

ГЕОЛОГИЯ
СССР

ТОМ
XXIV

ТАДЖИКСКАЯ
ССР
ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР



*Главный редактор
П. Я. Антропов*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1959

<http://jurassic.ru/>

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ ТАДЖИКСКОЙ ССР

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ XXIV

ТАДЖИКСКАЯ ССР

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

Редактор *А. П. Марковский*

Соредактор *Ю. А. Лихачев*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР

МОСКВА 1959

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
„ГЕОЛОГИИ СССР“

- | | |
|--|---|
| АБДУЛЛАЕВ Х. М. | ЛИВРОВИЧ Л. С. |
| АЛАДИНСКИЙ П. И. | ЛУНГЕРСТАУЗЕН Г. Ф. |
| АЛИЕВ М. М. | МАГАКЬЯН И. Г. |
| АМИРАСЛАНОВ А. А. | МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора) |
| АНТРОПОВ П. Я.
(главный редактор) | МАРИНОВ Н. А. |
| АСЛАНЯН А. Т. | МАРКОВСКИЙ А. П. |
| АССОВСКИЙ А. Н. | МИРЛИН Г. А. |
| БАКИРОВ А. А. | МИРЧИНК М. Ф. |
| БЕЛЕВЦЕВ Я. Н. | НАЛИВКИН Д. В. |
| БЕЛОУСОВ В. В. | НЕДЗВЕЦКИЙ А. П. |
| БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.
(зам. главного редактора) | НИКИТИН П. М. |
| БЕТЕХТИН А. Г. | НИКОЛАЕВ В. А.
(зам. главного редактора) |
| БОГДАНОВ А. А. | ПЛАФФЕНГОЛЬЦ К. Н. |
| БОГАТЫРЕВ А. С. | САКС В. Н. |
| ВАСЬКОВСКИЙ А. П. | САТПАЕВ К. И. |
| ВЕБЕР В. В. | СЕМЕНЕНКО Н. П. |
| ГОЛУБИН В. Н. | <u>СИНИЦЫН Н. М.</u> |
| ДЖАНЕЛИДЗЕ А. И. | СНЯТКОВ Л. А. |
| ДРАБКИН И. Е. | СТРАХОВ Н. М. |
| ЕРШОВ В. А. | ТАТАРИНОВ П. М. |
| ЗАЙЦЕВ И. К. | ТЫЖНОВ А. В. |
| КЕРЕСЕЛИДЗЕ К. Г. | ФЕДЫНСКИЙ В. В. |
| КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С. | ШАТСКИЙ Н. С. |
| КРЕЙТТЕР В. М. | ШЛЫГИН Е. Д. |
| КРАСНИКОВ В. И.
(зам. главного редактора) | ЩЕРБАКОВ С. А. |
| КУЗЬМЕНКО В. И. | ЯНШИН А. Л. |
| | ЯРМОЛЮК В. А. |



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



ПРЕДИСЛОВИЕ

Таджикистан за годы Советской власти превратился в цветущую Советскую Социалистическую Республику. Огромные успехи достигнуты во всех областях народного хозяйства и культурного строительства. Бурными темпами развилась промышленность, охватившая разнообразные отрасли и, в частности, горное дело. Возникли крупные горные предприятия по разработке различных полезных ископаемых, в том числе полиметаллов, редких металлов, золота, разнообразных нерудных полезных ископаемых, каменных углей, нефти, строительных материалов.

Создание горной промышленности в Таджикской ССР явилось возможным в результате достигнутых успехов в деле изучения недр Республики. После Великой Октябрьской Социалистической революции на территории Таджикской ССР были проведены многочисленные и разнообразные геологические исследования, в результате которых найдены и изучены многие месторождения различных полезных ископаемых, установлены значительные перспективы минерально-сырьевых ресурсов Республики, выявлены особенности сложного геологического строения этой части СССР, накоплены обширные материалы по геологии страны, по геологии месторождений, а также по отдельным геологическим вопросам, имеющим важное практическое и теоретическое значение.

