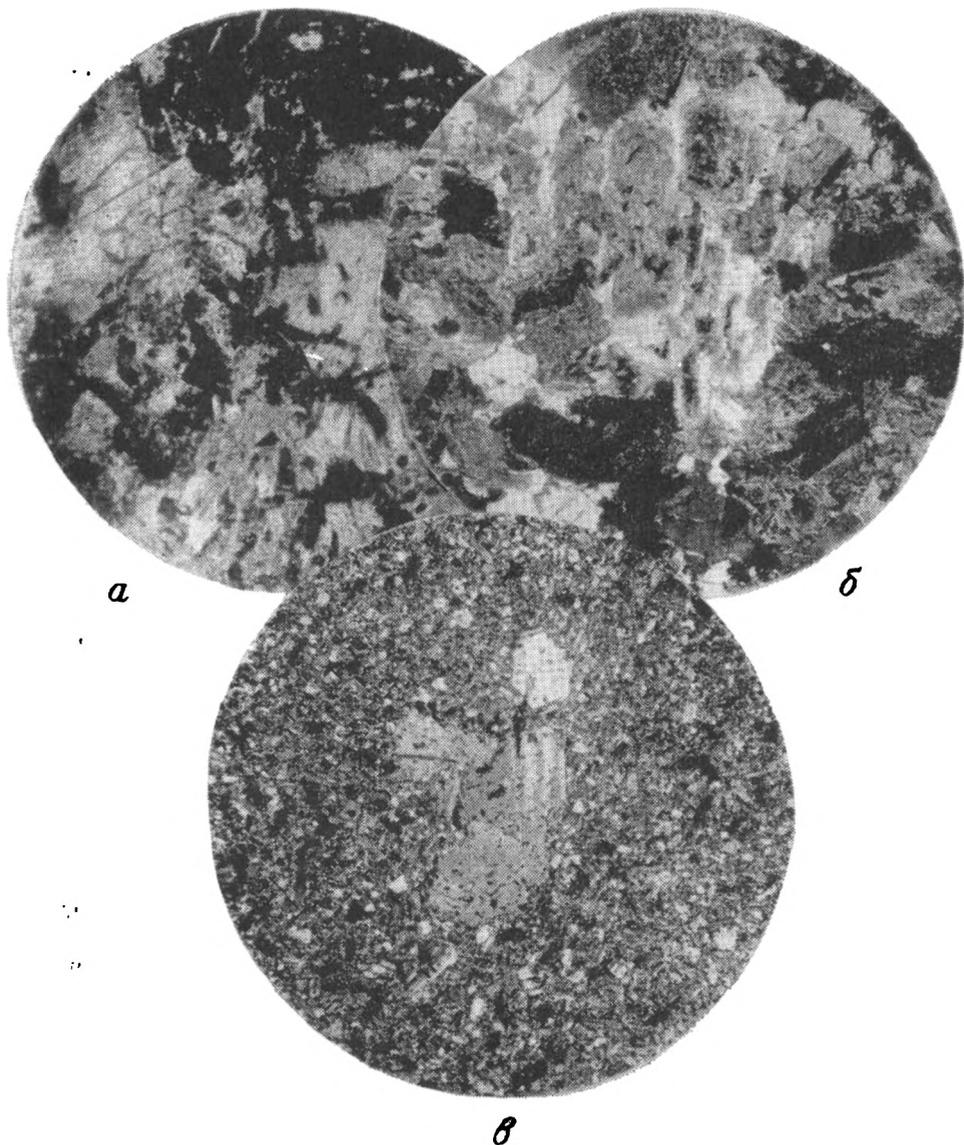


Рис. 27. Микрофотографии пород субвулканического штока габбро-диоритов Зенгебобинского комплекса (δPz_2). Восточная часть возвышенности Зенгебобо

Изменение структуры и состава пород субвулканического штока от апикальной (а) к внутренней части (б): а — уралитизированное и сосюртитизированное 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 невыдержанными по мощности полосами Каратауский офиолитовый аллохтон. Северная полоса выходов плагиогранитов обнажается в водораздельной части хребта севернее верховьев Дженгельдыся 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, клиноцоизита и магнетита. На контактах плагиогранитов с серпентинитами и габбро-амфиболитами развиты крупнозернистые горнblendиты 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 шширами в габбро-амфиболитах Кызылсайского комплекса и кварц-плагиоклазовыми породами, которые наблюдаются в виде прослоев среди амфиболитов карадукусской свиты.

Плагиограниты Кахралсайского 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 антиклинория. Актауский батолит составляет ядро антиклинория, повторяя изгиб структур палеозойских пород: северное окончание коленообразно изогнутого массива имеет меридиональное простирание, 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 нащепки кровли — кварциты и полностью ороговикованные песчаники султануиздагской 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 шейхджейлинской свите и имеющими типичные для ее пород плотность и намагниченность.

Актауский батолит сложен в основном серыми массивными биотитовыми порфириновидными лейкократовыми гранодиоритами, в составе которых плагиоклаз резко преобладает над калиевыми полевыми шпатами. Кристаллы плагиоклазов составляют 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 аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, сфен, рудный минерал.

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

контактах с карбонатами и слюдяными сланцами — темнокветные 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, альбитофиров, 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 ограненные столбчатые и изометричные кристаллы черного турмалина, достигающие 10—15 см в поперечнике. В экзоконтактах жил развиты турмалиновые и турмалин-гранатовые скарны.

Кубатауский комплекс гранитов (νPz_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 $0,5 \times 2$ км², 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 скарпные и роговиковые ореолы.

Основное тело массива Кубатау слагают среднезернистые лейкократовые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты мясо- и кирпично-красного цвета, прорванные 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, производившихся 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 кахралсайской свиты, также определенный калий-аргоновым 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.

Джамансайский комплекс граносиенитов, сиенит-диоритов и габбро-диоритов ($\gamma \xi Pz_3$, $\nu \xi Pz_3$)

К Джамансайскому комплексу относится Джамансайский массив и небольшие тела сиенито-диоритов и габбро-диоритов, прорывающие Тебинбулакский массив пироксенитов и горнблендитов в его южной и

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

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

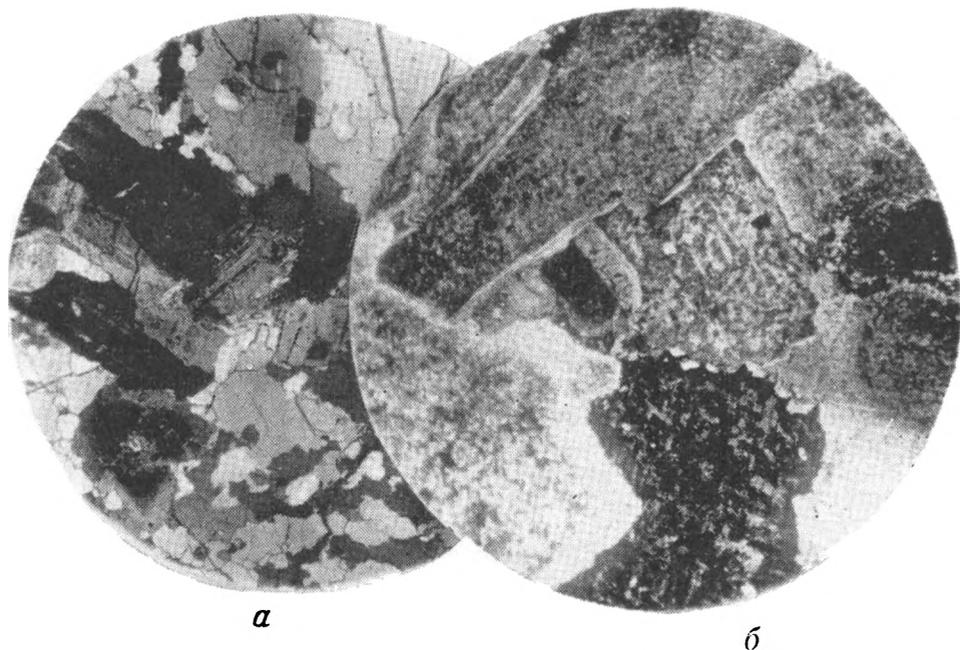


Рис. 28. Микрофотографии пород Актауского ($\gamma\delta Pz_3$) и Джамансайского ($\gamma\epsilon Pz_3$) комплексов

Актауский комплекс: а — порфировидный биотитовый гранодиорит, северо-восток Актауского батолита, $\times 25$, николи +; Джамансайский комплекс: б — сиенито-диорит с монзонитовой структурой, пертитовым прорастанием микроклина альбитом и зональными сосюритизированными плагиоклазами, Джамансайский 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, б) и монцонитами. Зональность объясняется, вероятно, контаминацией внедряющейся магмой вмещающих пород. Петрология Джамансайского 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 пертитовыми вростками альбита (40—60% породы), зонального сосюритизированного 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-

цонитового 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 джамансайской свиты, так и с горнблендитами, и активно прорывают их с образованием широких скарных и контактовых ореолов. Именно с воздействием сиенито-диоритов и габбро-диоритов на джамансайскую свиту связано развитие широких ореолов ороговикованных пород на южном и восточном контактах Тебинбулакского массива. Сиенито-диориты приконтактных 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 Джамансайского 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 plutонических комплексов западной, центральной и восточной частей хр. Султан-Увайс. Автору кажется невозможным при современной слабой петрографической и петрологической изученности plutонических формаций хребта проводить аналогии между выделяемыми на его территории комплексами и ассоциациями plutонических пород и plutоническими породами, вскрытыми бурением в разных участках фундамента Южного Приаралья.

В фундаменте Южного Приаралья plutонические 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 plutонические породы в кервах 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 двуслюдяные микроклиновые граниты (скв. 20, 21, 119, 120), розовато-серые крупнозернистые гранодиориты (скв. 9, 15 и 22), темно-серые катаклазированные и порфирированные 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-Кызылкумского вала, а в фундаменте остальной части Юго-Восточного Приаралья и Безгульско-го вала преобладают породы кислого и среднего состава.

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

Мезозойские и кайнозойские отложения Южного Приаралья менее изучены, чем разновозрастные толщи Мангышлака, Туаркыра, Копет-дага, 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 корях 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 одними 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 поздне триасового 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 (Т?кк). 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. Пяновская и автор настоящей работы; по всему разрезу

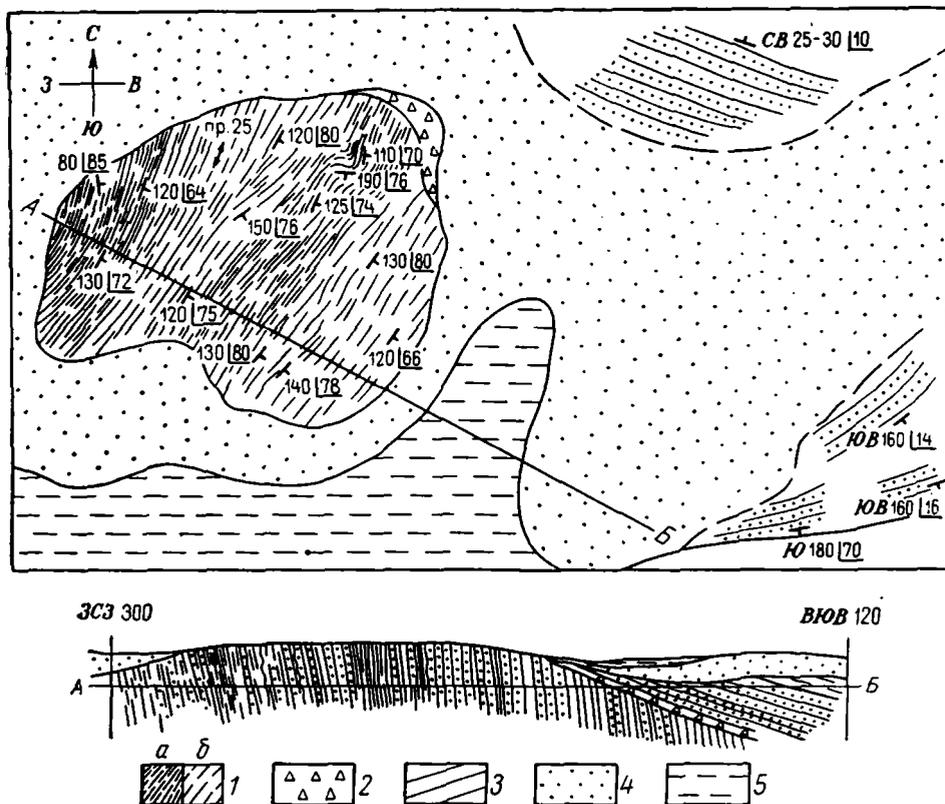


Рис. 29. Зарисовка в плане выходов кокчинской свиты у юго-западного подножия горы Кокча

1 — отложения кокчинской свиты, пакки с преобладанием: а — аргиллитов, б — песчаников; 2 — железистая брекчия в основании мелового разреза; 3 — песчаники (Сг) желтые и бурые железистые; 4 — пролювиально-делювиальные отложения; 5 — поверхность тахира 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 поздне триасового 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. Пласты свиты с разрывом резко несогласно перекрываются полого дислоцированными железистыми и целестиноносными 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.

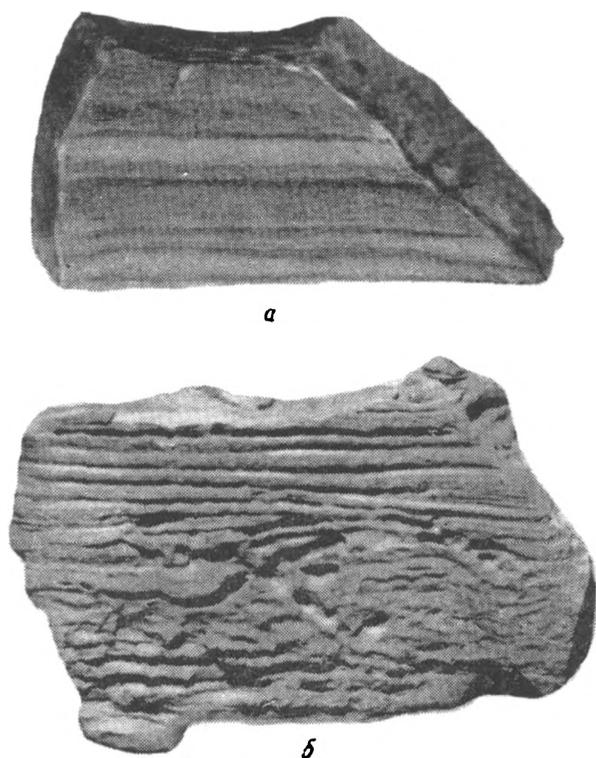


Рис. 30. Образцы пород кокчинской свиты (Т?kk)
a — песчаник полевошпат-кварцевый полосчатый мелкозернистый; *б* — выветрелая поверхность песчаника с отпрепарированной слоистостью и следами взмучивания

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. ЮРКСИЕ 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 размывом 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 песчаных 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. Жукковой, 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 залегают 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 размытиями.

Первый комплекс, обнажающийся в хр. Султан-Увайс, сложен преимущественно пролювиально-делювиальными образованиями с прослоями прибрежно-морских косослоистых конгломератов и редкими линзами прибрежных устричников и ракушняков неосома (?). Автор предлагает выделять этот комплекс в самостоятельную истемесскую свиту (Cr_1s). 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 прослоями ракушняков. Образование этой толщи связано с позднеаптской трансгрессией ранне-мелового моря. Она описывается автором под названием султанбобинской свиты (Cr_1sb).

Третий комплекс представлен мощными толщами аллювиально-дельтового происхождения с подчиненными прослоями и пачками прибрежно-морских ракушняков, конгломератов, песчаников и глин. Он имеет повсеместное распространение, целиком слагает разрез большинства меловых возвышенностей и гряд Арало-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 Арало-Кызылкумского вала, под названием арало-кызылкумской серии (Cr_2ak).

Меловой разрез хр. Султан-Увайс, гряд Кокчи и Бештюбе заканчивается отложениями арало-кызылкумской серии, которые с размывом 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 размыв 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 (Cris)

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 Карачадалысае на северном склоне хребта.

Лучше всего разрез свиты обнажен в нижней части долины Кахралсая. 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 вышележащие слои.

Разрез свиты в Кахралсае начинается в залегающих на размывтой 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 Кахралсая; в гальке много неизменных 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 сплюсненной по вертикальной оси. Преобладают гальки серых известняков; во многих из них наблюдаются хорошо сохранившиеся остатки амфифор 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_{2gv}) 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 Кахралсае 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 Кахралсаю 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-антропогенное время, и галька, вымытая из косослоистых прибрежно-морских конгломератов нижнего мела, покрывает верхнеплиоценовую (?) поверхность выравнивания, останцы которой в бассейнах Кызылсая и Казансая во многих местах сохранились на палеозойских отложениях.

У северного подножия гряды Шейхджейли (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 прослой 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 прослоями 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* Mat e d., *M. pseudobrauni* Mat e d., по заключению Е. А. Жуковой, характерных для разрезов баррема Гиссарского хребта, Прикаспия и Азербайджана (Жукова, 1962).

Аптский комплекс сероцветных глин и песков—султанбобинская свита (C₁sb)

Комплекс морских сероцветных глин и песков нижнего мела с прослоями ракушняков и бурых песчаников широко распространен на площади хребта, включая и его водораздельные участки. Он вскрывается 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 аммонитов, пелелипод, фораминифер 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 пелелипод, 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 аптскими 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. Аптскими 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 вопросов стратиграфии нижнего мела. Если во Франции решением нижнемелового коллоквиума в Лионе (Colloque sur le Crétacé inferieur, 1963) стратотип клансейского горизонта окончательно отнесен к верхнему апту, то среди советских геологов одни (В. В. Друщиц, В. Д. Ильин, Н. П. Луппов, И. А. Михайлова и др.) продолжают, согласно традиции, относить клансей 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 аптских и альбских отложений приобретает особое значение при стратиграфическом расчленении мела Южного Приаралья и Центральных Кызылкумов, так как значительная часть нижнемеловых 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 раннемеловой трансгрессией. Отложения клансейского горизонта имеют большие мощности, во многих участках выходят на поверхность, и отнесение этого горизонта к апту или альбу существенно сказывается при создании геологической карты. Вопрос о клансее обсуждался геологами и палеонтологами на выездной сессии меловой комиссии МСК СССР в г. Ашхабаде в 1966 г. Включение клансея 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 горизонт, как верхнюю часть верхнего подъяруса апта. При таком понимании объема аптского 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 султанбобинской 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 делювиально-пролювиальных 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 низовьях Кахралса я наблюдается следующий разрез свиты (снизу):

1. Ракушняк, залегающий с резким размывом и угловым несогласием (до 20—30°) на косослоистых конгломератах и каолинизированных белесых делювиальных 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 лиловато-бурый песчаный 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., *Pterotrigonia* cf. *aliformis* Park. (определения 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* Schloth., характерный для тарханских слоев миоценового разреза Восточного Устюрта. Однако несомненное залегание этих устриц в одном пласте с *Nucula* ex gr. *pectinata* Sow. и *Pterotrigonia* 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 leyereri* Desh., известные из готерива Франции и апта (калийско-греческой свиты) юго-западных отрогов Гиссарского хребта; кроме того, очень похожие устрицы, собранные в разрезе мела близ оз. Ходжакуль, описаны Е. Г. Винокуровой как *Liosstrea delectrei* Соф. (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 залегают белый рыхлый косослоистый песчаник с многочисленными прослоями 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 *Acanthopliotes* sp.; здесь же наблюдаются прослойки песчаных ракушечников с многочисленными *Nucula pectinata* Sow. var. *sultaniusica* Vin. Верхи разреза размыты, на неровной размытой поверхности залегают бурый железистый конгломерат с *Amphidonta columba* L a m., 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 *Acanthopliotes nolani* Seunes var. *subrectangulata* Sinzow и *Ac. trautscholdi* Sim. var. *subangulicostata* Sinzow были собраны в верхах разреза султанбобинской свиты на юго-западе, восточнее гряды Куянчик (Е. Г. Винокуровой), и на юго-востоке хребта, в 5 км восточнее Кахралса (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 клансейских отложений Кавказа.

На северном склоне хр. Султан-Увайс и в его водораздельной части разрез свиты почти целиком слагается серыми ленточными глинами с тонкими прослоями алевролитов и редкой хорошо окатанной галькой кварца. В верхней части разреза в Кызылсае присутствуют многочисленные прослои плотных железистых песчаников и ракушнякав, сложенных раковинами *Nucula* ex. gr. *pectinata* Sow., *Nuculana* ex gr. *linneta* 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 Карачадалысае 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 Карачадалысаю равна 55 м. Сходный по типу разрез близ оз. Ходжакуль еще более сокращен, его мощность равна всего 26 м. В ходжакульском и карачадалинском разрезах в прослоях плотных песчаников и ракушнякав встречаются *Nucula* ex gr. *pectinata* Sow., *Nuculana* ex gr. *linneta* Sow., *Trigonia* cf. *aliformis* Park., *Exogyra arduennensis* Orb. var. *zeraschanica* 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* Seulpes.

Присутствие морских отложений султанбобинской свиты в водораздельной части хребта указывает на высокий уровень максимальной клансейской трансгрессии, захватившей весь хребет. Следует отметить значительность денудационных процессов, разрушивших существовавший до этого палеозойский кряж, который был целиком перекрыт в клансее 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 клансейских 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 клансейских 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 клансейских 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 пеллециподовая 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 смещением 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* Pčel., *Haustatur chodjikulensis* Pčel., *Pseudemesalia subindia* Pčel., 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 Амударьи) аммонита *Beudanticeras* sp. indet. (Попов, Кувшинова, 1964). Мощност 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, увязывается немая пачка пестроцветных буровато-красных и сиреневых сильно алевритистых глин с редкими прослоями ожелезненных песчаников; мощность ее 25—40 м.

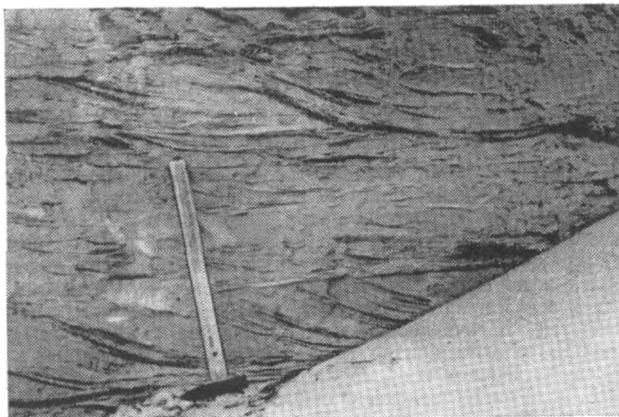
Комплекс косослоистых песчаных аллювиально-дельтовых толщ сеномана И ТУРОНА — АРАЛО-КЫЗЫЛКУМСКАЯ СЕРИЯ (С_{Г2ak})

Комплекс косослоистых желтых и серых песков с прослоями 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 арало-кызылкумской серии.

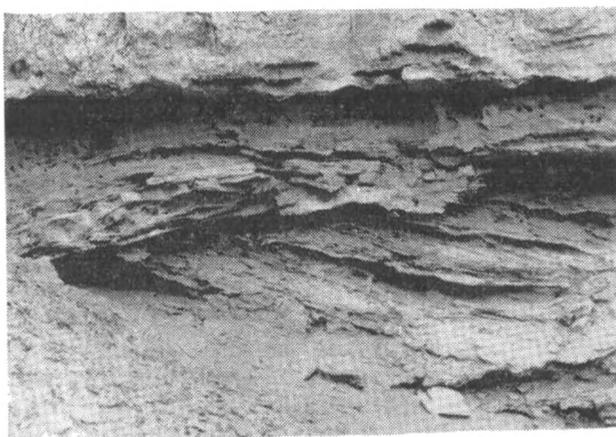
В районах хр. Султан-Увайс и гряд Кокча и Бештюбе в разрезе серии можно выделить несколько свит, различающихся фациально и содержащих разные комплексы органических остатков. Они имеют разный возраст. Снизу здесь выделяются три свиты — кызылкалинская, ходжакульская и бештюбинская. Кызылкалинскую свиту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

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

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



а



б

Рис. 32. Типы косой слоистости в аллювиально-дельтовых отложениях кызылкалинской и ходжакульской свит а — подводно-дельтовые отложения кызылкалинской свиты, Ходжакульсая; 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 Парлыккала и в долине Карачадалыса показаны на рис. 32. В основании ходжакульского разреза в белых известковистых песчаниках и устричниках присутствуют многочисленные раковины *Modiola ligeriensis* Ogb., *Korobkovitrigonia korobkovi* Savel., *Amphidonta conica* (Sow.), *Ostrea praelonga* Ogb., зубы акул *Odontaspis* ex gr. *sulcidens* Ag. сеноман-туронского возраста. Выше в желтых сыпучих песках встречаются гастроподовые прослои, переполненные раковинами *Oligoptyxis amudariensis* Pčel., *Gaustator chodjikulensis* Pčel., *Pseudomesalia subindica* Pčel. (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., модно-1 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 *Acanthohipites polani* клансея и значительно ниже зоны *Mammites podosoides* нижнего турона.

Ходжакульская свита (Ст₂сн) обнажена по долинам Ходжакульская, Карачадалыса, на юго-востоке хребта, в районе горы Кокча, возвышенностей Аязкала, Каратапа и Челпых и в восточной части Бештюбинской 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 определению Л. И. Хозацкого, относящихся к семействам *Dermatemydidae* и *Trogonichidae* и к роду *Trogonix*), 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, Карачадалыса).

Помимо органических остатков наземного происхождения, в разрезе свиты присутствуют и остатки морских организмов — зуба акул *Odontaspis macrorhiza* Corp., *Od. ex gr. sulcidens* Corp., *Scapanorhynchus ex gr. gracilis* Ag., *Sc. ex gr. gigas* Wood, *Sc. subulatus* (Ag.), *Ptychodus decurrens* Ag. сеноман-туронского возраста (определения Л. С. Гликумана), зубы скатов, чешуя рыб, редкие и маломощные прослои устричников, сложенные устрицами *Amphidonta* aff. *conica* (Sow), *Amphidonta cf. columba* Lam., *Liostrea* sp. плохой сохранности. Эти остатки свидетельствуют о кратковременных трансгрессиях моря на территории 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 пелелиподовой 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 кремневой 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 окремелой 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 сростаний, заполняющих пласты бурого железняка и железистых конгломератов и песчаников, образовались вокруг органических, чаще всего растительных остатков. Об этом свидетельствует форма этих сростаний (рис. 33, а — д, 34, а — з). Сами же пласты 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 произрастали. 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 сростания высотой по пояс человеку, покрывают водораздел. В некоторых случаях на их внутренней поверхности наблюдаются отпечатки древесины (см. рис. 33, б), убедительно свидетельствующие об их органогенно-конкреционном происхождении. Часто внутренняя и внешняя поверхности конкреций гладкие или налетные, иногда же, тесно связанные со слоистостью породы (см. рис. 33, а), они указывают на постседиментационное время ожелезнения.