Для дальнейшего успешного изучения горных богатств Таджикской ССР важно подвести итог проделанным работам, свести и обобщить накопленные материалы, установить возможные перспективы расширения минерально-сырьевых ресурсов Республики и наметить пути реализации этих возможностей.

Этим задачам и подчинено содержание тома.

К составлению XXIV тома было привлечено большое число специалистов по геологии и полезным ископаемым Таджикской ССР. В написании тома приняли участие: Х. М. Абдуллаев, Г. И. Алесин, Л. Н. Афиногенова, Б. А. Бедер, Н. Н. Бобкова, М. И. Брик, А. Р. Бурачек, А. О. Буторин, Н. П. Васильковский, В. И. Верхов, П. Д. Виноградов, М. Н. Воскресенская, Г. П. Горшков, А. В. Григорьев, Я. А. Губайдулин, А. Е. Довжиков, В. С. Домарев, Н. П. Ермаков, З. А. Иоффе, Ш. К. Кабилов, А. Қ. Қадушқин, Е. Д. Карпова, С. И. Клунников, Л. П. Коннов, А. Б. Коровкин, Н. А. Лисицина, Ю. А. Лихачев, А. П. Марковский, В. Р. Мартышев, В. А. Маслеников, Н. Қ. Морозенко, Н. С. Мудрогина, Р. А. Мусин, П. В. Мышкин, Д. В. Наливкин, А. П. Недзвецкий, В. А. Николаев, С. Қ. Овчинников, П. А. Панкратов, А. В. Плеско, В. П. Пнев, Н. Ф. Покровский, А. В. Рабинович, М. И. Рабкин, Д. П. Резвой, О. И. Сергунькова, Т. А. Сикстель, С. Н. Симаков, В. И. Солун, Ю. В. Станкевич, А. Т. Тарасенко, В. П. Тихонов, И. И. Трофимов,

Н. П. Туаев, С. А. Тхоржевский, Л. К. Тюрин, П. К. Чихачев, П. П. Чуенко, И. Д. Чумаков, Н. В. Шабаров, Б. В. Яскович.

Авторы ставили своей задачей дать возможность читателю познакомиться с геологическим строением как всей территории Таджикской ССР в целом, так и ее отдельных основных районов. Различная степень геологической изученности Таджикской ССР, разнообразие ее геологического строения, естественно, отразились на изложении материалов. Имеющиеся некоторые расхождения у авторов по тому или иному геологическому вопросу также связаны с недостаточной полнотой геологической изученности описываемой территории.

К тому прилагается геологическая карта территории Таджикской ССР масштаба 1 : 1 000 000 (прилож. 1) и обзорная геологическая карта территории Республики и прилегающих областей соседних среднеазиатских республик масштаба 1 : 2 500 000 (прилож. 2).

Суммируя материалы проведенных работ и намечая пути дальнейших исследований, коллектив авторов XXIV тома стремился создать необходимые предпосылки для дальнейшего успешного изучения и освоения недр Таджикской Советской Социалистической Республики.

ВВЕДЕНИЕ

Таджикская ССР расположена на южной окраине Советской Средней Азии между $36^{\circ}38'$ и $41^{\circ}60'$ с. ш. и $67^{\circ}31'$ и $75^{\circ}14'$ в. д. (рис. 1). На западе и северо-западе территория Таджикской ССР граничит с Узбекской ССР, на севере (в восточной части) — с Киргизской ССР, на вос-