Куски окремелой 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* Со е r r e g t. Изучение колец нарастания в стволах 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 вершине горы Кокча, в районе оз. Ходжакуль и в Карачадалысае, 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 норам короедов («фунтики»). Мощность свиты меняется от 80—100 м в районе оз. Ходжакуль до 70 м в Карачадалысае 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. Шмариовичем (аргабайской и джиракудукской свитами).

Бештюбинская свита (Ст₂б₁) 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 Карачадалысае и на юго-востоке хребта, более высокие ее горизонты выходят на поверхность в районе ряды Кокча и возвы-

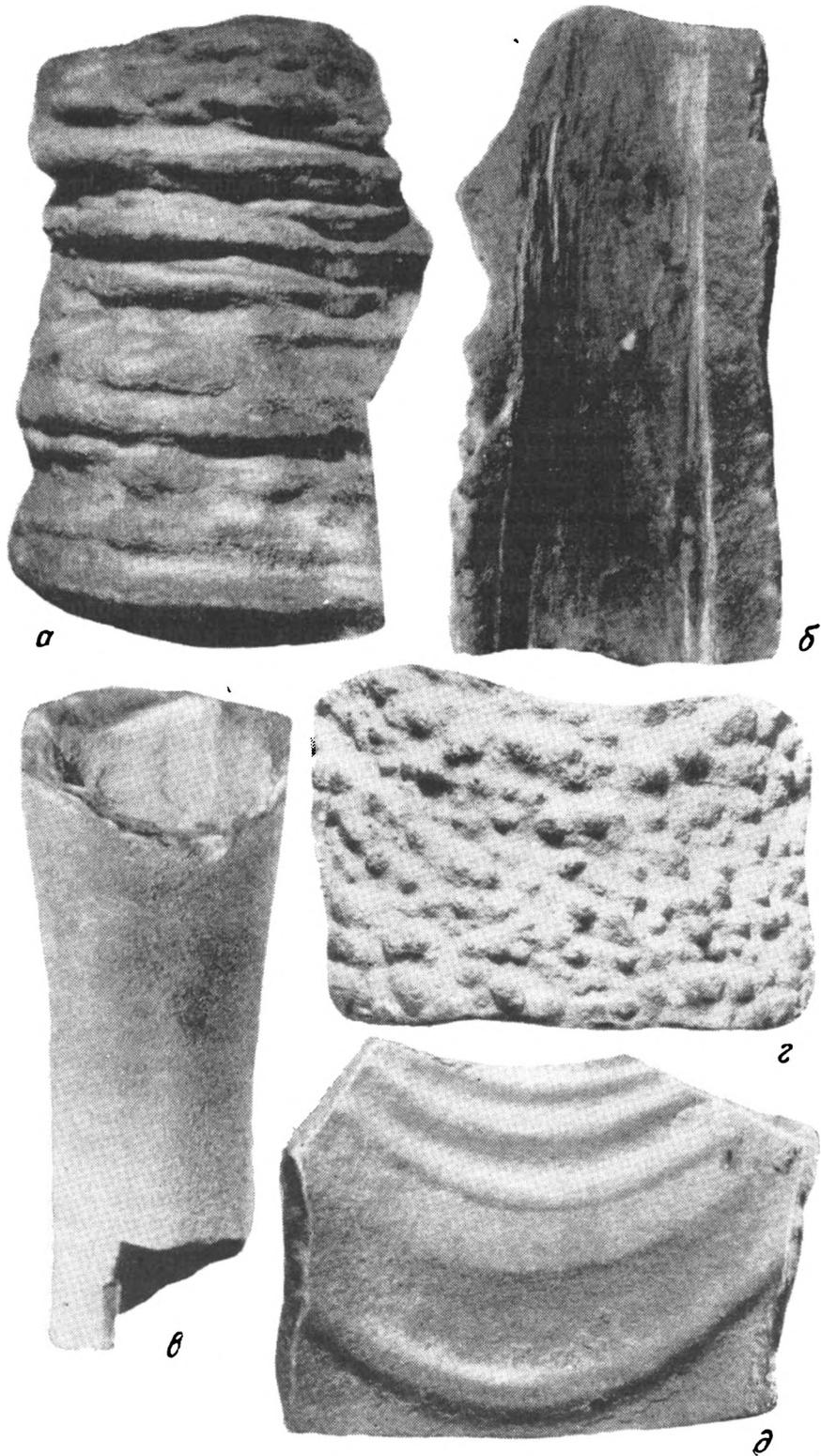


Рис. 33. Железистые конкреции из отложений ходжакульской свиты
a — конкреция по вертикально захороненному древесному стволу, гора Кокча, уменьш. 0,3;
б — отпечаток древесины на внутренней поверхности конкреционных сростаний, гора Кокча,
 уменьш. 0,5; *в* — конкреция по корневой системе дерева (?), уменьш.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

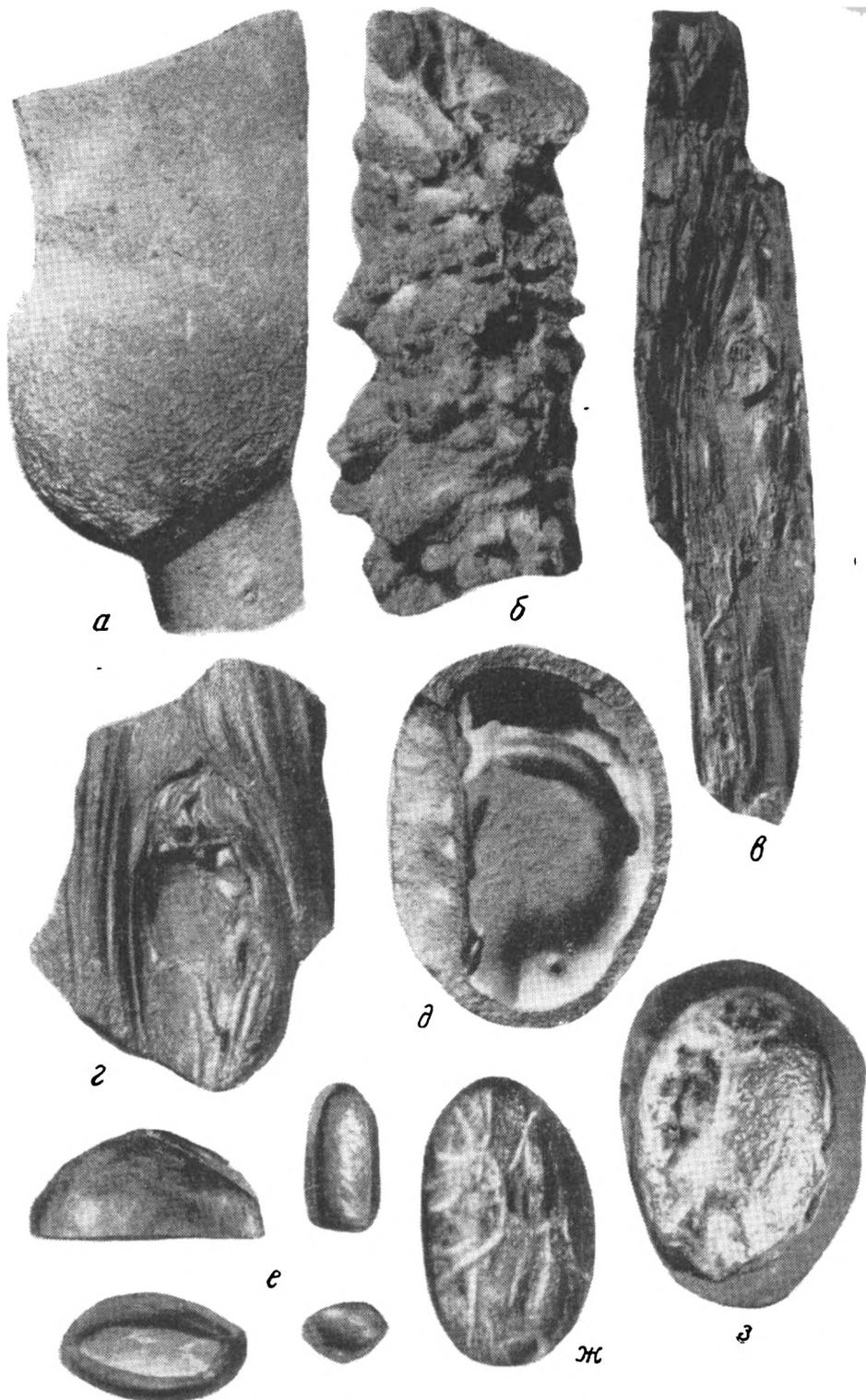


Рис. 34. Железистые конкреции, обломки древесины, ожелезненные и кремненные семена растений из отложений ходжакульской свиты

a — железистая конкреция по корневой системе дерева, гора Кокча, уменьш. 0,7; *b* — конкреция вокруг древесной ветки, Ходжакульсай, уменьш. 0,6; *v* — кусок кремнистой древесины меловых кипарисов, Ходжакульсай, уменьш. 0,5; *g* — отпечаток почки (?) в железистом песчанике, Ходжакульсай, нат. величина; *z*, *ж*, *z* — кремнисто-железистые конкреции по орехам и семенам голосеменных двудольных растений, Ходжакульсай, $\times 1$; *e* — обломки скорлуповидных конкреций вокруг окатышей глины, Ходжакульсай, нат. 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 палеоцена, 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 прослоями 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» мелового 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 норамн, 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* Shagре, *E. conica* Sow. и *Cucullaea glabra* Park., А. Д. Архангельский отнес к сеноману. Средний, в котором был встречен и описан комплекс аммонитов *Mammiles nodosoides* Schloth. subsp. *chivensis* Arkh., *Mammiles rusticus* Sow. subsp. *amudariensis* Arkh., *Acanthoceras amudariensis* Arkh., *Placenticeras kharesmense* Lahus., *Puzosia chivensis* Arkh., *Borisiakoceras mirabile* Arkh., *Scaphites amudariensis* Arkh., *Baculites romanovskii* Arkh. и иноцерамы *Inoceramus labiatus* Schloth., *In. amudariensis* Arkh., отнесен к нижнему турону. Наконец, верхний горизонт, из которого собраны аммониты *Prionotropis woolgari* Mant., *Placenticeras placenta* 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 Карачадальсае выше косослоистых песчаников ходжакулской свиты залегают пласт, содержащий богатый комплекс раковин двустворчатых моллюсков: *Exogyra olisiponensis* Shagре, *Ex. plicatula* (Lam.), *Ex. plicata* (Lam.), *Amphidonta conica* (Sow.), *Am. columba* (Lam.) var *chaperi* (Baile), *Lopha sordiana* (Rom.), *L. dichotoma* (Baile), *Asiatotrygonia sultan-uisi* (Arkh.), *Glycymeris reguianus* (Orb.), *Cucullaea glabra* Park., *Chlamis* aff. *acuminatus* (Geintz), *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. (определения 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 *Exogona olisiponensis* Shagre, *Ostrea* cf. *dichotoma* Bayle, *Cardium hillanum* Sow., *Trigonia sultanuisi* Arkh., *Tr. chivensis* Arkh., *Tr. romanovskii* Arkh., *Tr. weberi* Arkh., *Tr. crenulata* Lam. subsp. *turkestanensis* Arkh. В этом же пласте А. А. Кулешов был найден аммонит *Acanthoceras* cf. *amudariensis* Arkh. нижнетурунского возраста (Винокурова и Жукова, 1960). Более высокие части разреза бештюбинской свиты сла-



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

гаются преимущественно морскими косослоистыми песчаниками с прослоями устричников, состоящие из крупных раковин *Lopha dichotoma* (Bayle). В 75 м выше основания свиты в районе гряды Кокча, у подножия невысокой возвышенности К. К. Пятковым, И. А. Пяновской, А. К. Бухариным и автором были собраны многочисленные аммониты *Mammites nodosoides* Schloth. subsp. *chivensis* Arkh., а также единичные экземпляры *Puzosia chivensis* Arkh., *Placenticerus* sp., *Collignoniceras* sp. (определения В. Д. Ильина), т. е. типичный комплекс аммонитов зоны *Mammites nodosoides* нижнего туруна. Кроме того, были собраны двустворки *Cucullaea simplex* Vin. и *Lopha dichotoma* (Bayle), а в 7—8 м выше в прослое устричника, бронирующей площадке, крупные раковины устриц *Lopha dichotoma* (Bayle) и *Liosirena jaxartensis* Simakov. Последняя форма в разрезах мела Таджикской депрессии и Ферганы приурочена к отложениям верхнего туруна.

Еще более полный разрез свиты, включающий горизонт ракушняка с верхнетурунскими аммонитами *Collogoniceras* (*Prionotripis*) *woolgar* (Mant.), *C. woolgar* (Mant.) var. *intermedia* Naas., *Placenticerus arkhangelskii* Iljin, обнажается в обрывах гряды Бештюбе. Указанный горизонт залегает на 30—32 м выше по разрезу, чем горизонт с *Mammites nodosoides*; они разделены пачкой серо-зеленых гипсоносных глин и песчаников морского происхождения. Выше пласта с верхнетурунскими аммонитами разрез вновь слагает косослоистые желтые песчаники, содержащие обломки древесины и щитки черепах. Общая мощность разреза бештюбинской свиты в районе гряды Бештюбе 180—190 м; из них 120 м составляет мощность нижнетурунских, а 60—70 м — верхнетурунских отложений. Суммарная же мощность всех отложений Арало-Кызылкумской серии в Бештюбе 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-турунских песчаных толщ увеличивается, достигая в Юго-Западном Приаралье, в районах Судочьего и Бухаро-Хивинского прогибов, 500—600 м. Здесь эти отложения представлены преимущественно мелководно-морскими глауконит-содержащими фациями; из разреза исчезают прослой 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 чехла сложен 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 эпоху 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 Арало-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. Парлыккала) и в прилегающих грядах и возвышенностях (район креп. Кырккыз, 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* Netsch. В самих глыбах встречаются зубы акул *Anaxorax kaupi* Ag., по заключению Л. С. Гликмана, свидетельствующие о раннесантонском возрасте вмещающих осадков. К сантонскому ярусу, по-видимому, относится также сохранившийся в районе возвышенности 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 *Liostraea* cf. *bucheroni* Соф. и *L. bourguignati* Соф., характерные для сантонских отложений Туниса.

В северо-западных поднятиях Арало-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 арало-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 *Gonicamach muijnakensis* Naid. (определение В. З. Махлина). В разрезах возвышенностей левобережья Амударьи — холмов близ города Ходжейли (Джилъ-Тегерменьтау, Чункак, Музлумхан, Гяуркала) и Тахиаташа (Мысканата) М. И. Соколов выделяет залегающую выше прибрежно-морских отложений верхнего турона аллювиально-дельтовую толщу косослоистых песчаников с прослоями 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. Айбугир, 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 Арало-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 прослоями устричников и богатыми спорово-пыльцевыми комплексами. Кампанские и маастрихтские отложения сложены глинами, алевролитами и известковистыми песчаниками с прослоями 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 Арало-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 размыв; в тех разрезах, в которых выделяются датские отложения, размыв 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 дания теснее связаны с палеоценом, чем с верхним маастрихтом, от которого они отделены размывом 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. Кахановой 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 Арало-Кызылкумского вала и покрывают плоские поверхности выравнивания на их вершинах. Они слагают водораздел гряды Кокча, возвышенности Кырккыз 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 данной (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. Винокуровой (1963) к новым видам и варриететам: *Gryphaea vesicularis* Lam. var. *sultanuisdagensis* Vin., *Gr. adunca* Vin., *Liostrea undulata* Vin., *Cardita figurata* Vin., *Teichertia pressa* Vin., *Cardium costulatum* Vin. В последние годы Л. П. Кахановой установлен позднепалеоценовый, качинский (танетский), возраст фосфоритовых галечников и ракушняков хр. Султан-Увайс (Каханова и др., 1965). При этом большинство видов и варриететов 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. transcaspia* Vial., *Gr. camelus* Burač. subsp. *extensa* Vial., *Ostrea bellouacina* Lam. subsp. *chivensis* Burač., *Cardita multicostrata* Lam. Кроме того, в фосфоритовых горизонтах хребта Л. П. Кахановой были определены позднепалеоценовые (танетские) пелециподы: *Liostrea 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. Кахановой, как позднепалеоценовые формы: *Pleurotomaria tadjikistanica* Migon. и *Turritella monocarinata* Makar., а также зубы позднепалеоценовых акул *Otodus minor* Leg. (определение Л. С. Гликмана).

Палеоценовые отложения хр. Султан-Увайс и гряд 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 палеоцена; однако иногда присутствуют также маломощные (0,2—0,4 м) слои раннепалеоценового возраста — белые известковистые песчаники, содержащие скелеты морских ежей — *Echinantus burlensis* Bajag. и *Linthia bajsarensis* Bajag. 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 выделяется 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 размывом 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 порами 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-

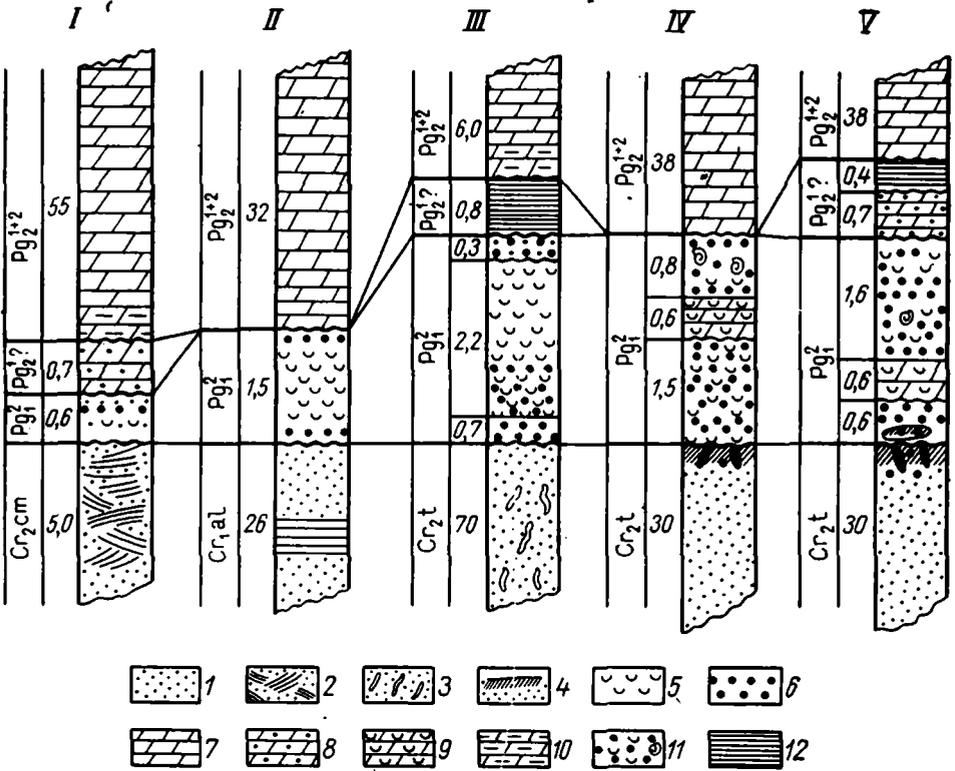


Рис. 37. Схема сопоставления разрезов фосфоритовых горизонтов хр. Султан-Увайс и гряды Кокча

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

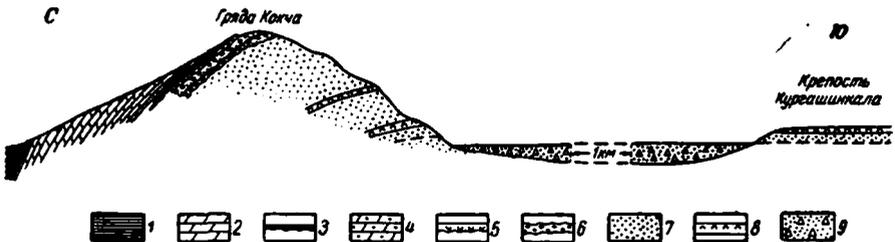


Рис. 38. Схематический разрез через гряды Кокча к северу от крепости Кургашинкала

1 — мергелистые глины (Pg_2^3); 2 — мергели (Pg_2^{1+2}); 3 — глины (Pg_2^1); 4 — песчаные известняки (Pg_2^1); 5 — устричники фосфоритовой пачки (Pg_2^1); 6 — фосфоритовые галечники (Pg_2^1); 7 — песчаники и пески (Cr_2t); 8 — устричники с *Lophia dichotoma* В а у л е (Cr_2t); 9 — тапыровые отложения, пролювий и аллювий Акчадарын (Q_{3-4}). Длина разреза 70 м

даются колонии приросших устриц *Liostrea reussi* Netsch. и мелких известковых шестилучевых кораллов. Почти все гальки изъедены камнеточцами 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-камнеточцами (*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 — *Palaeorax falcatus* (A g.); турону — *Ptychodus decurrens* A g., *Ptychodus* sp.; коньяку и нижнему сантону — *Anacorax kaupi* (A g.); палеоцену — *Otodus minor* L e r. 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*, Schwet z. subsp. *sartaganica* V i a l., *Liostrea reussi* Netsch., *Amphidonta eversa* M e l l e v., более редкими створками *Ostrea bellovacina* subsp. *chivensis* В u r a ч., *Pitar* cf. *avia* D e s h., ядрами и отпечатками гастропод *Turritella monocarinata* M a k., *Bittium* 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 песчаных 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 *Liostrea reussi* Netsch. в нем встречаются также ядра крупных гастропод *Pleurotomaria tadji-kistanica* M i r o n o v a.

Сходные с кокчинским разрезы палеоценовых отложений можно наблюдать на юго-востоке хр. Султан-Увайс, в районе кол. Алджан (рис. 40), на северо-востоке, в Карачадылсае, и в верховьях Ходжакульса. 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 палеципод и брахиопод позднепалеоценового возраста: *Liostrea reussi* Netsch., *Amphidonta eversa* Mellew., *Gryphaea camelus* Burac. subsp. *extensa* Vial., *Cardita cf. multicosata* Desh. (сборы автора, определения Л. П. Кахановой).

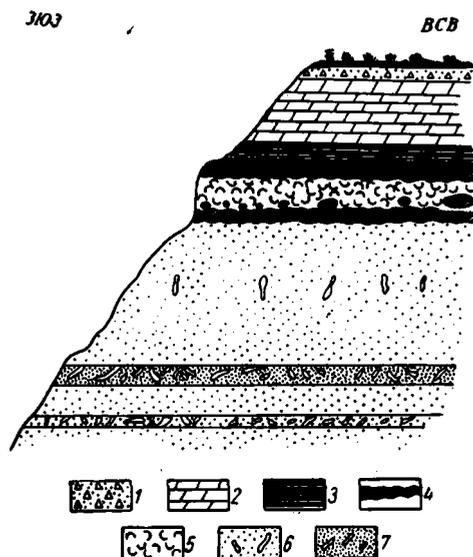


Рис. 40. Разрез верхней части уступа-куэсты, бронированной эоценовыми мергелями. Район кол. Алджан, юго-восточная часть хр. Султан-Увайс

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_1^2); 6, 7 — прибрежно-морские песчаники с норами раков и *Orhiothra* (Cr_1); 6 — рыхлые пески; 7 — плотно цементированные известковистые песчаники. Высота обрыва 12 м

Разрезы фосфоритовых галечников, сходные с султанувайскими и кокчинскими, обнажаются во многих участках Арало-Кызылкумского вала — от возвышенностей Парлытау и Кронтау в амударьинской дельте до возвышенностей Мамырдынкаракыр и Атантайказган в Кызылкумах, а также в Таспен-Итемирских возвышенностях Букантауской группы. Фосфоритовые галечники, залегающие в основании палеоценового 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 Арало-Кызылкумского вала, низовьев Амударьи 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 трансгрессий и регрессий на обширной площади.

Иные палеоценовые разрезy 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 палеоцена присутствует галька фосфоритов (Айбугир) 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. Сырдарья палеоценовые отложения представлены глауконит-кварцевыми зеленовато-серыми песками 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 палеоцена.

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.

Нижнеэоценовые 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 эоцена; в их цементе присутствуют фораминиферы *Acarinina subsphaerica* Subb. и *Globorotalia subbotinae* (Cushman); последняя форма является зональным видом для одноименной нижнеэоценовой 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 нижнеэоценовые отложения представлены 2—3-метровой пачкой мергелей, залегающей в основании среднеэоценовых мергелей, но всегда отделенной от них заметным размывом. Местами (см. рис. 38, II, IV) нижнеэоценовые отложения выпадают из разреза, и на размытой поверхности верхнего фосфоритового горизонта палеоцена залегают мергели среднеэоценового 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 «шляпы», залегающие выше фосфоритовых горизонтов палеоцена, наблюдаются на водоразделе гряды Кокча, северо-восточнее крепости Кургашинкала и слагают вершины холмов Бештюбе, возвышающихся над долиной Амударьи.

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

Среднеэоценовые отложения хр. Султан-Увайс представлены мощной пачкой плотных плитчатых белых мергелей, которые с размывом залегают на нижнеэоценовых и палеоценовых слоях. Присутствие мелких неокатанных обломков кварца в нижней части некоторых разрезов указывает на возможный разрыв 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 афанитовые мелоподобные мергели, содержащие большое количество мелких органических остатков—раковины фораминифер, обломки мелких шестилучевых кораллов, мшанок, криноидей, 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 *Truncorotalia 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 песчаные мергели. Отложения зон *Globigerina turkmenica* и *Globigerinoides conglobatus* имеют мощность 40—47 и 25—28 м соответственно, их разрез слагают зеленовато-серые глины с прослоями 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 размыв 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 фораминиферной 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 *Variamussium fallax* (= зоне *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 фациальном 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. Айбугир 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) размывы 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 фациальном 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 глинами (скв. 24, 25, сухое русло Акчадарьи). 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 garétskii* и *Corbula sokolovi*. К верхнему олигоцену отнесены отложения асканийского горизонта, которому соответствует выделяемый А. И. Коробковым в разрезах Устюрта каратомакский 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 нижнесарбатарской подсвиты. Аральские аналоги аквитанского яруса (слои с *Cardium levinae* и слои с *Corbula helmersoni*, весь разрез верхнесарбатарской подсвиты Кызылкумов, слои с *Porosonion dendridicus* 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 осушались лишь в эпохи максимальных регрессий, и Тургайско-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 прибрежно-морскими 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 ниже-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* (*Variamusium fallax*) верхнего эоцена. Мощность глин не превышает 60—70 м. Глины содержат богатый комплекс морских моллюсков, соответствующий комплексу моллюсков из рюпельских 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, расположенном в районе Сарыкамышской дельты Амударьи, южнее ур. Айбугир. 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 эоцена (зоны *Bolivina*) и содержащая многочисленные обломки панцирей мелких крабов. Находки крабов, литологическое сходство и одинаковое положение в разрезе позволяют сопоставлять описываемую пачку с крабовым 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 железистого гравелита с мелкими окатышами глин и фосфоритовыми галечками. Толщина этого базального прослоя обычно не превышает 2—5 см; к его кровле приурочены панцири мелких крабов. 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 нижнесарбатарьской подсвиты, выделенной в Кызылкумах М. Н. Граммом (1960) (слои с *Cardium abundans* Liver., т.е. аналоги каратамакского 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 *Spiroplectamina terekensis* и *Sphaeroidina variabilis*. Они связаны постепенным переходом с ниже- и вышележащими частями разреза дарьялыкской свиты и представлены глинами. Мощность верхнеолигоценовых отложений колеблется здесь от 20 м (Айбугирско-Устюртская зона поднятий) до 110 м (Дарьялык-Дауданский прогиб).

5. НЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ. САРМАТО-АКЧАГЫЛЬСКАЯ ФАУНА И ЗАУНГУЗСКИЙ РЕЛИКТОВЫЙ БАССЕЙН. ПРОИСХОЖДЕНИЕ АРАЛО-САРАКАМЫШСКО-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. Аби́ха, 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 эрозийным 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 складывается 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 не повсеместно, но имеет значительные мощности (до 140—160 м) в прогибах и депрессиях. Он представлен мелководно-морскими и континентальными отложениями, которые были расчленены С. А. Кушнарём 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 олигоценным. 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 прослой 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 *Medio-cytherideus mirus* G., 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 после-сарматскую 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 Арало-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 Арало-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 Узбойского 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 устюртского. В некоторых районах, например в области Хорезмийской (Южно-Акчадарьинской) 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 двустворок 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* Vog. и другие акчагыльские моллюски (Данилов 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 Арало-Сарыкамышско-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 непостоянной 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 Устюртом (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 несхождении 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* (Brady), *Iliocypris bradyi* Sars., *I. gibba* (Rambold) и др. — присутствуют в тортонских и сарматских отложениях Устюрта, 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 преакчагыльский 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 апшерона, 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 преакчагыльской 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 преакчагыльской 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 апшеронского времени 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 апшеронских 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 апшеронских осадков в Южном Приаралье колеблются от 10—20 до 130—150 м в широтно ориентированных врезанных котловинах, расположенных 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 верхнесарбатарской 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* (Reus.), *Cibicides* aff. *tertrigoryantze* Bogd. (msc.), *Elphidium onerosum* Bogd., *Nonion* ex gr. *granosus* Orb., *Porosonion dendriticum* (Chalil.), *Uvigerinella* ex gr. *californica* Cushman, представляющих собой характерный комплекс зоны *Porosonion dendriticum* (Chalil.) раннемиоценового возраста (определения Н. В. Авербура). Толщу слагают переслаивающиеся рыхлые желтые сыпучие пески и бурые коричневатые и кирпично-красные глины с подчиненными прослоями известковых 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 агытминской свиты, содержащие многочисленные известковые стяжения неправильной формы («журавчики»), в них присутствуют редкие обломки остракод *Eucypris medium* Gr., *E. aggregatus* Gr., *E. sp.*, характерные для разрезов агытминской свиты Центральных Кызылкумов (определения А. А. Бухариной). Сходные отложения вскрываются скважинами на северо-востоке Султанувайского плато, а также восточнее гряды Кокча, в районе бугров Чабынтай и Джагаш в центральной части Таджиказганского 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 Таджиказганском прогибе они перекрыты толщей озерно-морских и аллювиальных плиоценовых отложений. Мощность красно-бурых глин агытминской 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 Таджиказганского 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 агытминской 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

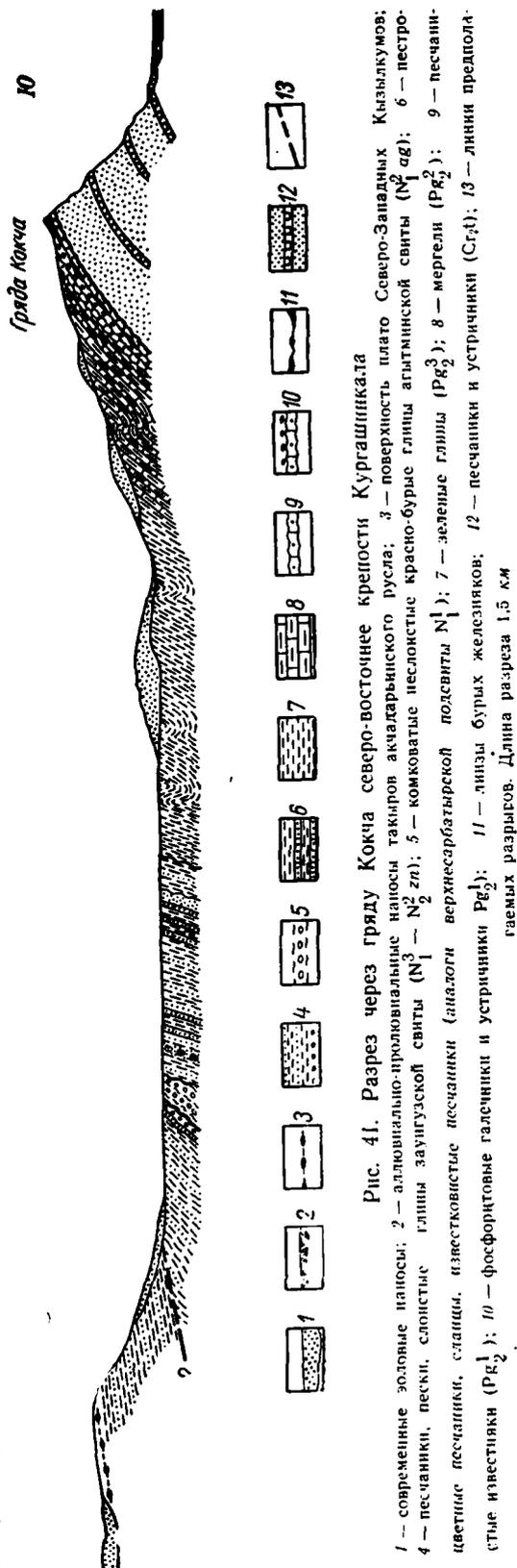


Рис. 41. Разрез через гряду Кокча северо-восточное направление крепости Кургашишкаата

1 — современные желтые наносы; 2 — аллювиально-пролювиальные наносы такиров акачарынского русла; 3 — поверхность плато Северо-Западных Кызылкумов; 4 — песчанки, пески, слоистые глины заунгузской свиты (N_1^3 — N_2^2 zn); 5 — комковатые неслоистые красно-бурые глины агытминской свиты (N_2^1 ag); 6 — пестроцветные песчанки, сланищи, известковые песчанки (аналоги верхнесарбатарской подсвиты N_1^1); 7 — зеленые глины (PG_2^3); 8 — мертели (PG_2^2); 9 — песчаные известковые сланищи, известковые галечники и устричники (PG_2^1); 10 — фосфоритовые галечники и устричники (PG_2^1); 11 — линзы бурых железняков; 12 — песчанки и устричники (PG_2^1); 13 — линии предпологаемых разрывов. Длина разреза 1,5 км

расчленяет на нижне-среднеплиоценовые и верхнеплиоценовые, В. Г. Данилов считает их нижнеакчагыльскими и относит к денгизкульской свите. Как по вещественному составу, так и по комплексу остракод рассматриваемые отложения аналогичны отложениям заунгузской свиты Заунгузских Каракумов (на территории Юго-Западных Кызылкумов названы денгизкульской 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 золотыми 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°, 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 бурными иногда ленточными глинами) с характерным заунгузским комплексом остракод *Cyprideis littoralis* (Br.), *Niocypris bradyi* Sars., *Limnocythere quadrata* M d l s t., *Eucypris concinna* Schneid. (определения Г. Ф. Шнейдер и А. А. Бухариной). Некоторые остракоды этого комплекса (*Limnocythere quadrata* M d l s t.) появляются в Каспийском бассейне только с акчагыла, но наиболее распространенные формы — эвригалинные остракоды *Cyprideis littoralis* (Br.), *Niocypris 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 Кушканатау и Бельтау, а также в пределах ограничивающих эти возвышенности с севера, юга и запада глубоких эрозионных впадин, заполненных акчагыльскими, апшеронскими и четвертичными осадками, заунгузские отложения почти полностью размыты. Единственный останец отложений заунгузской свиты на этой территории сохранился на севере возвышенности Кушканатау, где их мощность достигает 37 м.

Южнее хр. Султан-Увайс заунгузская свита широко распространена под аллювиальными наносами Южно-Ачкадарьинской (Хорезмийской) дельты позднелистоценового 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 врезающую 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 апшерона и их озерные и аллювиальные аналоги — садыварская и ташакырская свиты) широко распространены на территории Южного Приаралья. В различных участках Южного Приаралья верхнеплиоценовые, в частности апшеронские отложения имеют различные гипсометрические отметки; это показывает, что в послепашеронское время произошло общее искривление поверхностей выравнивания и пластов осадков позднелистоценового возраста. Еще более четко вырисовалась депрессия север-северо-восточного простираная, развитие которой, начавшееся в миоцене, привело первоначально к обособлению заунгузского водоема Закаспия, а позже — к образованию глубоко врезаемых предакчагыльских долин, формированию Арало-Сарыкамышско-Хорезмийской котловины и последующей трансгрессии акчагыльского и апшеронского моря на эту территорию.

В центральной части депрессии, в районе акватории Аральского моря, дна высохшего Айбугирского залива, в Сарыкамышской котловине и Узбойском коридоре максимальные отметки залегания акчагыльских и апшеронских отложений не превышают (+) 30—(+) 40 м, а в некоторых участках они находятся еще ниже. Восточнее, в районах возвышенности Бельтау, Северо-Западных Кызылкумов, Южно-Ачкадарьинской дельты, Заунгузских Каракумов высотные отметки акчагыла и апшерона (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 позднелистоценовых 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 позднелистоценового моря, располагавшихся севернее и южнее возвышенностей Кушканатау 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 апшеронских водоемов, которые заполняли в позднем плиоцене Арало-Сары-

канишско-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 Кызылсыя 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. Когай, 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 Амударьи 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 солоноватоводных 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 фацциальное 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, акадырьинскую (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. Когай 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 акадарьинской аллювиальной равнины, а к голоцену — отложения современных русел Амударьи и амударьинской дельты.

Подобное расчленение, нашедшее отражение на многих геологических картах, по мнению автора, неприемлемо по ряду причин. Проллювиальные 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. Проллювиальные 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. Когай), имеют значительно более грубый состав, чем отложения плато и моложе последних по времени образования. Их накопление связано с последними этапами поднятия хребта. В Дженгельдысае 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 Амударьи, отложения которой в настоящее время заполнили большую часть Арало-Сарыкамышско-Хорезмийской котловины и продолжают заносить ее с большой быстротой. Только близ устья одного из крупнейших протоков дельты (Инженер-Узьяк) 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-Сарыкамышско-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-акчадарьинской и сарыкамышской дельт) потребовалось около 10 тыс. лет; остальное время ушло на образование аральской дельты севернее Тахнаташа (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 Арало-Сарыкамышско-Хорезмийской котловины. Изображение на картах акчадарьинских 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 акчадарьинских дельт считать позднечетвертично-голоценовыми, а осадки акчадарьинских 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 амударьинской свитой. Мощности отложений свиты резко различны в разных участках Южного Приаралья и зависят от расчлененности рельефа дна Арало-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 слюдястые, серые и пепельно-серые тонкослонистые пески, содержащие солоноватоводную фауну остракод, аналогичную современной аральской фауне. Мощность озерных отложений увеличивается к западу, достигая в Айбугирской части котловины 80—100 м. Это показывает, что на западе озерные условия осадконакопления сохранились 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 Амударьи, прилегающие к ним такыры ее пойменных террас и разливов, более древние, обычно перевеянные и запесенные 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 Арало-Сарыкамышско-Хорезмийского озерного водоема, постепенно по частям заполнявшегося наносами Амударьи. Этот водоем возник после поворота Амударьи на север, т. е. около 15—20 тысячелетий назад. До этого в течение большей части четвертичной истории Арало-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 Актумсук и ур. Айбугир), общая площадь которых не достигала и 15% площади современного Аральского моря.

Водоем, возникший в позднечетвертичное время, после поворота Амударьи в Арало-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 Айбугирским коридором, абсолютная глубина дна которого достигала (—)64—(—)87 м (Акулов, 1960). Площадь водной поверхности озера, заполнившего котловину, была большей, 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 Арало-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 Арало-Сарыкамышского бассейна постепенно поднимался, а его контуры существенно изменялись. Повышение уровня бассейна привело к прорыву части его вод в Каспий по верхнеузбойскому коридору и началу формирования современного русла Узоя, что можно датировать концом позднехвалынского времени (Толстов и др., 1960).

Последующая история Арало-Сарыкамышского бассейна — это история занесения его наносами Амударьи, разделения на два независимых бассейна — Аральский и Сарыкамышский (со стоком в Каспий через Узбой), а в последние тысячелетия — одновременного существования этих бассейнов, которое зависело от направления течения Амударьи. 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 Амударьи 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 (Хафиз-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 Амударьи, которая по скорости осадконакопления не имеет себе равных на территории СССР.

**1. СТРУКТУРЫ ПАЛЕОЗОЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО
ФУНДАМЕНТА ХРЕБТА СУЛТАН-УВАИС
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 простираний 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 простираний палеозойских структур в центре хр. Султан-Увайс. Геофизические материалы (см. рис. 5, 6) показывают, что здесь наблюдается не местное изменение простираний 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 простираний 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 простираний 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 Арало-Кызылкумским валом, который протягивается в направлении, близком к простираниям палеозойских складок и так же, как и они, меняет свое простирание 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 Нижнесырдарьинского (Джусалинско-Жумартского) свода и разделяет Тургайскую и Среднесырдарьинскую 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 простирания, 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 простираний 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 простираний 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 простираний 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 простираний структур и позволяет говорить о большой интенсивности тектонических напряжений в этой зоне в эпоху складчатости.

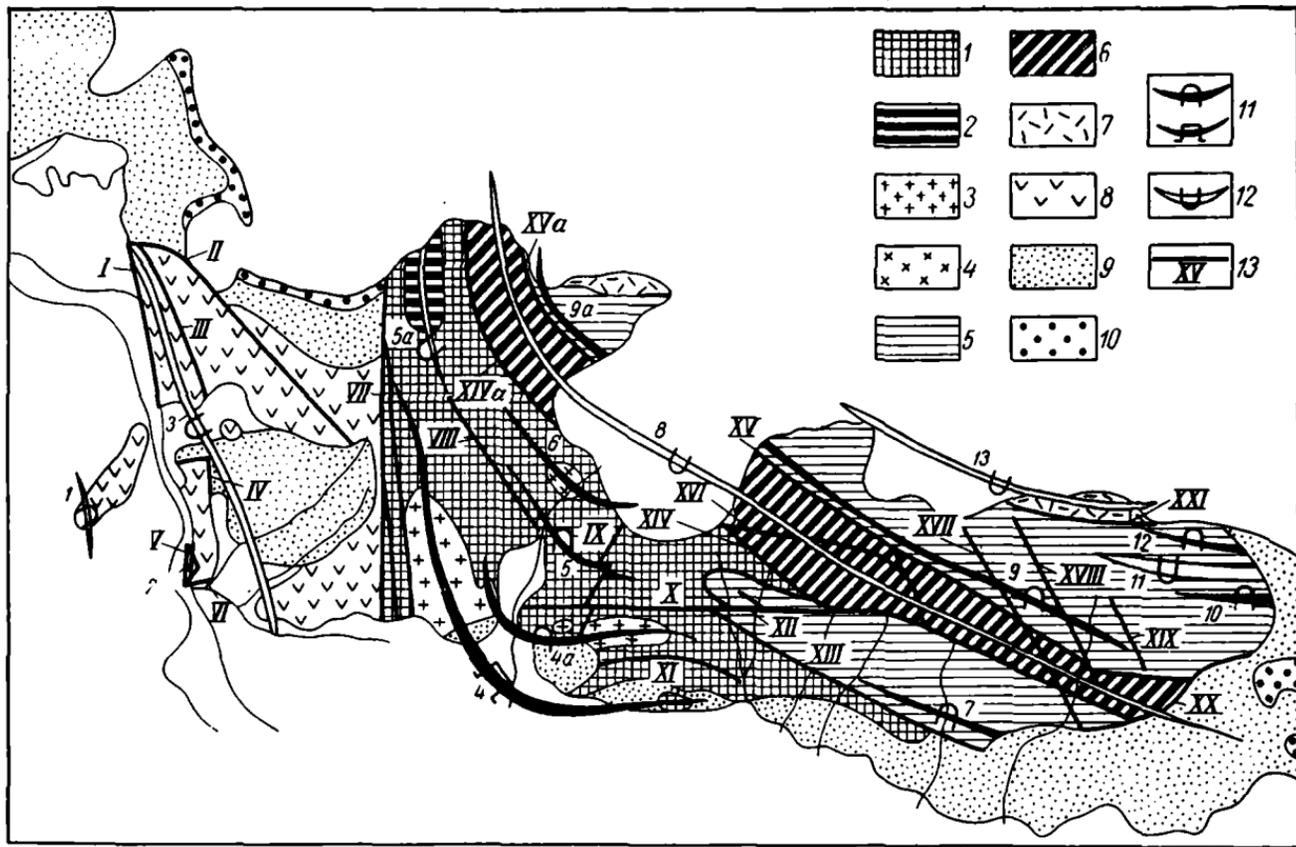
Как уже отмечалось, в пределах хребта обнажены три наклоненных и надвинутых один на другой блока земной коры, резко отличающиеся друг от друга по происхождению, геологической истории, набору формаций и даже по формам складчатых и разрывных дислокаций. Они описываются в настоящей работе под названиями Шейхджейлинского синклинория, Султанувайского антиклинория и Менажатского синклинория. В пределах Султанувайского антиклинория обнажены терригенная и кремнисто-фтанитовая формации большой мощности, содержащие прослои эффузивов; Шейхджейлинский синклинорий заполнен мощными вулканогенными толщами; а Менажатский синклинорий 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

Султанувайский антиклинорий: 1 — султанувайская, джамансайская и бешмазарская свиты; 2 — Тебинублакский массив пироксенитов и горнблендитов; 3 — Актауский гранодиоритовый баголит; 4 — Джамансайский массив граносиенитов и сиенито-диоритов. Менажатский синклинорий: 5 — Казансайский терригенно-карбонатный аллохтон; 6 — Каратауский офиолитовый аллохтон; 7 — ащенинтауская свита; 8 — Шейхджейлинский синклинорий, шейхджейлинская свита; 9 — меловые отложения; 10 — палеогеновые отложения. Главнейшие варисцидские складчатые структуры: 11 — антиклинали; 12 — синклинали; 13 — крупные разрывные нарушения.

Арабские цифры — оси складчатых структур, антиклинали: 1 — Джимуртауская, 2 — Куянчикская, 4 — Султанувайская, 4а — Южно-Джамансайская, 5 — Джамансайская, 6 — Бешмазарская, 7 — Кахралсайская, 9 — Ахимбетская, 10 — Аксайская, 12 — Северо-Карачадалинская. Синклинали: 3 — Шейхджейлинская, 5а — Тебинублакская, 8 — Каратауская, 11 — Южно-Карачадалинская, 13 — Ащенинтауская.

Римские цифры — разрывные нарушения: I — Абумуслимский разлом; II — Ходжакульский разлом; III — Шейхджейлинская зона разломов; IV—VI — Восточно-Куянчикский, Западно-Куянчикский и Южно-Куянчикский разломы; VII — Урусайская зона разломов; VIII — Западно-Джамансайский разлом; IX — Восточно-Джамансайская система сдвигов; X — Джактаксайский сдвиг; XI — Север-Дарбазинский разлом; XII — Западно-Казансайский разлом; XIII — Султанобинская зона разломов; XIV, XIVа — Южно-Каратауский разлом; XV, XVа — Северо-Каратауский разлом; XVI — Бесананская зона разломов; XVII — Западно-Ахимбетский сдвиг; XVIII — Восточно-Ахимбетский сдвиг; XIX — Аксайский разлом; XX — Тюяташский разлом; XXI — Северо-Кзрачадалинский разлом



крупной синклинальной складки, а верхняя офиолитовая (Каратауский аллохтон) — ее ядро.

Если в формационном и структурном отношении Шейхджейлинский синклинорий западной части хребта не находит себе прямых аналогов в Кызылкумах и Южном Тянь-Шане и очень напоминает зеленокаменные вулканогенные синклинории 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-Нуралинского хребта. В пределах перечисленных горных гряд крупные антиклинории с гранитными батолитами в ядрах обрамляются вулканогенными синклинориями. При этом антиклинории сложены мощными кремнисто-сланцевыми, терригенными и терригенно-вулканогенными формациями, многие из которых, возможно, имеют допалеозойский возраст; крылья же синклинориев состоят из карбонатных или терригенно-карбонатных толщ среднепалеозойского возраста (включая средний карбон), а их ядра заполняют останцы терригенно-карбонатных и офиолитовых аллохтонных покровов.

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

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

Антиклинорий сложен терригенной и кремнисто-сланцевой фтанитовой формациями султануиздагской и джамансайской свит; в его ядре располагается Актауский гранодиоритовый батолит (рис. 44). В плане антиклинорий имеет коленобразно изогнутую форму. Обнаженный в пределах хребта участок антиклинория имеет длину около 40 км и максимальную ширину (в районе Джамансая) до 10—11 км. Общая протяженность Султанувайского антиклинория, 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 антиклинория является крупная *Султанувайская* антиклиналь (см. рис. 42, 4, рис. 45) — пологая складка основания. Ось складки коленобразно изогнута, вследствие чего ее простираение меняется почти под прямым углом от меридионального в западной части до широтного в восточной. В месте наибольшего воздымания шарнира складки, между долинами Урусая 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 султануиздагской свиты, вмещающие Актауский батолит; на северо-восточном крыле на них согласно залегают джамансайская свита, западное же крыло складки почти целиком срезано Урусайской зоной разломов, в пределах которой обнажены лишь отдельные зажатые между разрывами разрозненные части разреза султануиздагской и джамансайской свит. Хорошим маркирующим горизонтом, четко околонтуривающим 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 смещенное к югу продолжение Султанувайской антиклинали. Данными бурения и геофизических съемок в настоящее время установлено присутствие крупного гранодиоритового интрузива южнее гряды Дарбаза, под

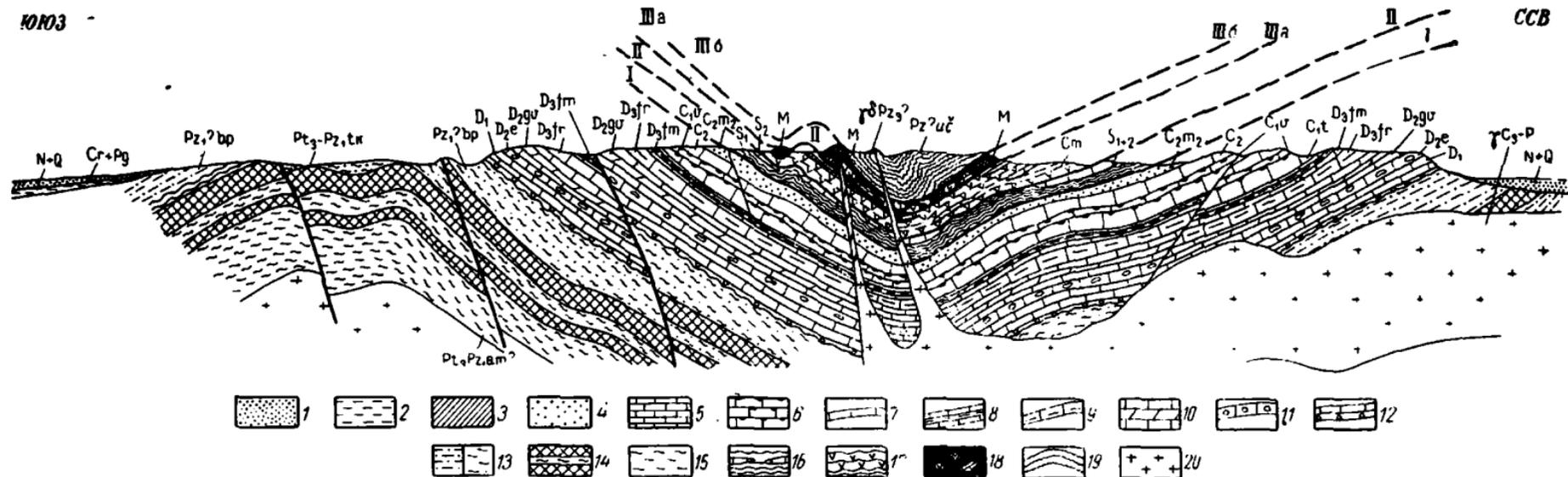


Рис. 43. Разрез через горы Тамдытау (ур. Тасказган, р-н род. Аудие-Куджумды, кол. Кудукча и Дженгельды и западную часть гор Актау). Составил С. С. Шульц мл. с использованием материалов О. И. Кима, Е. Т. Кононыхина, П. Н. Подкопасава, Ш. Ш. Сабдушева и др., а также сейсморазведочных профилей КМПВ через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

Хорошо видна относительно пологая синклиналиальная складка, крылья которой сложены алайским известняково-доломитовым разрезом, залегающим на докембрийско-раннепалеозойских образованиях (тасказганской и бесаянской свитах). Ядро синклинария заполняют аллохтонные покровы (сиизу): 1 — силурийские терригенные породы с клиньями известняков; II — эффузивы с кембрийской фауной; III — офиолитовые тектониты (меланж) и зеленоцветные полосчатые кристаллические сланцы учкудуктауской свиты. Горизонтальный масштаб равен вертикальному.