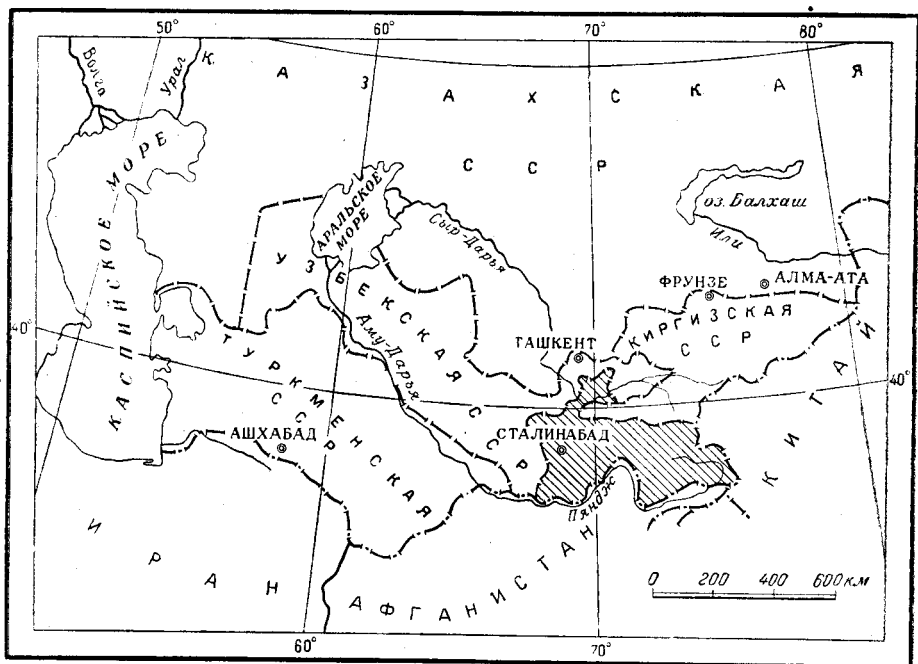


Рис. 1. Схема расположения территории Таджикской ССР (заштриховано)

токе — с Китаем и на юге — с Афганистаном. Площадь Таджикской ССР равна примерно $142\,000\text{ км}^2$. Она вытянута с запада на восток и сильно сужена в средней части. Границы Республики имеют сложные очертания.

В административном отношении территория Таджикской ССР делится на Ленинадскую область, Горно-Бадахшанскую автономную область и ряд районов непосредственного подчинения республиканским органам. Наиболее крупными городами являются Сталинабад (столица) и Ленинабад. Центром Горно-Бадахшанской автономной области является г. Хорог (рис. 2).

Таджикская ССР представляет собой типичную горную страну, высоко поднятую над уровнем океана (приложение 3). Она характери-

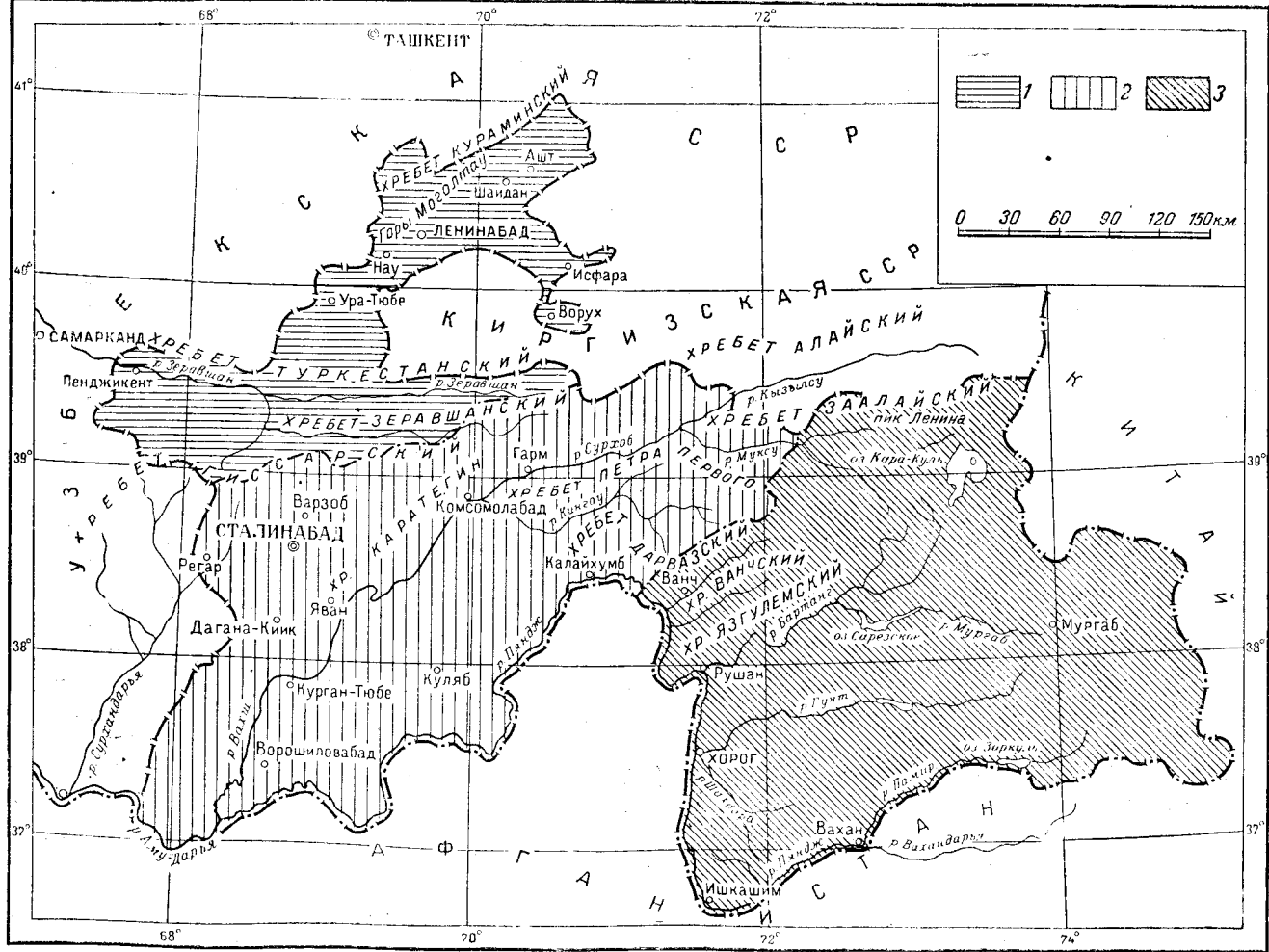


Рис. 2. Схема административного деления Таджикской ССР

1—Ленинабадская область; 2—районы непосредственного подчинения республиканским органам; 3—автономная Горно-Бадахшанская область

зуется большим контрастом высот и является частью пояса высоких нагорий Азии. По средней высоте Таджикистан — одна из наиболее возвышенных частей СССР. Здесь находятся высочайшие в СССР вершины, достигающие более 7 км (пик Ленина, пик Сталина), и протягиваются мощные горные хребты Южного Тянь-Шаня, Алайской системы и Памира. Многочисленные реки относятся к бассейнам Сыр-Дарьи, Аму-Дарьи, Зеравшана и Тарима.

ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ ТАДЖИКСКОЙ ССР

Геологическое строение территории Таджикской ССР отличается большой сложностью и разнообразием. Недра Таджикистана, являющегося частью сложноскладчатого пояса Азии, богаты различными полезными ископаемыми. В пределах республики находится интереснейший в мире геологический узел, где в сложнейших взаимоотношениях соприкасаются структуры Тянь-Шаня, Алтая, Памира, Куэнь-Луня, Гиндукуша и Каракорума.

История геологического развития различных частей территории Центральной Азии неодинакова. В связи с этим на территории Таджикистана выделяется ряд районов, характеризующихся своими особенностями геологического строения и комплексами полезных ископаемых (приложение 1):

1. Северный Таджикистан — Кураминский хребет и Моголтау.
2. Северо-Восточный Таджикистан — западная часть Ферганской депрессии.
3. Центральный Таджикистан — горные сооружения Алайской системы.
4. Юго-Западный Таджикистан — Южно-Таджикская депрессия.
5. Юго-Восточный Таджикистан — Памир и Дарваз.

Изложение материалов по геологии Таджикистана в томе располагается в соответствии с этим делением. Ниже дается краткая характеристика особенностей геологического строения перечисленных районов.

Северный Таджикистан. Территория Северного Таджикистана сложена разнообразными по литологическому составу палеозойскими отложениями геосинклинального типа и различными магматическими образованиями; определенные триас и юра отсутствуют; меловые и третичные отложения встречены лишь в виде нескольких ничтожных по размерам выходов.