1 — неоген-четвертичные отложения (N+Q); 2 — меловые и палеогеновые отложения (Cr+Pg); 3 — позднепалеозойские (?) послескладчатые вулканы, конусы туфов и лав дацит-андезитового состава (уб Pz); 4 — терригенные песчано-сланцевые толщи и конгломерато-брекчии (C_{2m}); 5 — известняки (C₂), 6 — известняки с карстовыми воронками, заполненными бокситом и линзами бокситов и кровле (C_{1v}), 7 — известняки (C_{1t}?), 8 — известняки с прослоями малиновых сланцев (D_{3fm}), 9 — известняки и доломиты (D_{3fr}), 10 — известняки и доломиты (D_{2gv}), 11 — известняки местами с линзами кремней (D_{2l}), 12 — известняки нижнего девона (D₁) и базальные горизонты карбонатного разреза; 13 — песчаники и сланцы (Pz_{1br}); 14 — полосчатые кварциты, кремнистые сланцы и филлиты (Pt₁+Pz_{1tr}); 15 — филлиты, кристаллические сланцы, кварциты и амфиболиты (Pt₁+Pz_{1am}). Аллохтонные покровы: 16 — нижний терригенно-карбонатный покров (S_{1,2}), 17 — эффузивный покров с обломками кембрийских карбонатных пород (C_m), 18 — офиолитовые тектониты (M), 19 — кристаллические сланцы полосчатые зеленоцветные (Pz_{2uc}); 20 — граниты (у Pz₃). Протяженность разреза 26 км.

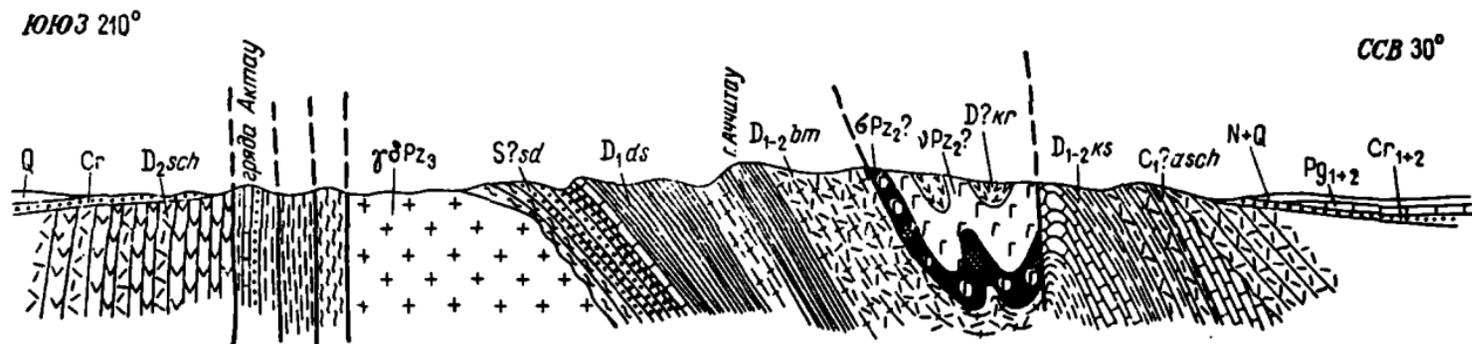


Рис. 44. Разрез через центральную часть Султанувсайского антиклинория

Ядро антиклинория слагают песчаники, сланцы, роговики и эффузивы султануздагской свиты ($S?sd$), прорванные Актауским гранодиоритовым батолитом ($\gamma\delta Pz_3$), залегающим в основании разреза антиклинория. Султануздагскую свиту согласно перекрывают моноклиinally падающие на северо-восток толщи кремнистых сланцев, амфиболитов и кварцитов джамансайской свиты (D_1ds) и зеленокаменно измененных туффитов, основанных эффузивов и сланцев бешмазарской свиты ($D_{1-2}bm$). На верхнюю часть разреза бешмазарской свиты согласно надвинут Каратауский офиолитовый аллохтон, сложенный в нижней части серпентинитами и меланжем ($\sigma Pz_2?$), в средней части габброидами, габбро-мигматитами и габбро-амфиболитами ($v Pz_2?$) и в верхней — амфиболитами каракудукской свиты ($D?kr$). На северо-востоке на офиолитовый комплекс по крутому взбросу надвинуты известняки, известковистые и туфогенные сланцы казансайской свиты, которые на северных склонах горы Ащенинтау несогласно перекрываются андезитовыми порфиритами, кератофирами, диабазами, туфами и туфоконгломератами ащенинтауской свиты ($C_1?asch$). Западное крыло антиклинория оборвано разломами Урусайской зоны; с зажатыми в разломах актаускими мраморами нижней части разреза джамансайской 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 апофизой, внедрившейся в северное крыло Султанувайской антиклинальной складки, образовав Южно-Джамансайский антиклинальный перегиб (см. рис. 42, 4а).

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



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

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

боковым сжимающим давлением 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 антиклинория. Это характерно не только для кварцитов и эффузивов разреза джамансайской свиты, но и для радиоляриевых известняков ее основания. Гряда известняков на левобережье Джамансая сложно смята. Известняки с юга налегают на песчаники и сланцы султануиздагской свиты, образуют синклинальный перегиб в центральной части гряды, а с севера обрываются крупным Джамансайским разломом.

Самой крупной антиклиналью, осложняющей северо-восточное крыло Султанувайского антиклинория, является Джамансайская (см. рис. 42, 5) изоклиальная 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 джамансайской 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 антиклинория верхняя часть разреза джамансайской 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 останком 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 синклинорий 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-

бонатный разрез (*Казансайский аллохтон*), и верхней, слагающей ядерную часть синклинория (*Каратауский офиолитовый аллохтон*). Синклинорий 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 синклинория 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 антиклинория. Ачитау-Бешмазарская гряда. Фото С. С. Шульца мл.

Главнейшей структурой синклинория является *Каратауская синклираль* (см. рис. 42, 8), ядро которой слагает офиолитовый аллохтон, а крылья — терригенно-карбонатные и карбонатные толщи казансайской свиты.

Каратауская синклираль 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 синклираль, сложенная породами офиолитового аллохтона, и вмещающая ее внешняя синклираль в карбонатных и карбонатно-терригенных породах казансайской свиты. Внутренняя синклираль местами (в верховьях Аччисая, Казансае, Кахралсае) осложнена антиклинальным перегибом в осевой части Каратауской офиолитовой 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 Кахралсае (рис. 47), в верховьях средней составляющей Казансая и в других местах кварциты образуют четкие синклинальные замки в ядрах складок, шарниры которых полого ундулируют. Между верховьями Кызылсае 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 казансайской свиты, слагающие кровлю нижнего аллохтона, отчетливо падают под серпентиниты, габбро-амфиболиты и амфиболиты Каратауской полосы. При этом на востоке хребта, восточнее долины Султанбобосая, южное крыло складки сильнее дислоцировано и круче северного; в нем развита мелкая изоклинальная складчатость, плейчатость и микроплейчатость.

Разрез южного крыла Каратауской синклинали осложнен петлеобразным *Зинельбулакским* надвигом, по плоскости которого произошло надвигание Казансайской аллохтонной пластины на верхнюю часть разреза Султанувайского антиклинория, сложенную бешмазарской свитой. В основании аллохтонной пластины залегает мощная

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

Расположенная к югу от Каратауской 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 аллохтон надвинут на верхнюю часть разреза джамансайской 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, точнее его участок, не срезанный разломом, гораздо круче северного.

Бешмазарская антиклиналь (см. рис. 42, 6) осложняет юго-западное крыло Каратауской синклинали в центральной части хребта. Здесь Джамансайский 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 воздымается в районе верховьев Ахимбетсая, образуя брахиантиклинальное поднятие. — погружающийся в восточном направлении пологий свод, с запада оборванный разломом. Ядро складки слагают породы кахралсайской свиты. В западном направлении наблюдается постепенное погружение шарнира складки, а ее ось несколькими крупными поперечными сдвигами север-северо-западного простирания смещается к северу. Западнее верховьев Кахралсая ядро антиклинали слагают белые мраморы нижеказансайской 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

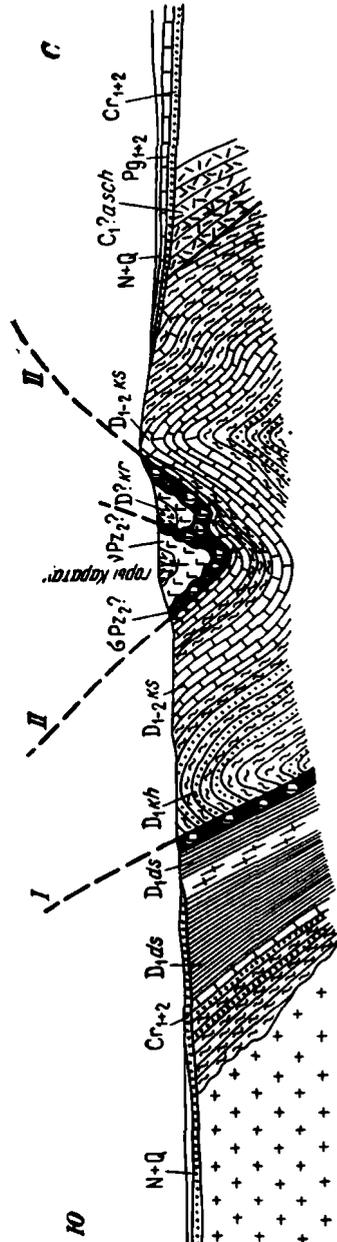


Рис. 47. Разрез через Менажатский синклиниорий западнее долины Кахралсая (восточная часть хр. Султан-Увайс).

У южного подножия хребта обнажаются слюдястые кварциты и амфиболиты джамансайской свиты (D_{12}), южнее перекрытые меловыми и четвертичными отложениями. На верхнюю часть разреза джамансайской свиты с серпентинитами в основании надвинут Казансайский аллохтон, сложенный кахралсайской антиклинали, срезаемое с юга поверхностью надвига (Султанбобинской свиты (D_{1-12})). Гнейсы слагают ядро Каратауский офитовый аллохтон (I/I'), слагающий ядро Каратауской зоны разломов). На казансайскую свиту налегает Каратауский серпентиниты и меланж ($P_{2,2}$), габбро-амфиболиты ($P_{2,2}$). На севере синклинали. Аллохтон слагают серпентиниты и меланж ($P_{2,2}$), габбро-амфиболиты ($P_{2,2}$). На севере казансайская свита образует крупную Ахимбетскую антиклиналь; в районе холмов Беркутта верхняя часть разреза по разлому соприкасается с эффузивами ашентатауской свиты (C_{1-2} асч). 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 изоклиальной складчатостью. Севернее, в верховьях Карачадалысая располагается небольшая *Северо-Карачадалинская* антиклиналь (см. рис. 42, 12), отделенная от Аксайской антиклинали *Южно-Карачадалинской синклинали* (см. рис. 42, 11). Обе эти складки имеют широкое простирание, а их шарниры полого погружаются к западу. Крылья Северо-Карачадалинской антиклинали с севера и юга обрваны 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-Карачадалинская синклиналь образована значительно измененными известняками, песчаниками, известняковыми конгломератами и кристаллическими сланцами верхнеказанской подсвиты, прорванными многочисленными дайками лампрофиров.

На крайнем севере хребта протягивается *Ащенинтауская* синклиналь (см. рис. 42, 13), ядро которой сложено эффузивами ащенинтауской свиты. Большая часть синклинали перекрыта молодыми отложениями платформенного чехла, и на поверхность эффузивы свиты выходят лишь в трех местах — на северных склонах горы Ащенинтау, к северу от верховьев Дженгельдысая и в районе холмов Беркуттау. Главнейшим отличием Ащенинтауской синклинали от Каратауской является наличие нормальных, не осложненных разломами контактов между эффузивными толщами, слагающими ее ядро, и подстилающими их породами казанской свиты.

Изучение структурного плана Менажатского синклинория и особенностей его строения показывает его большое сходство со структурами более восточных участков варисид 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 синклинория, в обоих его крыльях перекрывают верхи известняковых разрезов девон-каменноугольного возраста. Близкое к этому строение имеют хребты Букантау, Северо-Нуратинский и палеозойские синклинории Южной Ферганы и высокие предгорья 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-Алая надвинуты на верхи автохтонных карбонатных разрезов в доинверсионную эпоху и образовали согласные с простиранием палеозойских толщ доскладчатые надвиги, тогда как подошвы аллохтонных покровов Менажатского синклинория (как нижнего, так и верхнего) секут палеозойские складчатые структуры и, следовательно, не являются доскладчатыми. Несмотря на отмеченное различие, по особенностям строения Менажатский синклинорий — это структура тяньшаньского, а не уральского типа. Его непосредственным восточным продолжением является Боздонский синклинорий 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.

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

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

Одной из складок, осложняющих западное крыло Шейхджейлинской 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 дацитовые порфиры и туфогенные песчаники среднедевонского возраста. Простирание пластов

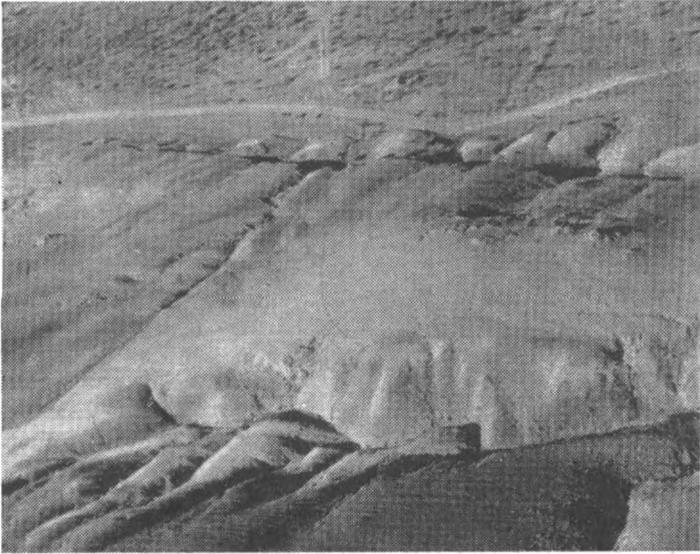


Рис. 48. Юго-западная оконечность возвышенности Куянчик на правом берегу Амударьи. Фото С. С. Шульца мл.

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 простираний 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 обоих крыльях антиклинали надвинуты среднедевонские эффузивы шейхджейлинской свиты. Простирание 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 вкост простирания 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 Каратауской и Казансайской аллохтонных пластин, в Урусайской зоне разломов и даже в Джимуртау, где они маркируют контакт между эффузивами 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 простираний 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 Урусайская система разломов (граница между Шейхджейлинским синклинорием и Султанувайским антиклинорием) и Султанбобинская зона разломов с продолжающим ее Зинельбулакским надвигом (граница между Султанувайским антиклинорием и Менажатским синклинорием). Важными тектоническими линиями являются также Северо- и Южно-Каратауский надвиги, представляющие собой выходы на поверхность подошвы верхнего офиолитового аллохтона.

Урусайская зона разломов меридионального простирания (см. рис. 42, VII, 49) разделяет Султанувайский антиклинорий и Шейхджейлинский синклинорий. Урусайская зона прослеживается по длине на 16 км через весь хребет, ширина ее достигает в южной части хребта, в районе долины Урусая, 500—700 м, а если учитывать и наиболее западные разломы, проходящие западнее Актауской гряды мраморов, — 1—1,5 км. В районе Урусая наблюдаются четыре крупные параллельные кулисы Урусайского 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 порфирандов и милонитов, внедрились многочисленные жильные породы, в частности аллитовые и кварцевые жилы, дайки кварцевых порфиров, альбитофиров и гранит-порфиров; многие из жильных пород катаклазированы, развальцованы и перетерты последующими подвижками. Ориентировка кулис меридиональная, падение поверхностей разрывов вертикальное.

Между кулисами Урусайского разлома зажаты многочисленные тектонические чешуи и блоки пород султануиздагской, 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

антиклинория. Эта надвиговая поверхность имеет послескладчатый характер и косо сечет простирания структур в подошве аллохтона (срезает ось Кахралсайской антиклинали) и в кровле разреза антиклинория (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 Кахралсая до Кызылсая, имея запад-северо-западное простирание и крутое северное падение. В бассейне Кызылсая, 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 м.л.

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)

рывается, делает крутой изгиб под углом 150° и поворачивает на восток в направлении горы Казантау; восточнее горы она утыкается в подошву верхнего офиолитового аллохтона (Южно-Каратауский надвиг).

Представляя по своей природе надвиговой 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 альбитофиров и гранит-порфиры. 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-Каратауский и Северо-Каратауский надвиги (см. рис. 42, XIV, XIVa, XV) ограничивают с юга и с севера Каратаускую офиолитовую полосу, протягиваясь от крайних северных отрогов хребта (бассейна Ачисая) до юго-восточной оконечности хребта и имея в длину по 35—38 км. Эти падающие навстречу друг другу надвиги

маркируют выходы на поверхность подошвы Каратауского офиолитового аллохтона, по которой офиолитовый комплекс надвинут на верхние части разреза мраморов и гнейсов казансайской свиты. К обоим разломам приурочены почти непрерывные цепочки узких линейных тел серпентинитов, имеющих от 10—15 до 150—200 м в ширину. Простираения надвигов меняются от меридиональных на севере до широтных на юго-востоке хребта; падения плоскостей надвигов под офиолитовый 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 Кызылсайа и хорошо прослеживается по гривкам кварцитов и кремнеелых известняков. К зоне разлома приурочены проявления бирюзы. Бирюзоносны также согласные

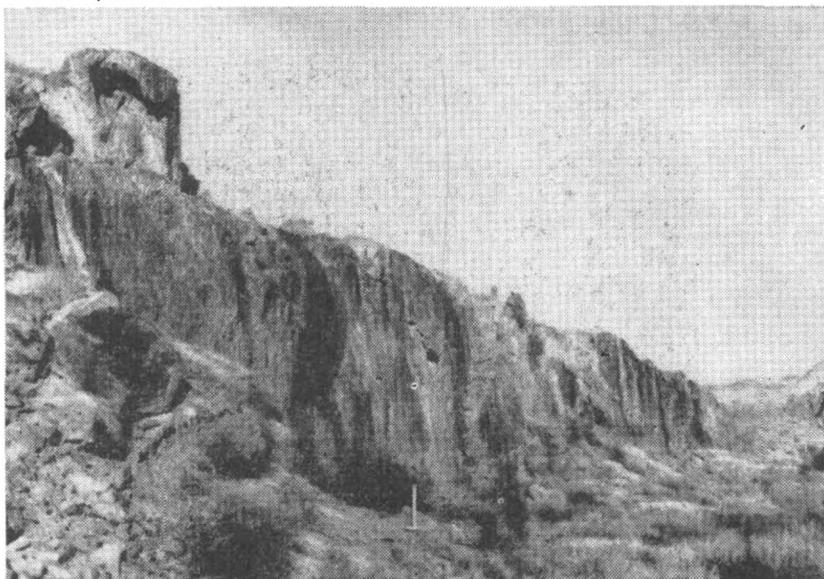


Рис. 50. Западно-Казансайский разлом восточнее Зинельбулакского талькового месторождения. Фото С. С. Шульца мл.

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

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

Параллельно Южно-Каратаускому разлому и южнее его в породах казансайской свиты прослеживается ряд более мелких разломов и разрывов, один из которых — *Западно-Казансайский* (рис. 50) — протягивается на расстояние около 3 км в районе Кызылсай-Казансайского водораздела западнее талькового месторождения Зинельбулак. Он выражен в рельефе 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 Каратаускую офиолитовую 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 Кызылсайское 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, Дженгельды, Ослубулак, Ходжакудук и несколько безымянных родников.

Крупнейшей зоной разрывов северо-западной части хребта является *Шейхджейлинская* зона (см. рис. 42, III) северо-западного простирания в центральной части гряды Шейхджейли. 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 Шейхджейлинской зоне приурочено большое количество жил и даек дацитовых порфириров, кварцевых порфиров, кератофиров, аплитов и мелких и крупных кварцевых жил, некоторые из них достигают мощности 2—3 м.



Рис. 51. Конгломератовидная «кирпичная» отдельность в гнейсах ниже-казанской подсвиты в зоне Западно-Казансайского 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-Джамансайская система нарушений, Западно-Ахимбетский и Восточно-Ахимбетский сдвиги и ряд более мелких нарушений.

Джантаксайский разлом (см. рис. 42, X) протягивается от низовьев Джамансая до среднего течения Казансая на расстоянии 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 пласты палеозойских пород и оси палеозойских структур.

Восточно-Джамансайская система нарушений (см. рис. 42, IX) слагается многочисленными мелкими сдвигами и подвижками, развитыми в бассейне крайнего левого притока Джамансая и в районе водораздела Джамансая 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-Джамансайской 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 пересекают пологое ядро Ахимбетской антиклинальной складки; их южные продолжения секут Каратаускую 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, являющиеся правыми и левыми. 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 простираний 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 простиранию 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 олигоценевого и главным образом плиоцен-четвертичного возраста. Эти движения образовали современную складчато-глыбовую структуру хребта, при этом по крупным и мелким разрывам смещались 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-антиклинальное поднятие поверхности палеозойского фундамента Приаралья и Кызылкумов; в его осевой части меловые породы выходят или на поверхность или под покров четвертичных амударьинских 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 оборванным серией сбросов, и пологим, постепенно погружающимся на северо-восток северным крылом — Султанувайским плато. Ось

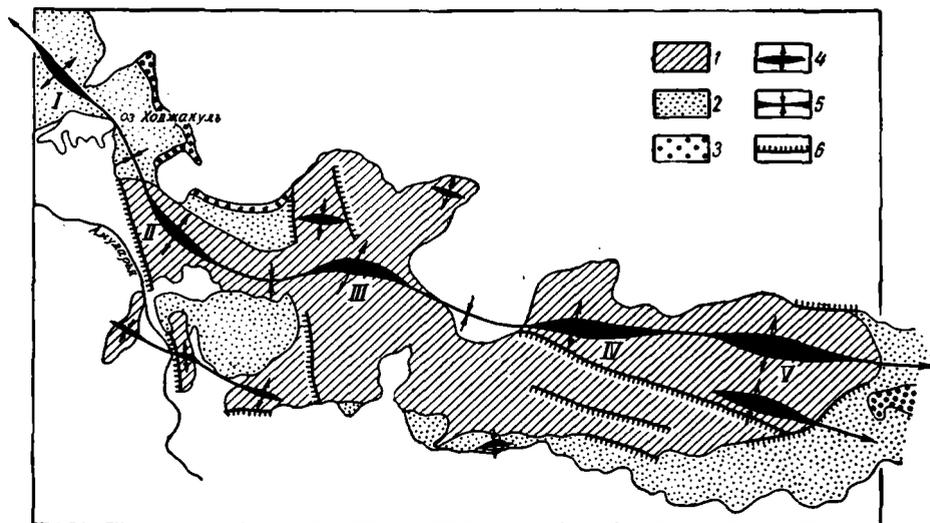


Рис. 52. Альпийская структура Султанувайского участка Арало-Кызылкумского вала

Отложения: 1 — палеозойские, 2 — меловые, 3 — палеогеновые; 4 — воздымания шарниров главных антиклиналей; 5 — погружения шарниров антиклиналей; 6 — важнейшие альпийские разломы. Римские цифры — брахиантиклинальные поднятия вала: I — Ходжакульское; II — Шейхджейли-Джимуртауское; III — Ащенин-Актауское; IV — Казантауское; V — Каратауское

главной альпийской антиклинальной структуры хребта — Ходжакульской антиклинали (см. рис. 52, I) — полого ундулирует, разбивая хребет на три четковидных поднятия — Шейхджейли-Джимуртауское, Ащенин-Актауское и Казантау-Каратауское, 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 простираниями, 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 пласты перекрывающих меловые отложения палеогеновых, миоценовых и даже плиоценовых толщ круто падают на север, имея падения, близкие 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 акчадарьинской дельты в направлении возвышенности Мамырдынкаракыр 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 Шейхджейли, Куяничик, 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 территорию хребта с юго-востока (*Тюяташский* разлом), юго-запада (*Кокдарьинский* 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 воздымании поднимают, растягивают и разрывают меловые пласты.

Новейшая структура хребта отличается от палеозойских структур более пологим изгибом осн. Простираение 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-УВАИС
И ПОЛОСЫ ПОДНЯТИЯ
АРАЛО-КЫЗЫЛКУМСКОГО ВАЛА**

**1. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ
СОЧЛЕНЕНИЯ УРАЛА И ТЯНЬ-ШАНЯ.
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ХРЕБТА СУЛТАН-УВАИС**

Изучение металогении 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; Висъневский, 1940). Ученые считают, что хребет находится на стыке двух петрографических провинций — Уральской и Тяньшаньской (Висъневский, 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 эффузивов 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 Каратауской 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 Кахралсаем 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 рудопоявлений, как сурьмяно-ртутные, нет месторождений флюорита и корунда. Поэтому хребет по петрохимическим особенностям и металлогении 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 тяньшаньского типа (корунды, наждаки и бокситы Тамдынского горного массива, вольфрамовые месторождения Зирабулакских гор, рудопоявление сурьмы в горах Кокпатас и ртuti 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 Мугуджарах 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 металлогения.

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

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

гашенного рутилом и анатазом, к Каратауской офиолитовой полосе приурочены проявления асбеста, листвениты, маргаритовые породы с клинохлором и брукитом; с корами выветривания на серпентинитах и амфиболитах каратауской полосы связаны рудопроявления кобальта, никеля, платины, хрома, железоколчеданные рудопроявления сульфидных зон и минеральные краски охристых зон. С мраморами и гнейсами нижнего Казансайского 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 ашенинтауской свитой на северо-востоке хребта связаны железоколчеданные рудопроявления.

Слабо изучена металлогения западной части хребта — территории Шейхджейлинского синклинория, 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-УВАИС

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)*, Хрисанф (1790—1861)*, Бланкеннагель (1794—1858)*, П. Е. Величко (1803—1861)*, Г. Мейендорф (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 Кокпатас (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. Виноградным и М. У. Усмановым обнаружено золото кварцевое 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 простирания. Максимальная концентрация наблюдается в местах пересечения рудных жил поперечными мелкими прожилками. Наиболее широко развитие золотоносных кварцевых жил отмечается в верхних горизонтах разреза свиты, близ контакта с перекрывающей ее пачкой радиоляриевых известняков и особенно около линий сдвигов, поперечных простиранию, 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 экранную роль при локализации оруденения.