Разрез палеозоя начинается мощными сильно метаморфизованными древними толщами условно кембро-ордовикского возраста. С резким угловым несогласием на них залегают однообразные карбонатные толщи среднего палеозоя со среднедевонскими песчаниками и конгломератами в основании. Характерной особенностью геологии Северного Таджикистана является широкое распространение обломочных осадочных накоплений и особенно мощных и разнообразных вулканогенных образований верхнего палеозоя.

Встречающиеся здесь отложения верхнего мела и палеогена имеют незначительную (несколько десятков метров) мощность; по своему литологическому составу они очень разнообразны.

Сложноскладчатое строение палеозоя Северного Таджикистана обусловлено каледонскими и особенно варисскими движениями земной коры. Характерно для этой части Таджикистана постоянное залегание среднедевонских отложений на более древних толщах с угловым несогла-

сием. Несколько угловых несогласий и перерывов наблюдается в верхнем палеозое. Последний отделяется от среднего палеозоя (нижний карбон) резким угловым несогласием и перерывом. Для структур палеозоя характерно северо-восточное простирание на северо-востоке, на юго-западе оно изменяется на широтное, еще западнее — на северо-западное. Проявления киммерийских движений здесь не установлены; альпийские движения выразились главным образом в образовании серии разрывов, деформировавших внутреннюю структуру палеозоя.

Для Северного Таджикистана характерна чрезвычайно напряженная вулканическая деятельность в палеозое. Магматические образования составляют почти 85% всей площади этой части Таджикистана. Известны каледонские, додевонские интрузии. Широко развиты и очень разнообразны по составу и возрасту верхнепалеозойские интрузивные и эффузивные породы. Проявления киммерийского вулканизма не доказаны, альпийского — отсутствуют. С магматическими породами Северного Таджикистана связаны многочисленные и разнообразные полезные ископаемые.

Северо-Восточный Таджикистан. Сюда относится западная часть Ферганской долины, расположенная между Кураминским хребтом и Моголтау на севере и предгорьями Туркестанского хребта на юге. Таким образом, в пределы Северо-Восточного Таджикистана входит Присырдарьинская долина, горы Акбель — Акчоп и равнины, окаймляющие предгорья Кураминского и Туркестанского хребтов. Эта территория Таджикистана представляет собой часть альпийской депрессии — Ферганской впадины, расположенной между хребтами собственно Тянь-Шаня на севере и Алайской системы на юге.

Территория Северо-Восточного Таджикистана сложена исключительно кайнозойскими отложениями. Преимущественное развитие имеют разнообразные по составу, генезису и времени образования континентальные четвертичные отложения. Континентальные и лагунно-континентальные верхнетретичные образования наиболее полно представлены в горах Акбель — Акчоп. Более древние осадочные отложения и магматические породы не обнажаются; только южнее по границе с Центральным Таджикистаном выходят меловые, юрские и местами палеозойские отложения.

Строение этой территории обусловлено альпийскими движениями. Характерна структура пологого синклинального прогиба, осложненного в горах Акбель — Акчоп несколькими сжатыми складками с разрывами. Здесь отмечаются элементы диапирового строения. Обращает на себя внимание довольно сложная дислоцированность толщ, относимых к древнетретичному возрасту. Из нерудных полезных ископаемых наиболее распространены месторождения соли и строительных материалов. В Южной Фергане важное значение имеют месторождения нефти и угля.

Центральный Таджикистан. Это обширная область, куда входят значительной своей частью мощные сооружения Алайской системы — хребты Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский. Она является частью сложного альпийского складчатого поднятия, ограниченного на севере Ферганской, на юге — Южно-Таджикской депрессиями. Этот единый по общим чертам геологического строения район может быть разделен на несколько зон, обладающих некоторыми, им только присущими, особенностями.

Преобладающее развитие в Центральном Таджикистане имеют палеозойские образования; мезозойские и третичные отложения слагают отдельные сравнительно небольшие площади.

Разрез палеозоя характеризуется наличием содержащих многочисленные остатки ископаемых организмов мощных толщ геосинклинального характера от нижнего кембрия до перми включительно. Широко развиты разнообразные по литологическому составу отложения силура и девона, слагающие в средней части Центрального Таджикистана большие площади.