Помимо Джамансайского участка Ефремов, Величко, Базинер указывают еще на три участка в хребте, где издавна проводилась добыча золота: водораздельная часть гряды Шейхджейли (район Шейхджейлинского разлома?), район Урусая 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 Карачадалысая 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 порфириодах и эффузивах Урусайской зоны разломов и эффузивах султануиздагской свиты вблизи этой зоны (в особенности на западе хребта в эффузивах шейхджейлинской свиты). Меденосность шейхджейлинской свиты в последние годы изучается сотрудниками Института геологии и геофизики АН УзССР (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 меденосными эффузивами Северных Мугоджар, где в последние годы открыты медноколчеданные месторождения «50 лет Октября», «Авангард», «Аралча» и др. В Мугоджарах и в Султан-Увайсе оруденение приурочено к лавам основного и среднего состава (их возраст в Мугоджарах одни исследователи считают среднедевонским, другие — силурийским). Оруденение представлено халькопиритовой, халькозиновой и пиритовой вкрапленностью в эффузивах, порфириодах 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 Урусайской зоны разломов, в верховьях Урусая 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 Мугоджарах и на Южном Урале локальные аномалии ΔT того же типа, что и вышеперечисленные, 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 лежащему боку Тебинбулакского массива. Оруденение прослеживается на поверхности в зоне меридионального простираения. Здесь темные серпентинизированные пироксениты массива сменяются рудными пироксенитами — косъевитами, 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 лежащем 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. Бабаевым 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 контактовых 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 марганцовое оруденение и отбирались образцы марганцовых руд.

Зоны и участки марганцового оруденения приурочены главным образом к средней части разреза джамансайской свиты, к ее эффузивной днабаз-спилитовой пачке и протягиваются в виде длинной полосы через северо-восточное крыло Султанувайского антиклинария от Кызыл-сая на востоке до Тебинбулакского массива на северо-западе. Многочисленные пласты, линзы и гнезда марганцовистых 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 Карачингиль, южнее Тебинбулакского массива, наряду с матово-черными кремнисто-пиролюзитовыми породами наблюдаются скопления кристаллов иссиня-черного полианита, прозрачного граната, желтого пренита; в черной вмещающей кремнисто-марганцовистой 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-марганцовистых 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 марганцовые 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. Мареньянина, Л. Б. Когана и В. В. Кулаченко подсчитаны запасы нескольких наиболее крупных месторождений талькового камня — Казгантауского, 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 разведанных 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. Висьневский, Л. Б. Коган, а в последние годы — С. Г. Малофеев, С. В. Лопатин и др.

Месторождения бирюзы расположены на северо-восточном крыле Султанувайского антиклинория и приурочены к Западно-Джамансайскому разлому — зоне межпластовых подвижек, которая протягивается вдоль границы кремнисто-сланцевой и эффузивно-кварцитовый пачек джамансайской свиты согласно с простираемим вмещающих пород на расстояние свыше 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 натёки небесно-голубой однородной бирюзы, толщина которых достигает 5—7 мм, местами даже 10 мм. Натёки имеют пластинчатую, реже бугристую форму. Подсчет запасов бирюзы не производился.

Гранат широко распространен в палеозойских породах хребта, особенно в его восточной части. Наряду с мелкокристаллическими разновидностями, представляющими промышленный интерес (для абразивных работ), встречаются крупные прозрачные кристаллы альмандина, имеющие ювелирную ценность. Наиболее высокая концентрация граната приурочена к двум разведанным месторождениям хребта — Дарбазатау и Кахралсайскому. Первое залегает в глубоко метаморфизованных породах султануиздагской свиты южнее гряды Дарбазы. 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 Кахралсайского месторождения граната, где пачка гранат-слюдисто-кварцитовых кристаллических сланцев зажата в зоне Южно-Каратауского 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 ограненным 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 толсто-плитчатых серых мраморах развиты в зоне шириной 5—10 м, а по простиранию протягивающейся на 1,5—2 км. Отдельные участки этой зоны активно разрабатывались в древности.

Яшмы наиболее широко развиты в Шейхджейлинской зоне разломов, на юго-западном склоне Аччитау-Бешмазарской гряды, среди кварцитов верхней части разреза джамансайской свиты, а также среди кварцитов каракудукской свиты Каратауской 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 марганцевого оруденения. Родонит встречается также на северо-востоке хребта и в верховьях Джамансая, севернее Джамансайской 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 Карачадалысая) и водораздельной частях (верховья Кызылсая и Джамансая), на северо-западе, в Ходжакулъсан 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 каратауской 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 выделяют следующие зоны (снизу).

1. *Зона карбонатизированных выщелоченных серпентинитов* — плотные породы светло- и желтовато-серого цвета, пронизанные жилами 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 Ащенинтау, однако средние содержания никеля в рудах оказались ниже кондиционных.

3. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНЯТИЯ АРАЛО-КЫЗЫЛКУМСКОГО 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 Арало-Кызылкумского 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 Кокча, по данным В. И. Ситникова, достигают 0,8 млн. т), глино-гипсов, ганча и разнообразных строительных материалов, приуроченные к некоторым участкам Арало-Кызылкумского 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 Арало-Кызылкумского вала.

Бурые железняки. Наиболее мощные горизонты бурых железняков хр. Султан-Увайс, Бештюбинской и Кокчинской гряд залегают среди аллювиально-дельтовых отложений арало-кызылкумской серии (Ст₂cm-tak). Менее распространены бурые железняки в нижележащих частях мелового разреза. Отдельные крупные линзы их с концентрацией Fe₂O₃ 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», кокчинская линза бурых железняков, коштепинские железняки и др.). Однако линзы бурых железняков в разрезах палеогена не выдержаны по простираанию 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 производились только в меловых отложениях на Ходжакульском, Чумышкульском и Кызылкалинском 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 гетитом и главным образом гидротетитом, на 70—80% составляющих 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 Fe₂O₃ 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 Fe₂O₃ 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 разведанным участкам. Результаты бурения показывают, что средняя суммарная мощность прослоев бурых железняков в разрезах ходжакульской свиты для районов поднятий Арало-Кызылкумского вала в Южном Приаралье почти везде превышает 2,5—3 м. По подсчетам автора, только для Ну-

кус-Султан-Увайс-Кокчинского участка Арало-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 Арало-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 Арало-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 Каратауской офиолитовой полосы; изучить экономическую целесообразность промышленного освоения титаноносных тальковых месторождений хр. Султан-Увайс; комплексно использовать фосфоритовые и железные руды хребта.

**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, Мугоджарах, 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 моласовые 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 варисцийской 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 варисцийского орогенеза за счет первичной коры океанического бассейна, разделявшего в позднем рифее, раннем, сред-

Рис. 53. Схема распространения нижнедевонских отложений на западе Средней Азии и в прилегающих регионах. Составил С. С. Шульд м.л. с использованием материалов З. М. Абдуазимовой, А. К. Бухарина, А. И. Кима, В. Р. Мартышева, Г. С. Поршнякова, И. А. Пяновской, О. И. Сергуниной и др.

Морские и океанические отложения: 1 — абиссальные, 2 — батинальные, 3 — мелководные моря; 4 — области отсутствия нижнедевонских отложений; 5 — области денудации. Состав осадков: 6 — эффузивы основного ряда (спилит-диабазовая формация), 7 — кремнистые породы, 8 — конгломераты и грубообломочные породы, 9 — пески и глинны, 10 — карбонатные осадки. Точки опорных разрезов: 11 — разрез по скажине 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, терригенные и карбонатные осадки, накопившиеся 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 варисийского 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 варисийского орогена, наиболее отчетливо выраженная в его Кызылкумской и Южно-Тяньшаньской частях, и аллохтонное залегание наблюдаемых 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 Каратауского офиолитового аллохтона, как уже указывалось, чрезвычайно близок разрезам коры срединно-океанических хребтов современных океанов. Разрез Султанувайского антиклинория также слагают формации океанического ряда; здесь преобладающим развитием пользуются мощные толщи и пачки фтанитов, чередующиеся с прослоями амфиболитизированных спилитов и диабазов и зеленокаменных сланцев. Чрезвычайно скудные и редкие

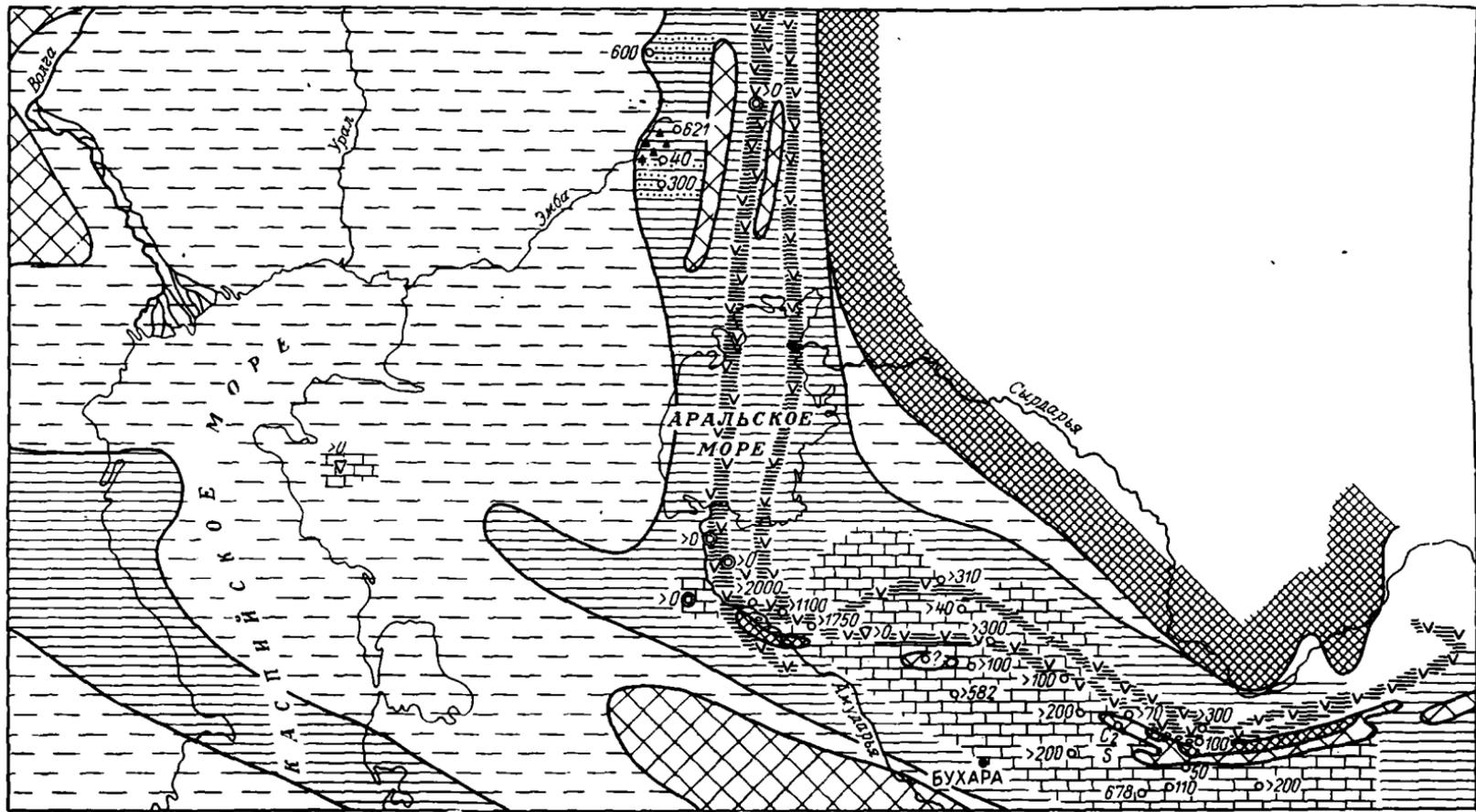


Рис. 54. Схема распространения отложений эйфельского яруса среднего девона на западе Средней Азии и в прилегающих регионах
Условные обозначения см. на рис. 53

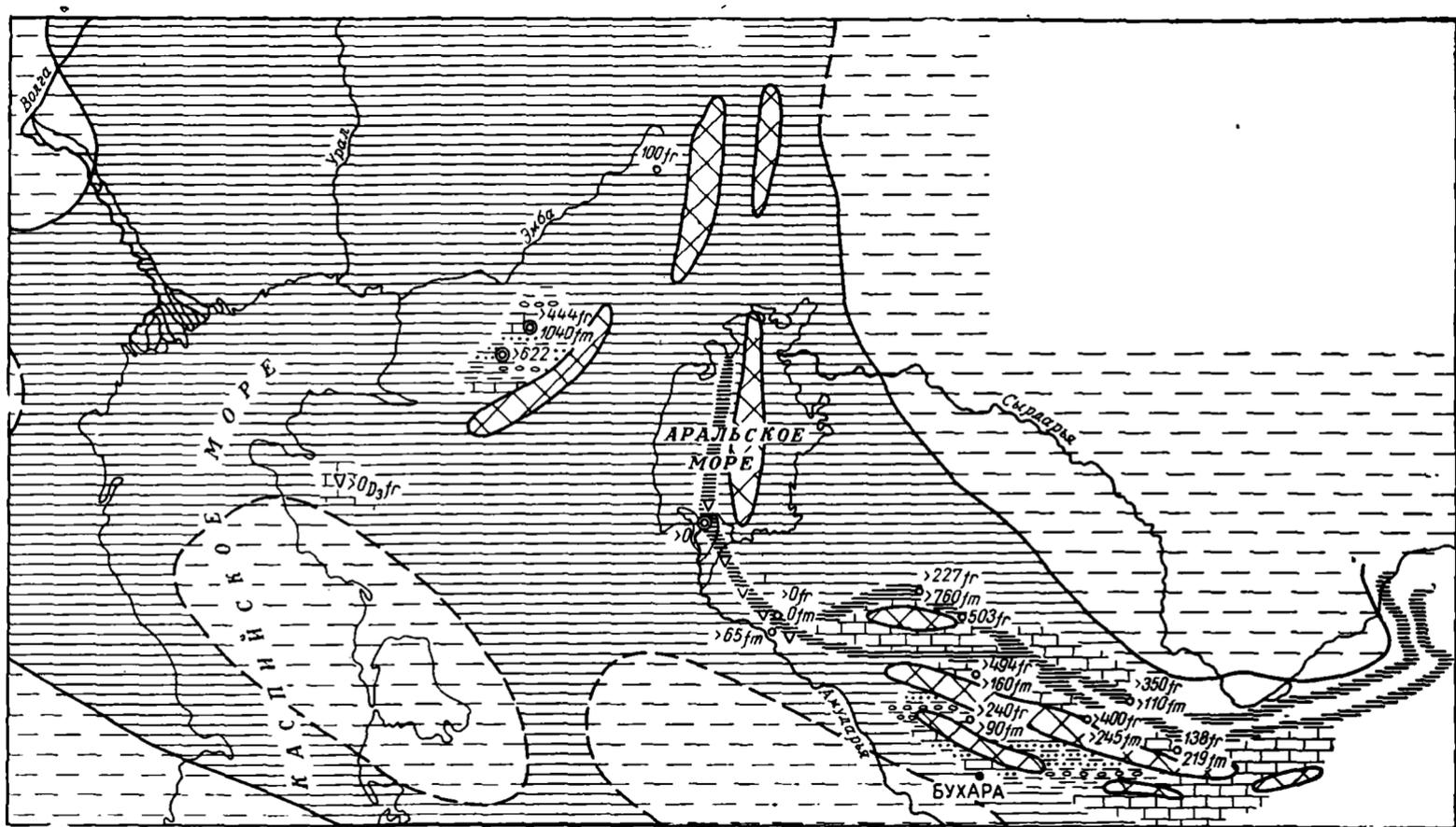


Рис. 55. Схема распространения верхнедевонских отложений на западе Средней Азии и в прилегающих регионах
 Условные обозначения см. на рис. 53

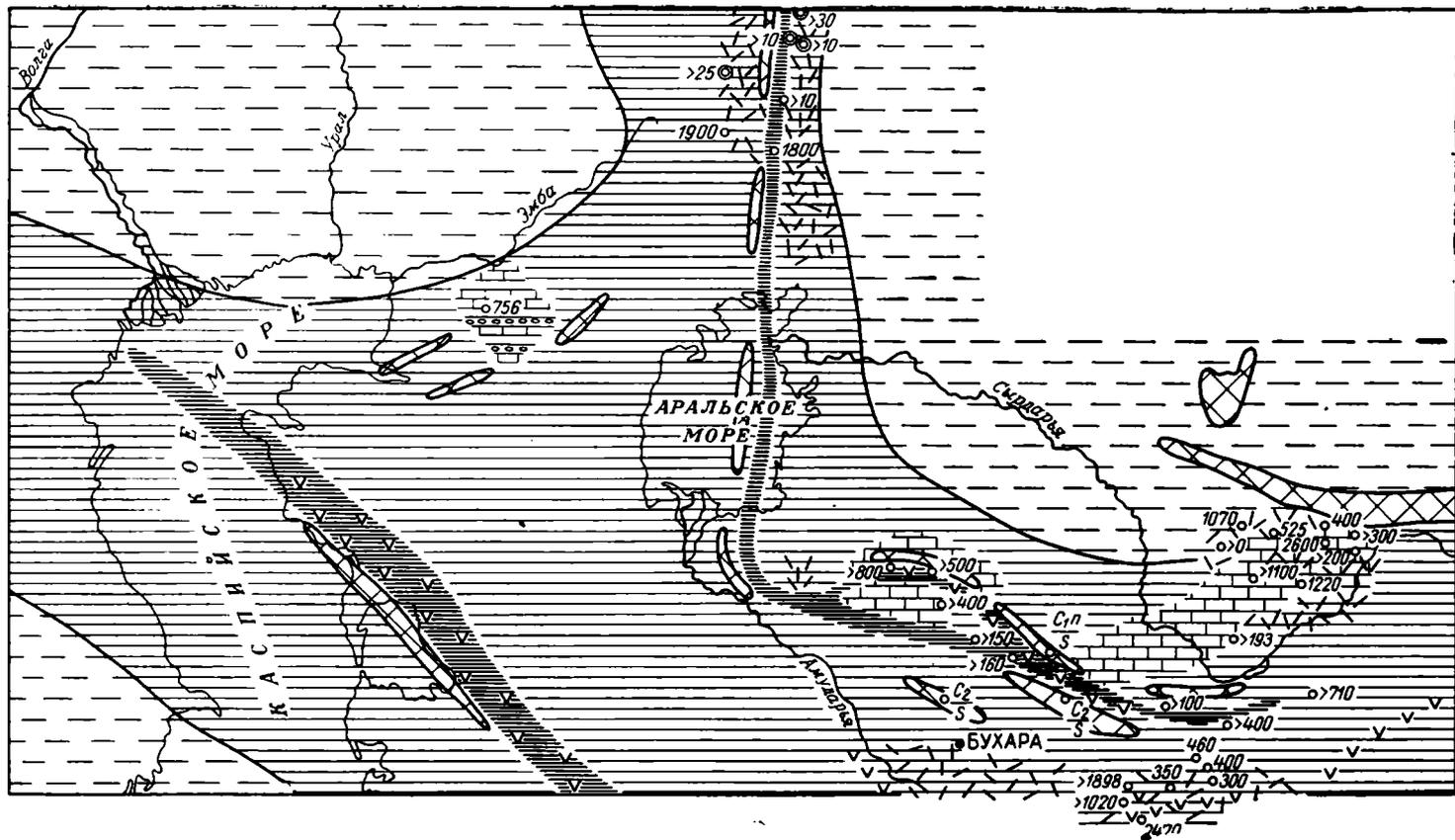


Рис. 56. Схема распространения отложений визейского яруса нижнего карбона на западе Средней Азии и в прилегающих регионах

Условные обозначения см. на рис. 53, палочный штрих — эффузивы кислого и среднего ряда (кварц-кератофировая и дацит-андезитовая формации краевых вулcano-плутонических поясов)

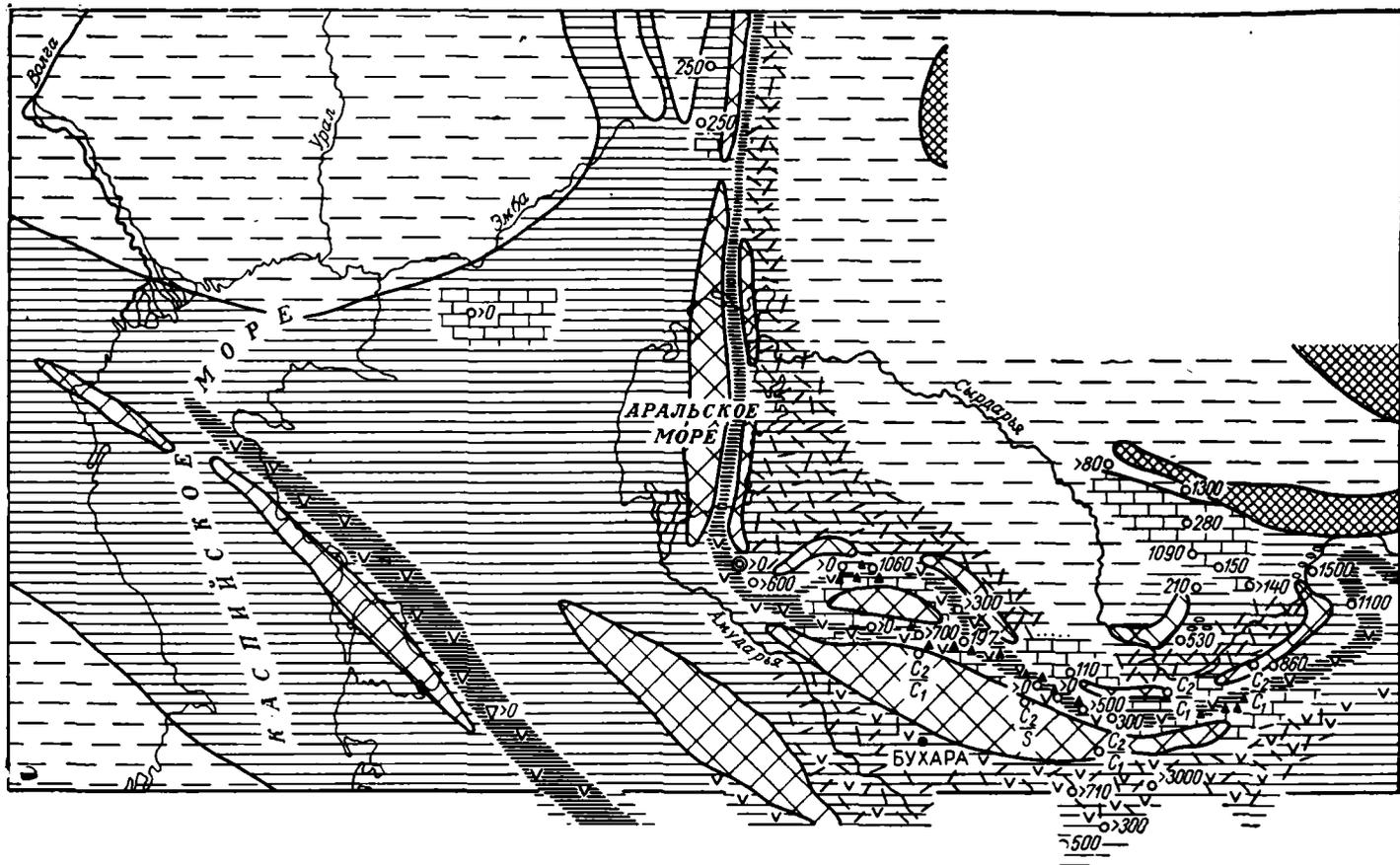


Рис. 57. Схема распространения отложений намюрского яруса нижнего карбона на западе Средней Азии и в прилегающих регионах

Условные обозначения см. на рис. 53

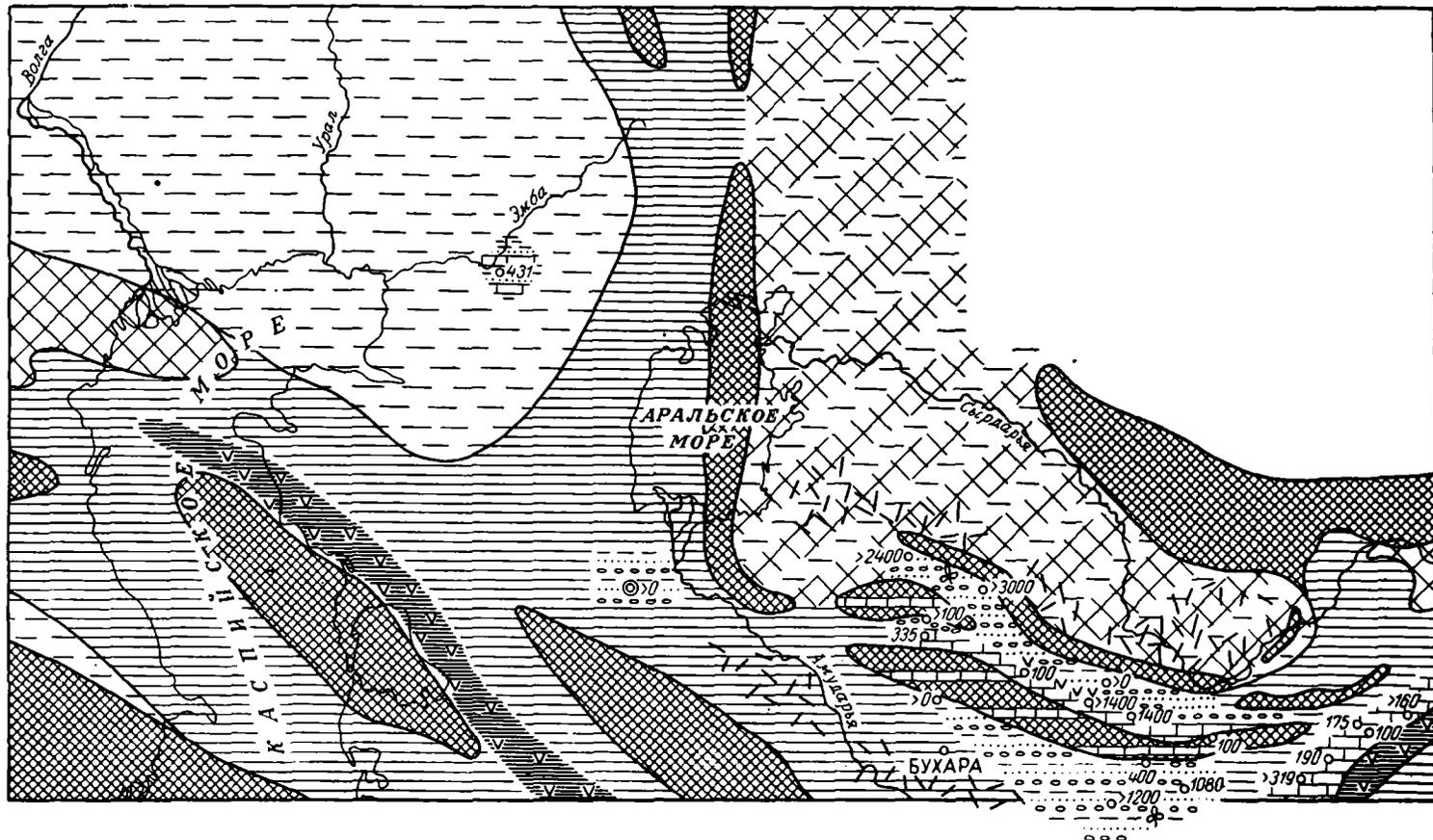


Рис. 58. Схема распространения отложений московского яруса среднего карбона на западе Средней Азии и в прилегающих регионах

Условные обозначения см. на рис. 53. Трилистник — растительные остатки

органические остатки (радиолярии и криноидеи) 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 Казансайского аллохтона представляют собой менее глубоководные отложения: наряду с остатками криноидей, пользующихся преимущественным развитием, здесь местами встречаются и другие группы органических остатков — кораллы и амфипоры. Казансайский 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 Шейхджейлинского синклиория — 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 ашенинтауской свиты, занимающая переходное положение между формациями океанического ряда и формациями субсеквентных вулканоплутонических 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 многопоровых шарьяжных структур, нагромождению тектонических пластин и пакетов пластин. При дальнейшем сжатии структура формирующегося 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 — вулканоплутонические пояса, приуроченные к границам подвижной области с ее более жестким обрамлением (срединным массивом 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 тяньшаньскую части. В это же время произошла существенная структурная перестройка районов, располагавшихся в зоне сочленения Уральской и Тяньшаньской 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 варисийского 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 прослоями 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.

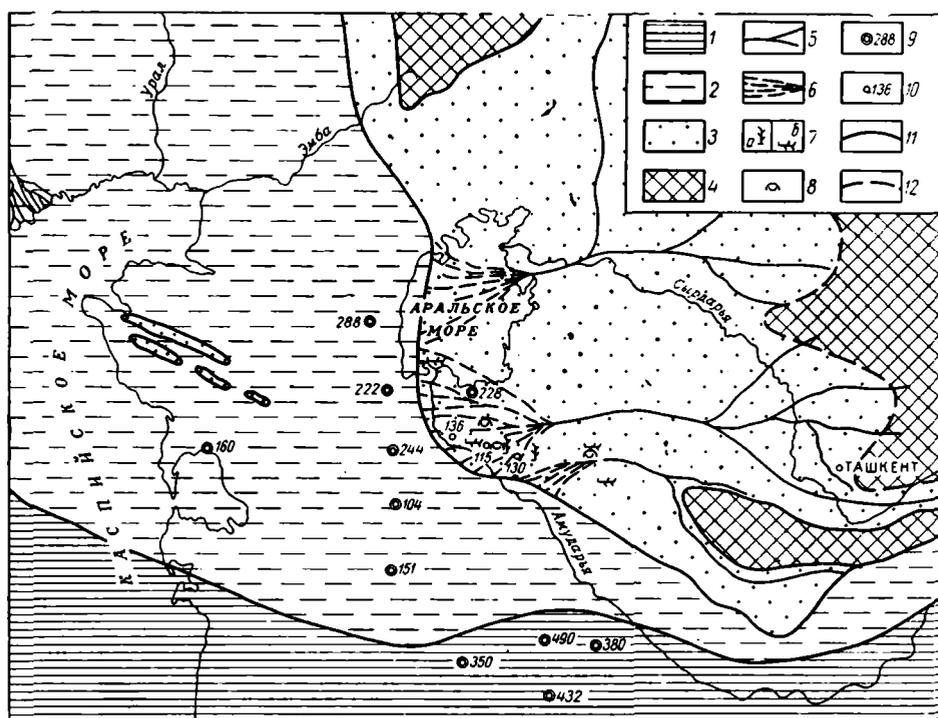


Рис. 59. Палеогеографическая схема западной части Средней Азии в сеноманском веке позднемиоценовой эпохи. Составил С. С. Шульц мл. с использованием материалов А. Г. Бабаева, В. И. Полякова, М. С. Родовильского, Е. М. Шмариовича и др. Палеогеографические области: 1 — глубоководные морские бассейны; 2 — мелководные континентальные моря; 3 — аллювиально-дельтовые низменные равнины; 4 — возвышенная суша; 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. Максимум трансгрессии 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 суши. В эту эпоху (рис. 59) на выровненной поверхности хребта располагались блуждающие рукава дельты крупной реки, впадавшей в Устьюртский 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 простиранию 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.

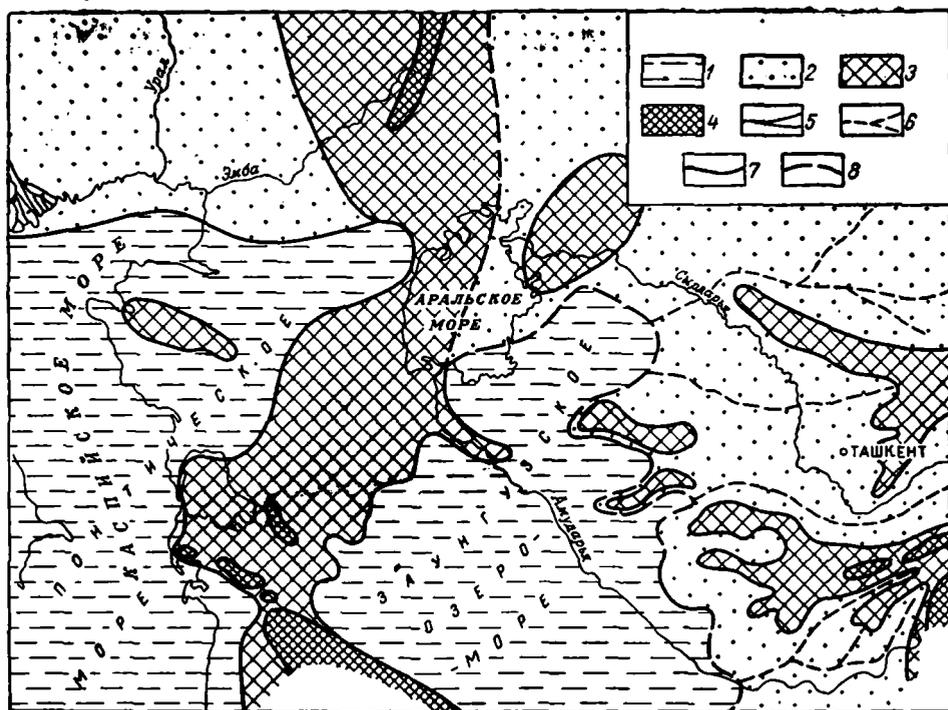


Рис. 60. Палеогеографическая схема западной части Средней Азии в раннем плиоцене. Составил С. С. Шульц мл. с использованием материалов А. И. Айнемера, А. А. Али-Заде, Г. И. Амурского, А. И. Животовской и др.

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 клансейская. Широкое площадное распространение морей туронского и сеноманского веков связано, вероятно, с выравниванием рельефа Приаралья и Кызылкумов и образованием к началу турона на этих территориях плоских аллювиально-дельтовых

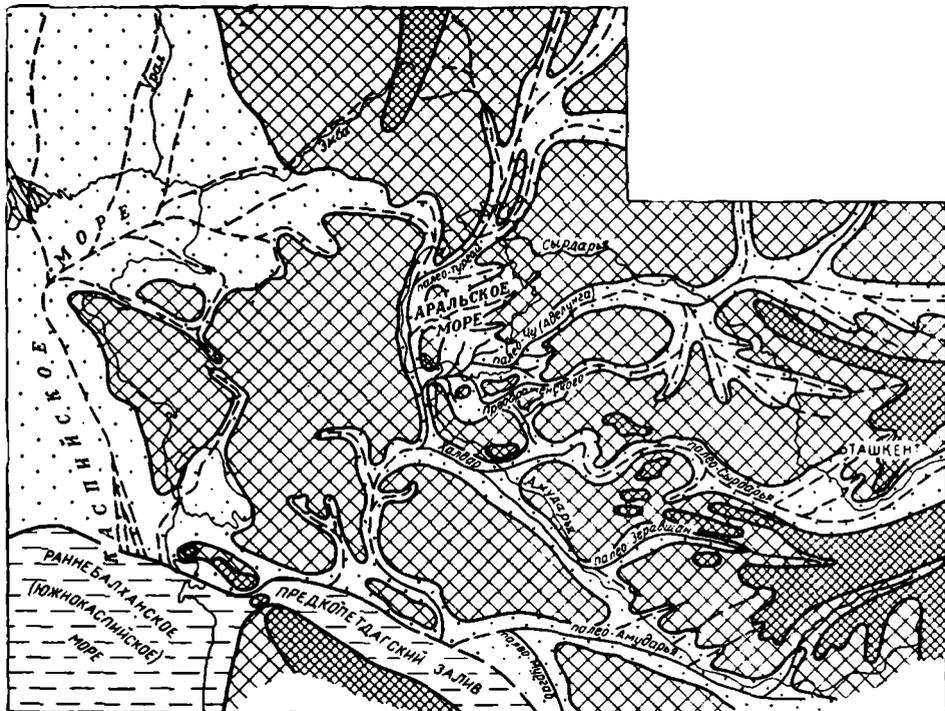


Рис. 61. Палеогеографическая схема западной части Средней Азии в среднем плиоцене

Условные обозначения см. на рис. 60

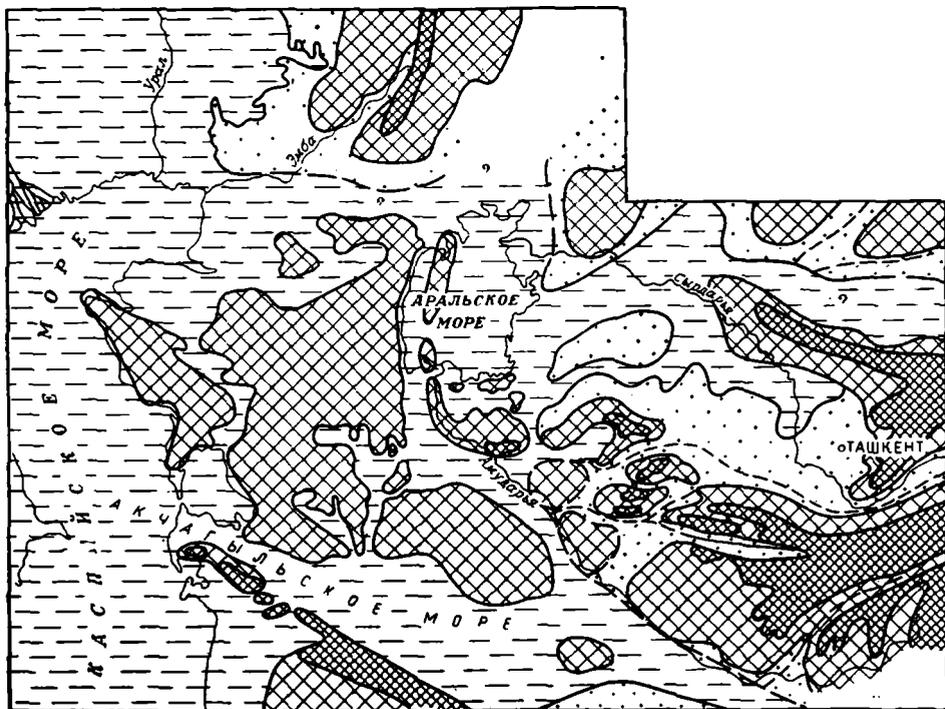


Рис. 62. Палеогеографическая схема западной части Средней Азии в позднем плиоцене (акчагыл)

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 палеоцена 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), апшеронского, а возможно, и бакинского морей; субэральное существование котловины в течение большей части четвертичного периода; поворот Амударьи 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 Амударьи и Сырдарьи; разделение Аральской и Сарыкамышской впадин и их поочередное существование; попеременное формирование молодых дельт Амударьи, 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 пряму 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 складчатый пояс (Урало-Амурский ороген, по Г. Штилле) и Альпийско-Гималайский (Средиземноморский) мезозой-кайнозойский складчатый пояс (Рено-Гондванский ороген, по Штилле; Stille, 1928). На востоке Азию обрамляют складчатые структуры Тихоокеанского пояса.

Урало-Монгольский складчатый 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 молассаами передовые прогибы варисцид.

Юго-западная часть Урало-Монгольского пояса — Урало-Тяньшаньская складчатая область — сформировалась в позднем палеозое; в структурном отношении она представляет собой сложную систему смещенных, 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 офиолитов до изометричных обломков более древних складчатых сооружений, перекрытых чехлом кислых субсеквентных вулканитов и карбонатно-терригенными толщами почти платформенного типа. В строении офиолитовых полос (поясов) Урала и Тянь-Шаня участвуют гипербазиты, габброиды, габбро-мигматиты, габбро-амфиболиты, амфиболиты, чешуи зеленокаменных полосчатых кристаллических сланцев, офиолитовые тектониты (меланж) и пилито-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 офиолитовых поясов очень близки формациям срединно-океанических хребтов современных океанов, что дает основание рассматривать офиолитовые 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.

Таковыми тектоническими элементами являются хорошо прослеживаемые по простираению линейные тектонические зоны, которые часто тянутся на многие сотни и даже тысячи километров, характеризуясь на всем протяжении удивительно выдержанными 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 варисцийских 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 ащенинтауской (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

простираемых 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 Тарасенко, 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 вулканоплутонической активизации и (так же как и северная часть Байсунского массива) были перекрыты мощными толщами кислых субсеквентных вулканитов.

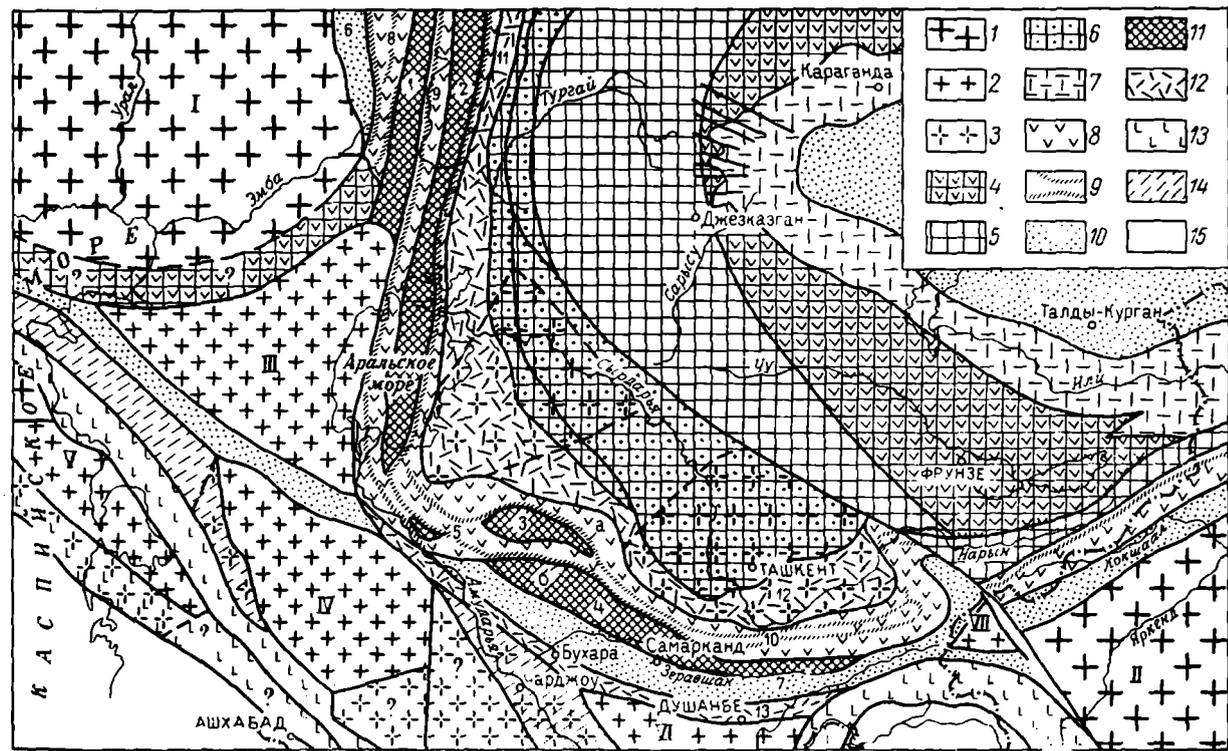
При пересечении Кызылкумо-Алайской системы варисцид с юга на север могут быть выделены следующие тектонические зоны (рис. 63, 64)*:

* 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 «эвгеосинклинальными зонами» следует понимать тектонические пластины или пакеты пластин, в строении которых участвуют преимущественно формации океанического происхождения и офиолитовая ассоциация формаций океанической коры. Под «антиклинориями» понимаются выходы на поверхность и 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.

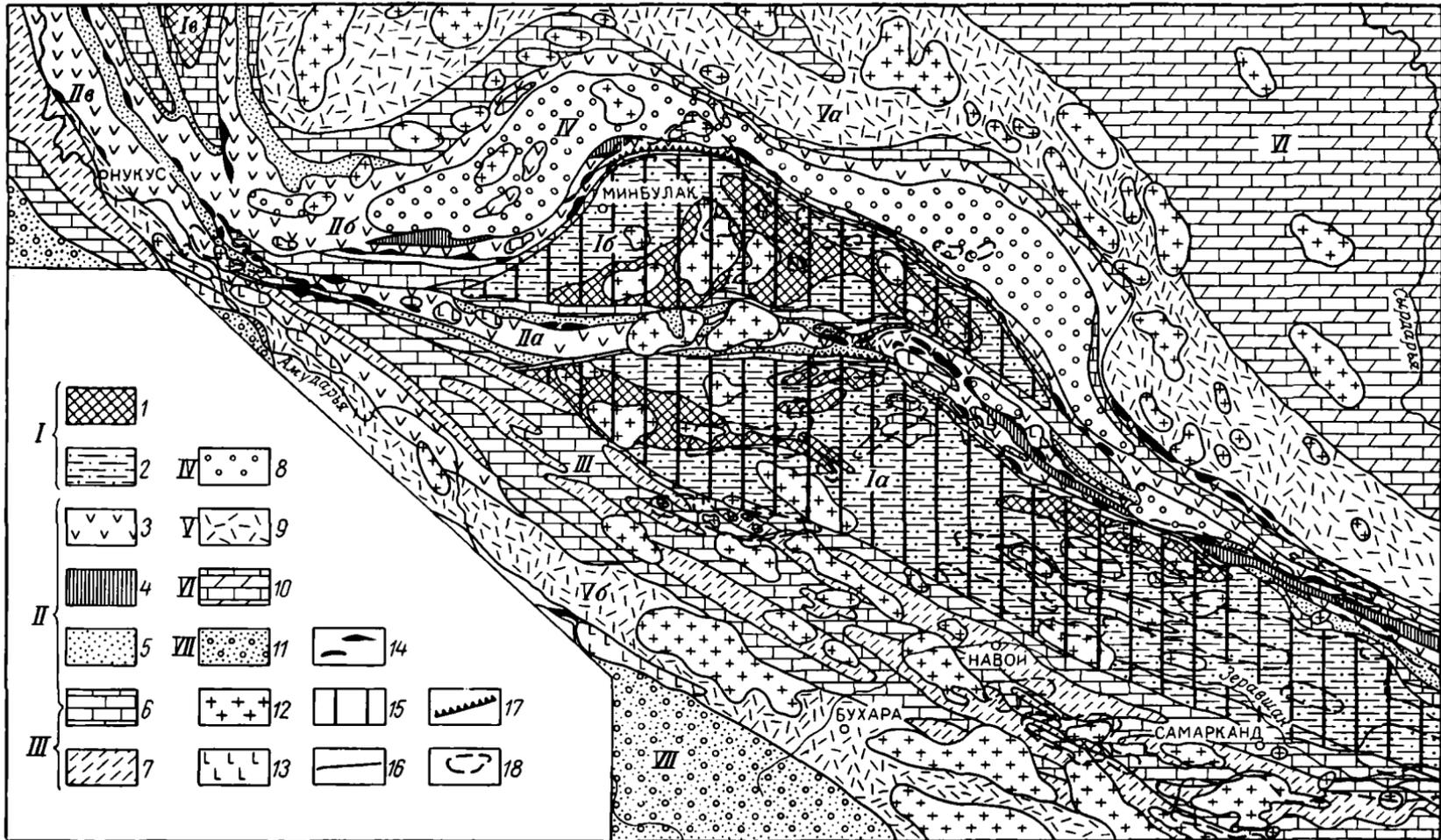
Рис. 63. Схема тектонического строения палеозойского фундамента Туранской плиты и прилегающих регионов. По С. С. Шульцу м.л. (1966) с некоторыми исправлениями

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 вулканоплутоническими поясами. *Области каледонской складчатости:* 4 — эвгеосинклинальные зоны каледонид; 5 — многоэосинклинальные зоны каледонид; 6 — области каледонской складчатости, перекрытые наложенными варисцидскими прогибами многоэосинклинального типа; 7 — краевые вулканические пояса девон-каменноугольного возраста. *Области варисцидской складчатости:* 8 — эвгеосинклинальные зоны варисцид; 9 — офиолитовые пояса в эвгеосинклинальных зонах варисцид; 10 — многоэосинклинальные зоны варисцид; 11 — антиклинории в пределах варисцидских складчатых областей; 12 — краевые каменноугольно-пермские вулканоплутонические пояса. *Области тибетской (раннемезозойской) складчатости:* 13 — эвгеосинклинальные зоны тибетид; 14 — многоэосинклинальные зоны тибетид; 15 — области альпийской складчатости.

I — Восточно-Европейская платформа; II — Таримская плита; III — Северо-Устьуртский массив; IV — Каракумский массив; V — Карабогазский массив; VI — Байсунский массив; VII — Суаутерекский массив. *Антиклинории:* 1 — Урало-Тобольский, 2 — Зауральский, 3 — Южно-Букантавский, 4 — Ауми-за-Туркестанский, 5 — Султанувайский. *Синклинории:* 6 — Зилаирский, 7 — Кульджуктау-Зеравшанский, 8 — Тагило-Магнитогорский (Зеленокаменный), 9 — Иргизский, 10 — Тамдынско-Алайский. *Краевые вулканоплутонические пояса:* 11 — Валерьяновский, 12 — Бельтау-Кураминский, 13 — Байсуно-Гиссарский. *Ветви Южно-Тяньшаньского офиолитового пояса:* а — Тубабергенская, б — Тамдынская.



11 — Валерьяновский, 12 — Бельтау-Кураминский, 13 — Байсуно-Гиссарский. Ветви Южно-Тяньшаньского офиолитового пояса: а — Тубабергенская, б — Тамдынская.



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 антиклинория слагают кембро-ордовикские терригенно-карбонатные образования и главным образом нижнесилурийская граптолитовая 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 Кызулкумах слагают ядра крупных, нередко очень пологих антиклинальных сводов, достигающих в поперечнике 20—30 км. В ядрах антиклинальных структур эрозией обнажены крупные гранитоидные батолиты вехнепалеозойского возраста. На слабо дислоцированных толщах докембрия (?), нижнего палеозоя и нижнего силура с резким размывом, иногда с незначительным угловым несогласием залегают 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 — мульды 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 антиклинории 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 нижнекаменноугольные (Каратау, Меришкор, Койташ) отложения.

Вдоль северной границы Ауминза-Туркестанского антиклинория 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), зажатые фаунистически охарактеризованные толщи нижнепалеозойского возраста: нижний, средний и верхний кембрий 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 антиклинории 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 антиклинорий расположен на юге гор Букантау в Кызылкумах. Как по последовательности обнажающихся здесь формаций (внизу — кварциты, амфиболиты и кристаллические сланцы, выше — мощные флишеидные толщи), так и по их литологическим и петрографическим особенностям, химизму и металлогении, разрез на юге

Букантауских гор весьма сходен с разрезом докембрия, нижнего палеозоя и нижнего силура Ауминза-Туркестанского антиклинория. Однако в Южно-Букантауском антиклинории весь этот разрез находится в аллохтонном залегании: в районах колодцев Кокпатас и Окжетпес кварциты и вулканогенные толщи нижней части разреза (в которых найдены рифейские оконлиты 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 антиклинория, так же как и Ауминза-Туркестанского антиклинория, сформирована в позднепалеозойское время.

На картах магнитных аномалий (см. рис. 6) площадь Ауминза-Туркестанского и Южно-Букантауского антиклинориев Южного Тянь-Шаня характеризуется положительным слабо варьирующим магнитным полем интенсивностью 0,5—2 мз, которое, вероятно, создается магнитными разностями амфиболитов и кварцитов ауминзанской и таскаганской свиг (Аргутинна и др., 1970). Выделяя поле такого типа, можно проследить границы Ауминза-Туркестанского и Южно-Букантауского антиклинориев в фундаменте Туранской плиты (см. рис. 63, 64). Западное замыкание антиклинориев фиксируется по геофизическим данным вблизи 62° восточной долготы восточнее Акчадарьинского сухого русла. На глубине оба антиклинория, 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 антиклинориев является богатое золото-кварцевое и редкометальное оруденение, ванадиеносность и молибденоносность.

Структуру Тамдынско-Алайского синклинория мы рассмотрим более подробно, поскольку она достаточно хорошо изучена. В пределах синклинория 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 многоэпизодного 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 эффузивов 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 варисцийских 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 Хайдаркан, Ишме, Чаувай, Тегермач, Охна, Мурдаши, Араван и др.). Повсеместная распространенность доскладчатых надвигов и шарьяжных перекрытий в Южной Фергане и Алае 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. Кушнар, Г. С. Поршняков, В. С. Сафин, Ю. П. Суетин, 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 Баубашатинский 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 синклиория и надвинутых на него аллохтонов.

Основание синклиория слагает, по-видимому, тот же комплекс докембрийских и раннепалеозойских пород, который выходит на поверхность в Ауминза-Нуратинском антиклинории (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 грядках 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

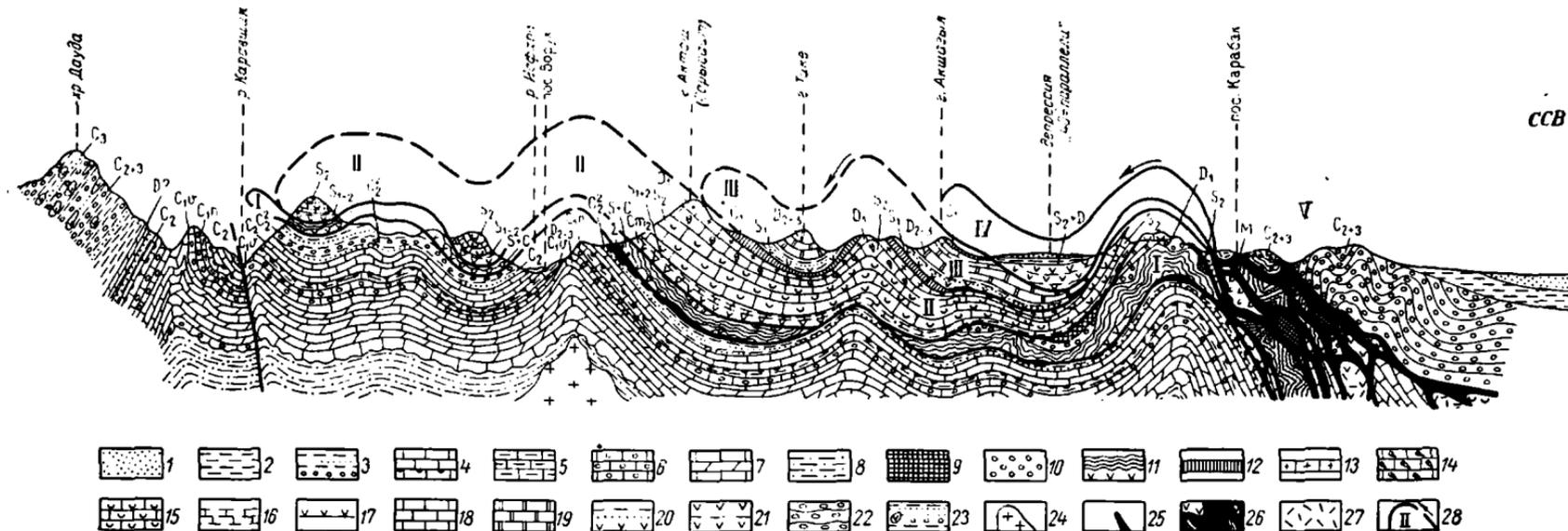


Рис. 65. Геологический разрез северного склона и высоких предгорий Туркестанского хребта в районе долины р. Исфара. Составил С. С. Шульц мл. с использованием данных В. Б. Аверьянова, С. Н. Баногина, Ю. С. Биске, Л. Н. Кугуракова, А. М. Ляшенко, Э. В. Маловой, Г. С. Поршнякова, Н. С. Торшина и материалов собственных исследований.

Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы. На параавтохтонномалайском карбонатном разрезе залегает несколько лежащих один на другом аллохтонных покровов: терригенный (I—IV), нижний известняковый (Актурский) (II—III), верхний известняковый (Катранбашинский) (III—III) и эффузивный (IV—IV). I — N+Q; 2 — J+Cr+Pg. Автохтон: 3 — песчаники, сланцы и гравелиты толубайской свиты ($C_{2m} 1-2$). 4 — карбонаты с карстом, заполненным бокситами пыркафской

(C_{2m}) и туюкдангинской (C_{2b}) свит, 5 — известняки с прослоями и линзами черных кремней газской свиты (C_{1n}), 6 — известняки с прослоями и банками ракушечников пешкаутской свиты (C_{1v}), 7 — алайская серия (D_2-C_1), ритмично чередующиеся известняки и доломиты, 8 — песчаники и сланцы (S_1). Нижний (терригенный) аллохтон: 9 — известняки и кремни шаланской свиты (C_{1n}), 10 — песчаники, сланцы и конгломераты джидалинской свиты (D), 11 — песчаники и сланцы (S) с редкими прослоями основных эффузивов. Актурский (нижний известняковый) аллохтон: 12 — известняки (C_1), рифогенные известняки: 13 — D_1 , 14, 15 — S_2 ld; 16 — пульгонская свита (S_1w); 17 — эффузивы с линзами известняков (C_{2m}). Катранбашинский (верхний известняковый) аллохтон: 18 — известняки и доломиты (C_1), 19 — известняки и мраморы охненской свиты (D_2-D_3), 20 — сланцы, песчаники и туффиты (S_1). Эффузивный аллохтон: 21 — спилиты, диабазы и их туфы с прослоями терригенных пород (S_2 ld—D). Позднепалеозойские молассы: 22 — низовьев р. Исфара, 23 — хр. Дауда, 24 — позднепалеозойские граниты; 25 — пластовые тела серпентинитов с обломками дунитов, гарцбургитов и габбро; 26 — офиолитовые тектониты (меланж); 27 — обломки и глыбы кислых эффузивов и порфиритов в меланже; 28 — реконструкция размывших участков аллохтонных 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 (малаяранская свита), перекрываемые Катранбашиным известняковым аллохтоном. Для последнего (см. рис. 65, III) характерно наличие в разрезе рифогенных амфипоровых живетских известняков, массивно-слоистых известняков с фораминиферами верхнего девона, турне и виле и кремнисто-известковистых сланцев намюр-башкирского возраста.

На западе Тамдынско-Алайского синклиория 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 залегаеи 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 синклиория, образуя две протяженные полосы выходов диабаз-спилитовых толщ, зеленокаменных кристаллических сланцев, гипербазитов и габброидов, которые прослеживаются через весь Тамдынско-Алайский синклиорий, местами скрываясь под верхнепалеозойскими молассами. Эти полосы были описаны Я. С. Висневским (1953), а позже автором (1966, 1968) под названием Южно-Тяньшаньского офиолитового 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 офиолитовый пояс, вновь разделяясь на две ветви, протягивается в Южную Фергану и проходит в центральных частях Карачатырской и Охненско-Талдыкской синклинальных структур (Поршняков, 1961, 1968). В районе г. Ош офиолитовый пояс, сложно изгибаясь, поворачивается на север, в направлении Баубашатинского горного узла и через Баубашату, Ферганский хребет, южные склоны Атбашинского хребта, хребты Жангджир и Борколдой протягивается в водораздельную часть Кокшаала — в верховья р. Узенгеуш, хр. Иньльчек и в район перевала Майбаш, а далее — на территорию Китая, продолжаясь в эффузивах хр. Халыктау (Leuchs, 1912).

В строении обеих ветвей офиолитового пояса участвуют два аллохтонных покрова — эффузивный покров и покров кристаллических сланцев и амфиболитов с офиолитовым тектонитом (меланжем) и габбро-амфиболитами в основании.

Эффузивный аллохтон (см. рис. 68, II) слагают мощные толщн 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 («шарьяж Талдык») и шарьяжа кристаллических сланцев («шарьяж Шанкол»). Известняковые шарьяжи, действительно, развиты повсеместно; однако в Юго-Западной и Южной Фергане (в разрезах по долинам рек Исфана, Исфара, Сох, Шахимардан) они, несомненно, присутствуют в качестве самостоятельных крупных, но невыдержанных по простиранию аллохтонных покровов с изменчивой мощностью (см. рис. 66).

кремней, глыбами рифовых известняков, прослоями и линзами кремнисто-карбонатных 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 туфолавовых 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 наюрские гониатиты; в горах Тобаберген в Букантау в глыбах известняков в эффузивном аллохтоне обнаружены трилобиты ордовика и наюрские 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 Балпантау 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 посленаюрский, среднекаменноугольный 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 (иттунусайская) свита Северо-Нуратинского хребта, канская (джульбарская) свита Южной Ферганы, майлисуйская свита Баубаштинского района, — слагают обширные тектонические блоки длиной до 30—40 и шириной до 8 км, приуроченные к ядрам синклинозных 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) — давленных 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-мигматиты 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 простиранию, 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-аргоновым методом, дали возраст (для разных образцов): 270, 285, 310, 360, 365 и 388 млн. лет.

Формирование всей системы шарьяжных перекрытий Тамдынско-Алайского синклинория произошло в течение очень краткого (в геологическом понимании) промежутка времени: в середине московского века среднекаменноугольной 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 трансгрессивно и с четким угловым несогласием на уже сформировавшемся пакете аллохтонов. В позднем палеозое все многопокровное сооружение синклинория было смято в крутые вертикальные складки широтного простирания.

Амплитуда шарьяжных перекрытий Тамдынско-Алайского синклинория (с севера на юг, для одного аллохтона) обычно достигает 30—60 км, но почти никогда не превышает 80—100 км, т. е. ширины синклинория (исключение составляют лишь более протяженные шарьяжи Центральных Кызылкумов и Тамдынских гор). Однако, если распрямить 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 синклинорий имеет сложную структуру: на карбонатный разрез миогеосинклинали типа, перекрывающий сложенное океаническими осадками основание синклинория, выжата с севера система аллохтонных покровов, сложенных рифогенными известняками и формациями океанической коры. На картах магнитных аномалий синклинорий 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 синклинория прослеживается по магнитным данным в Южное Приаралье в район хр. Султан-Увайс, причем простирание ветвей Южно-Тяньшаньского офиолитового пояса совпадает с простиранием молодых неоген-четвертичных поднятий северных ветвей Арало-Кызылкумского вала — Кокчинской и Мамырдынкаракырской (см. рис. 72, I и II).

Специфическими чертами металлогении Тамдынско-Алайского синклинория являются месторождения талька и асбеста, корунда и

бокситов, хромитовое оруденение, платиноносные коры выветривания на гипербазитах; менее специфично широкое распространение сурьмяно-рутутного и флюоритового оруденения, которое в западных областях Южного Тянь-Шаня широко распространено (Тамдынско-Алайский и Зеравшанский синклиории).

Кульджуктау-Зеравшанский синклиорий включает территории хр. Кульджуктау в Кызылкумах, Зирабулак-Зиатдинских гор, большую часть Зеравшанского и северную часть Гиссарского хребтов, а также Восточный Алай. На этой территории широко распространены 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

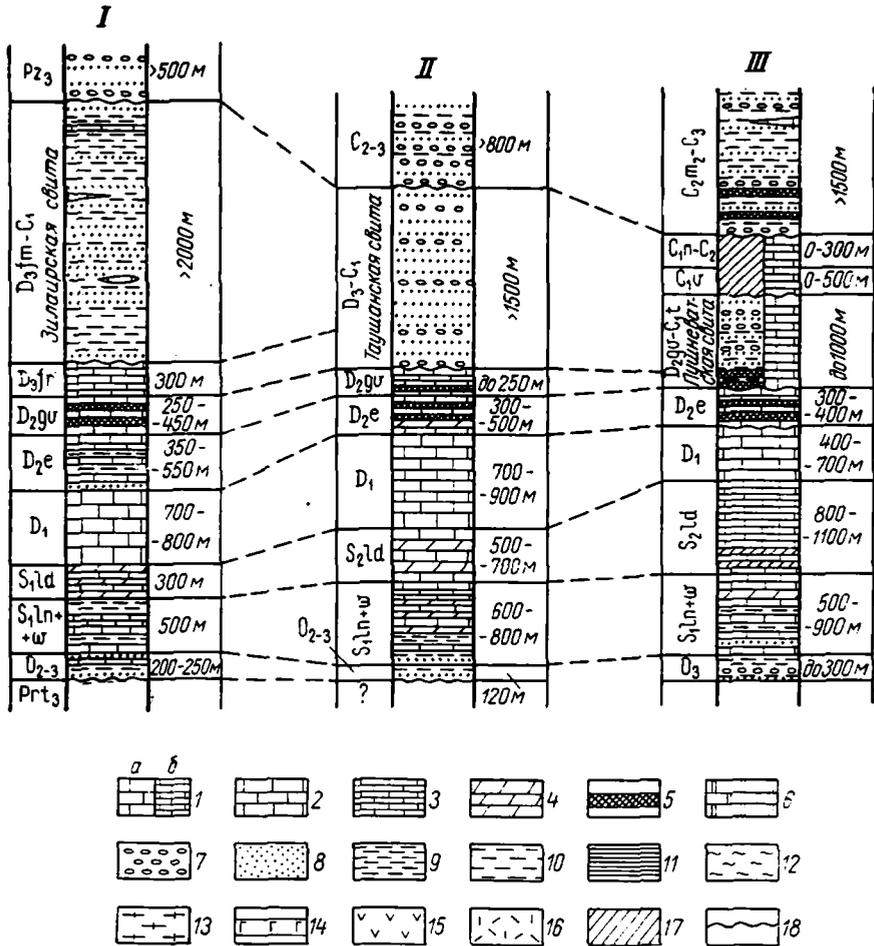


Рис. 66. Сопоставление разрезов многоэпизодных зон варисцид Урала и Тянь-Шаня

Разрезы: I — Бельско-Искейской подзоны Зилаирского синклиория Урала (по А. А. Абдулину, М. А. Касимову, К. А. Львову); Кульджуктау-Зеравшанского синклиория 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. Мухометову и А. С. Шаддидиеву)

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 — эффузивы основного и среднего состава; 16 — эффузивы кислого состава; 17 — перерывы в осадконакоплении; 18 — несогласное залегание

только в этом синклинии непрерывный разрез фаунистически охарактеризованных отложений ордовика, лландовери, венлока, лудлова и нижнего девона в центральной и восточной частях хр. Кульджуктау, в Зирабулакских 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, Зирабулак-Зиатдинские, Зеравшанский хребет). Более вулканогенным (в верхних частях) разрез становится только в Восточном Алае, где наблюдается резкий поворот структур Кульджуктау-Зеравшанского синклиния, сменяющих простирание с широтного на север-северо-западное, близкое к меридиональному.

Особое место в структуре синклиния занимают мощные толщи зеленокаменных метаморфических и кристаллических сланцев, которые, вероятно, аллохтонно надвинуты на верхние части миогеосинклинальных разрезов.

Для современной структуры Кульджуктау-Зеравшанского синклиния 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 синклиния, особенно в его западной части, широко развиты интрузии гранитоидных батолитов позднепалеозойского возраста. Наиболее крупный гранитный батолит — Гиссарский — залегает в основании Кульджуктау-Зеравшанского синклиния 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, Каратаг и Обизаранг.

По своей геомагнитной характеристике Кульджуктау-Зеравшанский синклиний несколько отличается от Тамдынско-Алайского: ему соответствует область спокойного пониженного магнитного поля (Аргутина и др., 1970). Это объясняется практической немагнитностью всего комплекса пород синклиния. Западное продолжение синклиния прослеживается, по геофизическим данным, до юго-восточных отрогов хр. Султан-Увайс и выклинивается несколько южнее хребта.

Флишево-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 варисцидских гранитоидов и метаморфических пород варисцидского 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 Нурагинского хребта, Карачатырского и Охненско-Талдыкского позднепалеозойских прогибов Южной Ферганы).

Наложённые (субсеквентные) вулканоплутонические 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, флишoidных 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 денудированные 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 эффузивных формаций в пределах вулканоплутонических 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 эффузивы 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, Каратаг, Обизаранг эффузивы 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) вице-намюр-башкирские эффузивы слагают формацию кварцевых кератофиров и их туфов, залегающую в виде пологого 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 оруденением) месторождения Урало-Монгольского пояса связаны с формациями субсеквентных вулканитов средне-позднедевонского и раннекаменноугольного возраста, развитыми в пределах зон вулканоплутонической активизации срединных массивов и рамы варисцидской геосинклинали (примерами таких зон могут служить, наряду с юго-западной частью Гиссарского хребта, Срединный Тянь-Шань, хр. Каратау, Рудный Алтай).

Не следует путать зоны наложенной вулканоплутонической активизации поздневарисцидского (D_2^2 — D_3 — C — P) времени с областями варисцидской 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 Байсуно-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 Байсуно-Гиссарской зоны, обрамляющей с севера Байсунский массив, характерны четкие положительные полосовые аномалии магнитного поля, позволяющие проследить западное продолжение тектонического шва, отделяющего область варисцидской складчатости от Байсунского массива; он прослеживается в запад-северо-западном направлении до долины Амударьи, проходит под ней в районе пос. Бибазар 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-Устьюртский разлом (северное ограничение Мангышлакского пермо-триасового авлакогена).

3. ВАРИСЦИДСКИЕ 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 геосинклиналильные отложения рифейского, вендского и кембрийского возраста. Обнажен в ядрах крупных антиклинорий — Башкирского и Уралтауского антиклинориев и, возможно, участвует в строении Урало-Тобольского антиклинория;

3) варисцидские геосинклиналильные комплексы:

А. Миогеосинклиналильный комплекс западного склона Урала (на Южном Урале — Бельско-Икской и отчасти Сакмарской подзон Зилаирского синклинория).

Б. Эвгеосинклиналильный комплекс восточного склона Урала — Тагило-Магнитогорского и Прииргизского синклинориев, отчасти Зауральского антиклинория и Кустанайской зоны;

4) варисцидский орогенетический 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 Валерьяновского краевого вулcano-плутонического пояса.

В пределах Южного Урала и Мугоджар обычно выделяют следующие главные тектонические зоны (с запада на восток):

1) Предуральский краевой прогиб;

2) Башкирский антиклинорий (выступ доордовикского основания);

3) Зилаирский синклинорий (миogeосинклинальная зона варисцид);

4) Уралтауский антиклинорий (выступ доордовикского основания);

5) Тагило-Магнитогорский синклинорий — Зеленокаменная зона Мугоджар (эвгеосинклинальная зона варисцид);

6) Урало-Тобольский антиклинорий — Мугоджарская геоантиклинальная зона;

7) Прииргизский (Брединско-Челябинский, Восточно-Уральский) синклинорий — эвгеосинклинальная зона варисцид;

8) Зауральский антиклинорий;

9) Кустанайский синклинорий (краевой вулcano-плутонический пояс?).

Предуральский краевой прогиб в западной части наложен на восточный край Европейской докембрийской платформы, а в восточной — на комплекс миogeосинклинальных отложений западного склона Урала. К югу прогиб расширяется, перекрывая южную оконечность Башкирского антиклинория, затем Зилаирский синклинорий и антиклинорий Уралтау и переходя в Южно-Уральский периклинальный прогиб, заполненный позднепалеозойским флишем, лагунно-морской и континентальной молассовыми формациями с редкими прослоями 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 смяты в линейные складки с пологими восточными и крутыми западными крыльями, осложненными разломами.

Башкирский антиклинорий представляет собой крупный горст-антиклинорий, косо секущий миogeосинклинальную 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 прослоями основных эффузивов (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 антиклинория 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 рапакви, спенитами и дайками габбро-диабазов.

Зилаирский синклинорий слагают отложения вариссийского миogeосинклинального 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 синклинория развиты два существенно различных типа разреза — западный, типично многоэосинклинальный бельско-икский карбонатно-терригенный разрез (см. рис. 66, I) и восточный сакмарский вулканогенно-терригенный разрез, местами надвинутый на бельско-икский*. Многоэосинклинальный бельско-икский разрез, как отмечали А. А. Абдулин, М. А. Қасымов и К. А. Львов, сходен по составу, последовательности накопления и мощностям слагающих его формаций с разрезом Кульджуктау-Зеравшанской многоэосинклинальной зоны Южного Тянь-Шаня (см. рис. 66). Его слагают терригенно-карбонатная формация ордовика — нижнего силура, согласно перекрывающий ее непрерывный карбонатный разрез от венлока до низов верхнего девона и залегающая трансгрессивно 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 грубо-обломочными 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 порфириды, их туфы и туфогенные породы. Мощность эффузивно-терригенного разреза ордовика — девона достигает 1,5—2,5 км, а карбонатно-кремнистой формации фамена — турне — 200—400 м.

Уралтауский антиклинорий (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 трансгрессивно перекрывают ордовикские туфогенно-терригенные и кремнистые толщи. Западная часть Уралтауского массива гнейсов и кристаллических сланцев полого надвинута на среднепалеозойский эффузивный разрез Зилаирского синклинория. На востоке Уралтауский антиклинорий ограничен цепью выходов габбро-периidotитовых массивов Кемпирсайского гипербазитового пояса, с которыми связано хромитовое и сульфидное медно-никель-кобальтовое оруденение. Южное продолжение полосы этих массивов, характеризующихся повышенной магнитностью, прослеживается по картам гравиметрических и магнитных аномалий в зону Южно-Эмбенского гравитационного максимума.

Тагило-Магнитогорский синклинорий (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 синклинория в фундаменте Северо-Западного Приаралья, четко фиксирующееся линейными положительными аномалиями магнитного поля, юго-западнее

* Исследования последних лет (Қамалетдинов, 1965; Қазақцева и др., 1971) показывают, что вулканогенно-терригенный разрез, включающий массивы гипербазитов (в частности, гипербазитовые массивы Крака на Южном Урале), образует в Зилаирском синклинории пологие аллохтонные перекрытия до 30 км и более в ширину, залегающие на автохтонном многоэосинклинальном бельско-икском разрезе.

Чушкакульских гор поворачивает на запад, обрамляет Прикаспийскую синеклизу и идет на соединение с северной частью Донецкого прогиба, не имея прямых связей со структурами Тянь-Шаня.

Урало-Тобольский антиклинорий сложен доордовикскими образованиями и ордовикско-среднепалеозойскими толщами. Здесь между ними не фиксируется четкого углового несогласия; многие геологи вообще оспаривают справедливость отнесения гнейсов и амфиболитов антиклинория к доордовикским образованиям и считают их глубоко метаморфизованными породами среднепалеозойского возраста. В восточной части антиклинория в Мугоджарах широко развиты выходы шебектинской свиты филлитов, серицит-хлоритовых сланцев, песчаников и кварцитов ордовикского(?) возраста, которую уральские геологи (Абдуллин и др., 1969) сопоставляют с султанунздагской свитой хр. Султан-Увайс и бесапанской свитой Кызылкумов. Шебектинскую свиту перекрывают известняки ащичилисайской свиты мощностью до 300 м, содержащие остатки наутилоидей и криноидей плохой сохранности (O₂-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 антиклинория (рис. 67); с разрезом Ауминза-Туркестан-

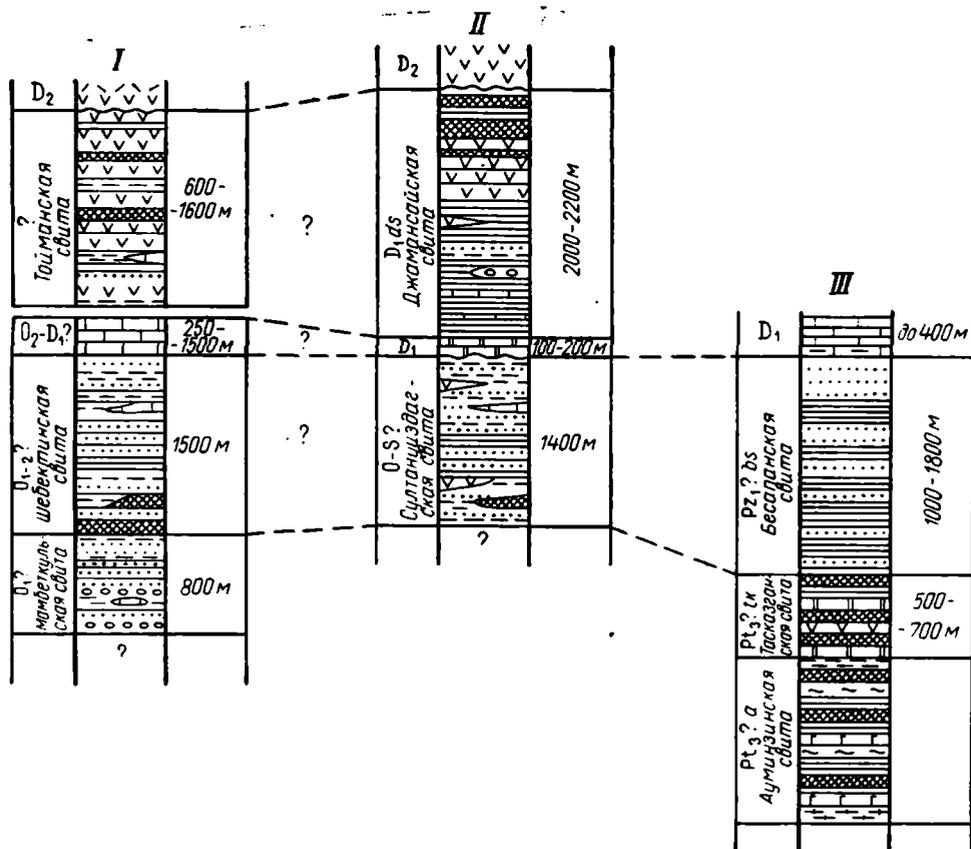


Рис. 67. Сопоставление разрезов зон геантиклинальных поднятий варисцид Урала и Тянь-Шаня

Разрезы: I — Урало-Тобольского антиклинория (по А. А. Абдулину, М. А. Касымову, К. А. Львову). II — Султанувайского антиклинория, III — Ауминза-Нуратинского антиклинория (по Ю. А. Лихачеву и др.). Условные обозначения см. на рис. 66

ского антиклинория он имеет меньшее сходство. В осевой части Урало-Тобольского антиклинория 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 антиклинория характерно широкое развитие многочисленных гранитных интрузий верхнепалеозойского возраста; большинство заполняющих его осадочных формаций испытало глубокий, хотя и неравномерный метаморфизм. В пределах антиклинория широко развиты гнейсы, мигматиты и кристаллические сланцы. Для антиклинория характерно слабо варьирующее магнитное поле преимущественно отрицательного знака, прослеживающееся в Северо-Западное Приаралье и сливающееся со спокойным отрицательным магнитным полем Северного Устья.

Прииргизский (Брединско-Челябинский) синклинорий представляет собой одну из наиболее сложно построенных и недостаточно обнаженных структур восточного склона Урала. Различные исследователи по-разному расчленив 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 антиклинории. 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 эффузивные и вулканогенно-терригенные среднепалеозойские разрезы с подчиненными прослоями известняков: силурийские эффузивы — диабазы, спилиты, базальты, порфириды с прослоями полимиктовых песчаников и черных граптолитовых сланцев (мощностью до 1000 м) и в особенности девонская и визе-намурская спилит-диабазовая и спилит-кератофировая формации, достигающие местами мощности 1,5—2 км и более (рис. 68, I). Наряду с эффузивными разрезами значительно распространены карбонатные образования девон-каменноугольного возраста, толщи ранневизейских и глинистых и углистых сланцев с прослоями 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 синклинориев (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 синклинория 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 простиранию зон аномалиями интенсивностью ст I до 3 мэ (Аргутина и др., 1970).

Зауральский антиклинорий почти полностью погребен под чехлом мезозой-кайнозойских отложений. В отличие от других антиклинорий зон Урала Зауральский антиклинорий сложен преимущественно терри-

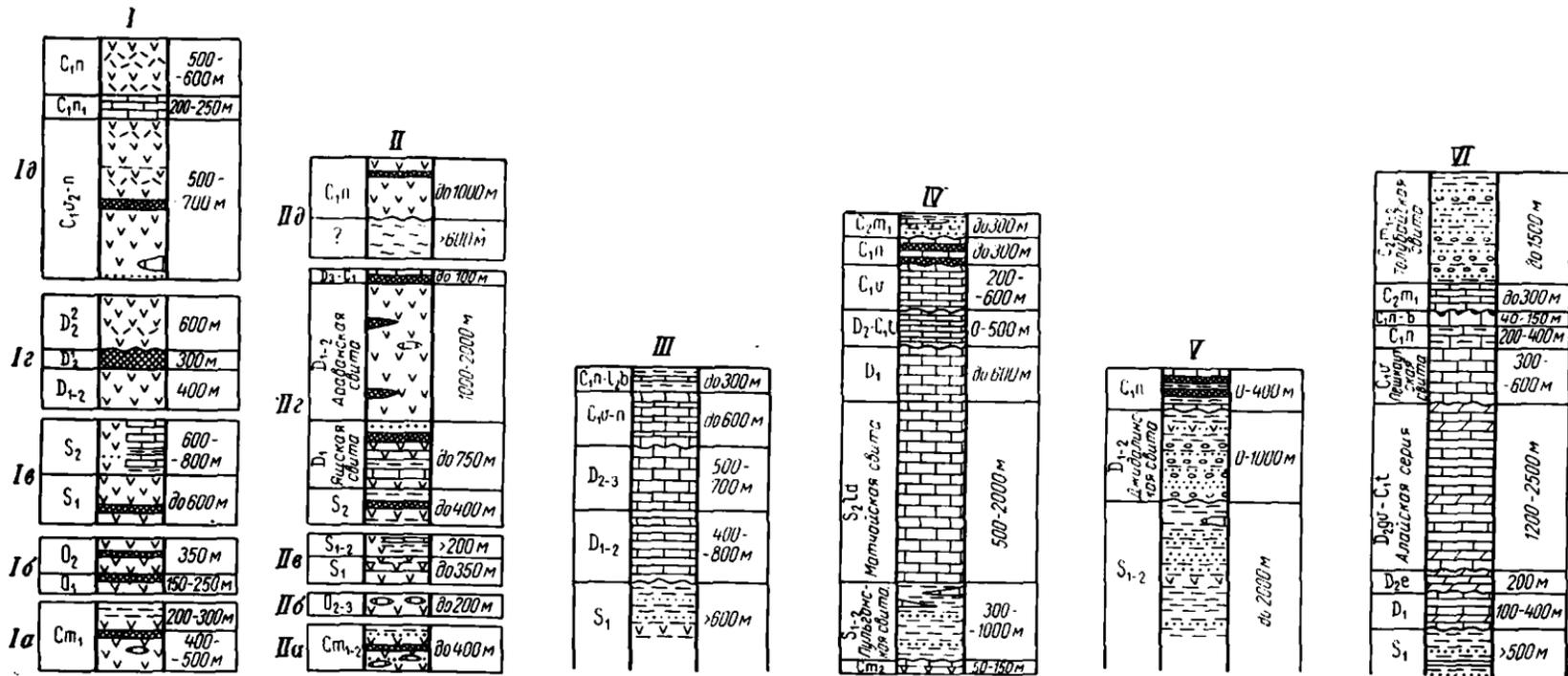


Рис. 68. Сопоставление вулканогенных разрезов эвгеосинклинальных зон варисцид Урала и Тянь-Шаня (Ia—д и IIa—д) и разрезов толщ, подстилающих эффузивный аллохтон в Южном Тянь-Шане (III—VI)

I — вулканогенные разрезы Восточно-Уральского синклинория: Ia — у пос. Шевченковский (по Н. Ф. Мамаеву), Ib — у пос. Варна (по Н. Ф. Мамаеву), Ic — у р. Багарак (по Н. Ф. Мамаеву), Id — у пос. Борисовка (по Е. А. Соколовой и Н. Ф. Мамаеву). II — вулканогенные разрезы эффузивного аллохтона Тамдынско-Алайского синклинория Южного Тянь-Шаня: IIa — кембрийские эффузивы южнее кол. Тюменбай, Тамдынский горный массив (часть разреза елемесачинской свиты Ш. Ш. Сабдуллова), IIб — ордовикские эффузивы гор Тобаберген, Букантау (по М. А. Ахмеджанову), IIв — силурийские эффузивы северного склона Северо-Нуратинского хребта (по Ю. А. Лихачеву, Э. В. Маловой, С. С. Шульцу мл.), IIг — яшечная и араваканская свиты по р. Киргизата, Южная Фергана (по Г. С. Поршнякову), IIд — тобарбергская свита (по К. К. Пятакову, А. К. Бухарию и др.). Разрезы нижних аллохтонных покровов Тамдынско-Алайского синклинория: III — Катрабашинского, 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 синклинория (по Г. С. Поршнякову) с нижнедевонскими и эйфельскими доломитами и известняками, развитыми только в Кизылкумском подтипе алайского разреза. Условные обозначения см. на рис. 66

теплыми 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 антиклинорий близок к Урало-Тобольскому. Для него характерно варьирующее магнитное поле преимущественно отрицательного знака с локальными положительными аномалиями над зонами разломов. Южное продолжение антиклинория прослеживается на юг через Аральское море в Юго-Восточное Приаралье и выклинивается на широте г. Чимбай.

Кустанайский синклинорий известен только по геофизическим и буровым данным и по редким обнажениям в бортах речных долин. Вдоль западного борта синклинория прослеживается Денисовская зона, в пределах которой на граптолитовых 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 эффузивов 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 синклинория прослеживается в фундаменте Туранской плиты в район Юго-Восточного Приаралья, где он сочленяется с Бельтау-Кураминским краевым вулcano-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 плутонов, Валерьяновская зона сложена формациями, по характеру близкими к формациям андезитовых вулканических поясов.

К каким же выводам можно прийти, сопоставляя характеристики главных 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 варисцидской 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-Икской и Кульджуктау-Зеравшанской многоэосинклинальных зон. Большое сходство наблюдается и между формациями Шейхджейлинского синклинория хр. Султан-Увайс и одновозрастными им толщами Магнитогорского синклинория, хотя по геофизическим данным Шейхджейлинский и Магнитогорский синклинории 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 молассаами, разделили эти горные системы. В мезозое уральская и тяньшаньская 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 простираения 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, продолжают в складчатом фундаменте разделяющей их Туранской плиты. Фундамент испытывал воздействие тех же тектонических напряжений и интенсивно дислоцирован. Глубинные дислокации фундамента предопределяли различные скорости осадконакопления 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-Каракумскую 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 вовлеченную в его прогибание. Глубина

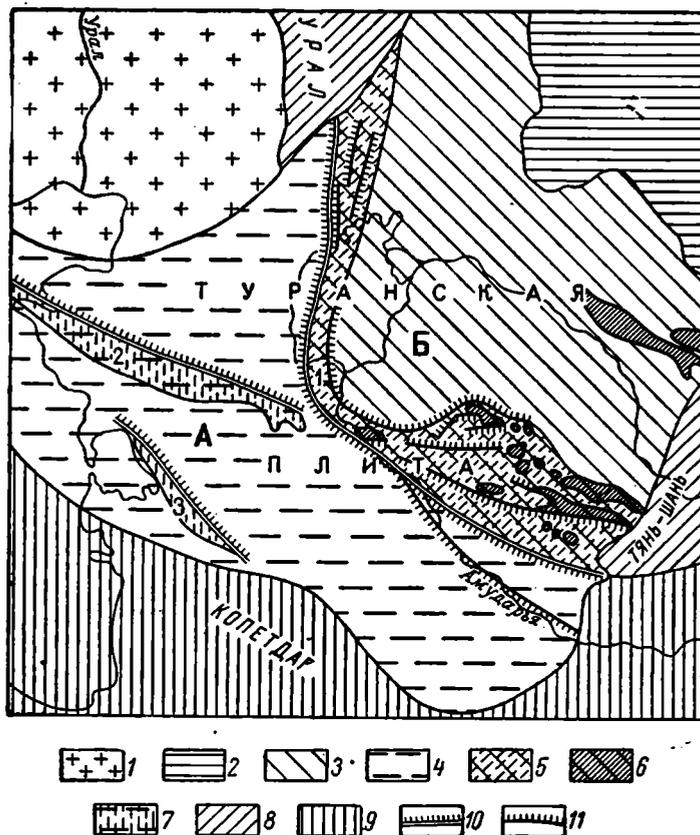


Рис. 69. Схема тектонического районирования Туранской плиты

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 — Арало-Кызылкумская система дислокаций. 6 — выходы палеозойского складчатого фундамента. 7 — Мангышлак-Айбугирская и Туркыкская системы дислокаций. Молодые орогенетические области: 8 — эпиплатформенные области интенсивных (Тянь-Шань) и слабых (Урал) орогенетических движений. 9 — эпигессинклинальные орогенетические области (Колетдаг) 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 — Арало-Кызылкумская, система дислокаций. 2 — Мангышлак-Айбугирская система дислокаций, 3 — Туркыкская 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 максим-

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 и 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 Чушкакульского 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. Яншиным (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 Жетыгоринского разломов (Тасаранская зона), Тобольского разлома (зона Малых Барсуков). Все три зоны на

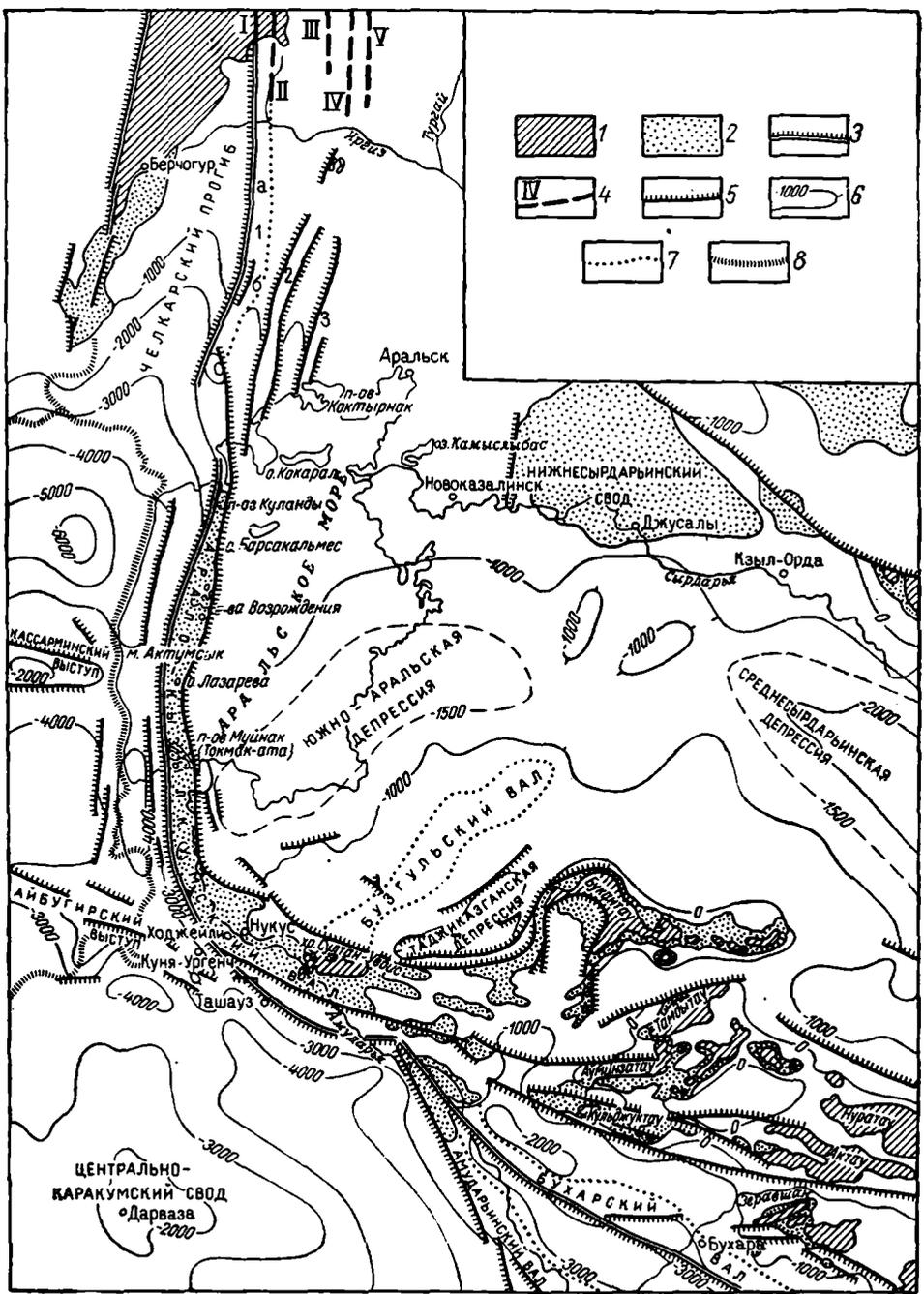


Рис. 70. Обзорная карта Арало-Кызылкумской системы дислокаций

1 — выходы на поверхность палеозойского складчатого фундамента; 2 — выходы на поверхность и под четвертичные наносы меловых отложений; 3 — разломы Арало-Кызылкумской шовной зоны (западная граница Тургайско-Кызылкумской поднятой части плиты); 4 — глубинные разломы фундамента Южного Урала; 1 — Карабутацкий, II — Иргизский, III — Карталинско-Бесабинский, IV — Джетыгоринский, V — Тобольский; 5 — разрывные нарушения, смешивающие поверхность фундамента; 6 — изогреты поверхности складчатого фундамента, проведенные через 1000 м; 7 — границы валообразных поднятий фундамента и пород платформенного чехла; 8 — чинки Устырта и Донгузтау. Антиклинальные зоны (валы) Прииргизской системы дислокаций: 1 — Куландская (северная часть Арало-Кызылкумского вала); а — Карачулакская, б — Кособинская антиклинали; 2 — Тасарпанская 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: Карачулакскую, 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 крутого 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 маастрихта, 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, протягивающийся 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 простираниями муйнакских меловых дислокаций. Впоследствии наличие таких простираний послужило одним из оснований предполагать наличие прямой связи п-ова Муйнак с дислокациями Кассарминской зоны антиклинальных поднятий и мыса Актумсук (Петрушевский, 1955). Однако результаты геологической съемки п-ова Муйнак, выполненный В. А. Кручининым и А. Н. Кручиной, показали, что Муйнакская антиклиналь является северным периклинальным окончанием крупной Тахтакаирской меридионально вытянутой антиклинальной структуры с полого ундулирующим шарниром, который погружается в районе п-ова Муйнак к северу. Запад-северо-западные простирания 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

простираются 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 воздымается 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 (поднятий 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 Тщebas и в других местах. Многие глыбы палеозойских пород, по-видимому, вымытые из глини 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 Кыылджар (Кубатау), холмы Борлытау, Кронтау, Токтепа, Ходжейли (Гяуркала), Кетменчи, Мысканата и Иланкыр, сложенные меловыми отложениями. К югу от оз. Ащиккуль и каменоломен в районе г. Нукуса выходы меловых пород становятся непрерывными. Представляя отчетливо выраженное в рельефе поднятие, они протягиваются по правому

берегу Амударьи, 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 тулона находится всюду на отметках выше (+) 75 м, отложения сенона и датского яруса отсутствуют и на туронских песках местами залегают лишь маломощная пачка устричников и фосфоритизированных галечников палеоцена, 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-Акчадарьинской 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 Сокуль, протягивается третья полоса поднятий, включающая холмы и гряды Каратау, Карашока, Каскатау, 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 Питнякской и Мешеклинской антиклиналей в среднем течении Амударьи протягиваются линейно вытянутые зоны поднятий кровли меловых пород, известные под названием Бухарского и Амударьинского (Дарганатинского) валов. Если три северные полосы поднятий продолжают 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 Таджикиказганская (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 Таджикиказганской депрессии, которая активно развивалась как крупный прогиб в неоген-антропогенную 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 вкост протирания) свидетельствуют о значительной роли плиоцен-антропогеновых движений в развитии Арало-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 Арало-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-эрозионная 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 простирание 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 прогибы, 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 возвышенности представляют собой гряды, вытянутые вдоль варисцийских глубинных разломов и зон разломов, омоложенных альпийскими движениями. Таковы Ирлирский глубинный разлом гор Букантау, Боздонский разлом Тамдынских гор, Каратауский и Шейхджейлинский 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 нашлапок на палеозойском цоколе водораздельных частей гор Тамдытау и хр. Султан-Увайс.

В главных, наиболее существенных чертах строения платформенные сооружения обычно все же наследуют варисийские структуры, хотя и в смягченной, сглаженной форме. Об этом свидетельствует сопоставление плана альпийских сооружений с картами аномалий магнитного и гравитационного полей, которые довольно точно отражают простирания структур фундамента. Весьма характерным примером такой унаследованности является хр. Султан-Увайс. Альпийская структура Арало-Кызылкумского вала повторяет поворот простираний, характерный для палеозойских толщ хребта, но, если простирания 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 простирания.

Анализ фаций меловых отложений хр. Султан-Увайс свидетельствует о том, что структурный план поднятий мелового этапа развития территории хребта резко отличался от палеозойского, но не совпадал и с современной его структурой, которая была образована движениями олигоценового и неоген-антропогенного времени.

Молодые тектонические движения (в особенности движения олигоценового и плиоцен-антропогенного 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 Тянь-шаньскому 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 антропогенные 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 Сарыкамьшской 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 среднеазнатских звеньях Урало-Оманского линеймента. 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. Апшеронский 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 Султануздага. «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., Фузайлов 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 Султануздага. 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 Амударьи 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. 3. М., изд-во «Наука», 1968.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. О докембрии Средней Азии. Вести. 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.

Бланкеннагель. Путевые записки о Хиве. Вести. ИРГО, ч. 22, СПб, 1858.

Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статья 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. СГПЖ, 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., Пяновская И. А., Пятков К. К. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала. Тр. «Главгеология» 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. Султануздага. 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 Султануздага и некоторых участков Кызылкумов. «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана», кн. 2, 1963.

Винокурова Е. Г., Жукова Е. А. Материалы к стратиграфии меловых отложений Султануздага. Тр. Уз. ГУ, сб. 1. М., 1960.

- Висьневский Я. С. Петрография основных и ультраосновных пород Султануиздага. Ташкент, изд-во «ФАН», 1940.
- Висьневский 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.
- Вольвовский 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-фациальных зонах и подзонах Тянь-Шаня. Тр. ВАГТ, вып. 4, 1958.
- Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугодждар. 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., Муравин 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-ртутного пояса. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6. Ташкент, 1961.
- Грамм М. Н. Об акчагыльских и апшеронских отложениях в низовьях р. Амударьи. 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 *Mediocytherideus 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. Амударьи. 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. 3-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. филнала 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. Амударьи. «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 Амударьи. Зап. ИРГО, т. IX, 1881.

Каханова Л. П., Соболева Р. П., Ковалева Н. П. О пограничных горизонтах верхнего мела и палеогена Султануиздага. Тр. ВСЕГБИ, 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 альпийских перидотитов 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., Госгеолтехиздат, 1963.

Князев В. Н., Соловьева 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.

Коган Н. А. Некоторые вопросы геоморфологического анализа хр. Султануиздаг и прилегающих к нему равнинных пространств. Тр. САГУ, вып. ХСІХ, геогр. науки, кн. 10, 1957.

Коган 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.

Кондаин 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 олигоценых 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., Баранов 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. Амударьи. Тр. СГПК, вып. 4, 1964.

Кунин Н. Я. Структурные особенности мезозой-кайнозойских отложений Южного Казахстана. «Геотектоника», 1965, № 3.

Куприн П. Н., Мирзаханов М. К. Новые данные о строении фундамента Южного Прикарабагэзья. 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 Амударьи. 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.

Мартьянова 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 верхнеэоценовых и олигоценых 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 «Туркпечать», 1926.

Наследов Б. П. 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.

Обонницкая Е. К. Споры-пыльцевые комплексы меловых отложений Кызылкумов и Приаралья. Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 3.

Огнев В. Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. В кн. «Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии». Ташкент, 1959.

Папителеев 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 геосинклипальных 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 сурьмяно-ртутного пояса. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6, 1961.

Поршняков Г. С. Герциниды Алая. Автореф. докт. дисс. Л., 1968.

Пэк А. В., Чураков А. Н. Султануиздаг. 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 Султануиздага. «Узбекский геологический журнал», 1966, № 1.

Северцев П. 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 нефтегазосности западных районов Средней Азии». М., Госгостехиздат, 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. Низовья Амударьи, 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 Арало-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. Султануиздаг 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.

Ямпов 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-сурьмяных рудных полей Южной Ферганы. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6, Ташкент, 1961.

Attar Faridu'd-din. Tadhkiratu'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 Kirgisensteppes nach Chiva. Beitr. zur Krnt. des Rus. Reich., XV, 1848.

Colloque sur le Crétacé inférieur, Lion, 1963.

Furon R. Geologie 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.

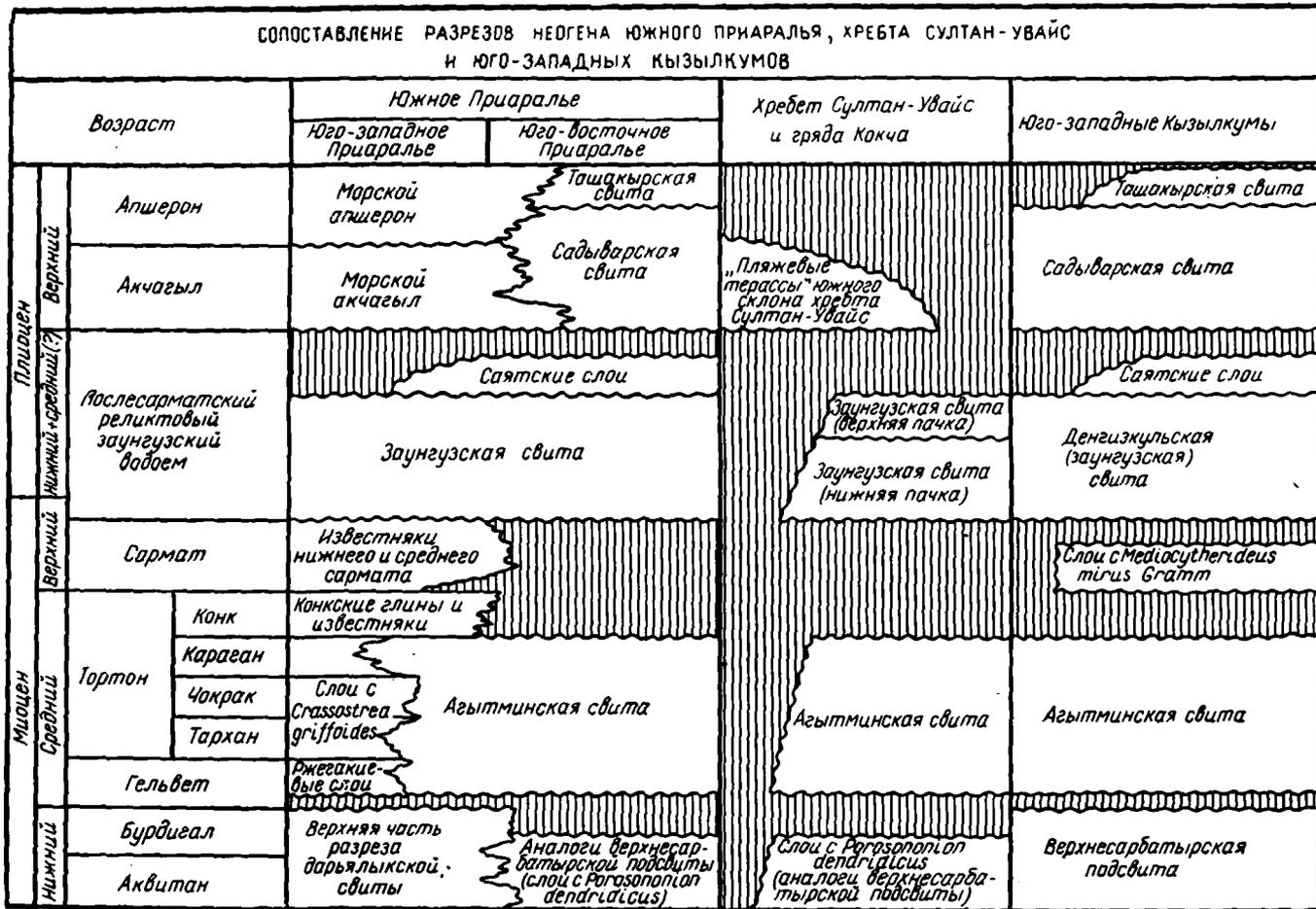
- Leuchs K. Geologische Untersuchungen im Chalyktau, Temurlytau, Dsungarischen Alatau. Abh. Bayer. Ak. Wiss. II Kl., v. 25, N 8, 1912.
- Meyendorff G. Voyage d'Orenbourg a Boukhara. Paris, 1826.
- Niemann A. Die Russische Expedition nach Chiva. Petermann. Mitt., 1873.
- Stille H. Über europäisch-zentralasiatische Gebirgszusammenhänge. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math. phys. Kl., 1928.
- Stille H. Der «subsequente» 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.

Сопоставление осадочно-метаморфических формаций, слагающих хребет Султан-Увайс

Тектонические блоки	Силурийская (?) система	Девонская система			Каменноугольная система
		нижний отдел	средний отдел	верхний отдел	нижний отдел (?)
Шейхджейлинский синклиорий			Шейхджейлинская свита (спилит-кератофировая формация)	Куянчикская свита мраморов	
Султанувайский антиклинорий	Султануздагская свита (терригенная формация)	Джамансайская свита (фтанитовая формация с прослоями диабазов)	Бешмазарская свита (формация туфогенных зеленокаменных сланцев)		
Менажатский синклиорий	Казанский аллохтон		Кахралсайская свита (терригенная формация)	Казансайская свита (терригенно-карбонатная шельфовая формация)	Ашенинтауская (андезит-дацитовая формация)
	Каратауский аллохтон		Каракудукская свита (формация амфиболитов и амфиболитизированных диабазов)		

Сопоставление плутонических комплексов хребта Султан-Увайс

Плутонические комплексы	Шейхджейлинский синклиорий	Султанувайский антиклинорий	Менажатский синклиорий
Комплексы формирующейся континентальной коры (Pz_3)	Кубатауский комплекс гранитов	Джамансайский комплекс граносенитов, 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 габброидов, габбро-мигматитов и габбро-амфиболитов



ОГЛАВЛЕНИЕ

	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 Заунгузский 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. Металлогения 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. Варисийские складчатые сооружения западной части Южного Тянь-Шаня (Кызылкумо-Алайская система варисцид)	164
3. Варисийские 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.</i> Сопоставление осадочно-метаморфических формаций, слагающих хребт Султан-Увайс	202
<i>Приложение 2.</i> Сопоставление plutонических комплексов хребта Султан-Увайс	203
<i>Приложение 3.</i> Сопоставление схем стратиграфического расчленения меловых и нижней части палеогеновых отложений хребта Султан-Увайс	204
<i>Приложение 4.</i> Схема сопоставления Приаральских и Кызылкумских разрезов палеогена со стратотипическим и парастратотипическим разрезами Крыма и Кавказа	(вкл.)
<i>Приложение 5.</i> Сопоставление разрезов неогена Южного Приаралья, хребта Султан-Увайс и Юго-Западных Кызылкумов	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 № 1 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.