Разрез среднего палеозоя отличается большой сложностью, неоднородностью в деталях, при общем преобладании карбонатных толщ. Во многих местах мощные массивы сложены однородными известняками. Наряду с этим имеются разрезы, где карбонатные породы среднего палеозоя переслаиваются с песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами. Наблюдаются несогласия и перерывы между силуром и средним девонem, на границе нижнего карбона с более древними толщами, между отдельными толщами карбона и т. д.

Разрез верхнего палеозоя характеризуется преобладанием обломочных образований. Отложения верхнего палеозоя главным образом развиты на северных склонах Туркестанского хребта и на южных склонах Гиссарского хребта, довольно значительные выходы их наблюдаются в крупных синклинальных структурах западной части Зеравшанской и Гиссарской областей. Для верхнего палеозоя южного склона Гиссарского хребта характерна насыщенность эффузивами основного и кислого состава.

Мезозойские и третичные отложения резко отличаются от палеозоя. Отложения триаса и юры представлены континентальными фациями. Они слагают характерную, сравнительно небольшой мощности толщу с горизонтами угля и углистых сланцев. Разрез меловых отложений характеризуется большим разнообразием. В направлении с севера на юг увеличивается их мощность, они становятся более разнообразными, появляются морские фации нижнего мела. Увеличивается к югу и мощность палеогеновых отложений, представленных различными горизонтами, типичными для юго-востока Средней Азии. Неогеновые отложения встречаются редко, в отдельных депрессиях.

Сложноскладчатое строение территории Центрального Таджикистана обязано мощным движениям земной коры, главным образом варисского и альпийского времени; меньшую роль играли каледонские и киммерийские движения. Каледонские движения неоднократно проявлялись на территории Центрального Таджикистана, на что указывают перерывы между кембрием и силуром, перерывы и местами несогласия в силуре, залегание среднего девона непосредственно на силуре и т. д. Характер структур, созданных этими движениями, остается пока неясным. Чрезвычайно напряженные варисские движения создали сложноскладчатую структуру палеозоя. Эти движения были значительно растянуты во времени. Начавшись в преднижнекарбонное время (залегание нижнего карбона местами с угловым несогласием на толще девона), они имели место в нижнем карбоне (несогласие между нижним и средним карбоном) и неоднократно повторялись в верхнем палеозое (ряд несогласий в верхнем палеозое). Структуры, созданные варисскими движениями, характеризуются большой сложностью; наблюдаются изоклинальные, веерообразные складки, усложненные многочисленными разрывами. На сильно смятых и метаморфизованных толщах с резким угловым несогласием залегают мезозойские отложения.

Отчетливы проявления киммерийских движений. В результате этих движений триасовые и юрские отложения были изогнуты в пологие

складки. Триас, юра и нижний мел разделены небольшими, но отчетливо наблюдаемыми в ряде мест угловыми несогласиями.

Альпийские движения смяли в крутые и местами сложные складки мезозойские и третичные отложения и усложнили структуру палеозоя. Широко развиты надвиги.

Вулканическая деятельность начинается в силуре (основные эффузивы, основные малые интрузии). Наиболее характерна напряженная вулканическая деятельность для второй половины палеозоя, проявляющаяся неоднократно, в частности в преднижнекарбовое (верхнедевонское) время, в нижнем и среднем карбоне и особенно в перми. Пространственно проявления верхнепалеозойского вулканизма сконцентрированы в южной части района, в Гиссарском хребте. Существенной особенностью состава магматических образований является наличие щелочных пород, встречающихся во многих пунктах Центрального Таджикистана. Проявления киммерийского и альпийского вулканизма в пределах Центрального Таджикистана не установлены.

Для строения территории Центрального Таджикистана в целом характерна альпийская, сложная, с серией надвигов, веерообразная антиклинальная структура, образовавшаяся в результате смятия мезозойских и третичных отложений и деформации веерообразной варисской антиклинальной структуры. Общей особенностью альпийского структурного плана является следующее: на востоке структуры усложняются, оси складок вздымаются и сближаются; на западе складки упрощаются, оси погружаются, расходятся, складки местами замыкаются. Расхождение, разветвление (виргация) структурных элементов с востока на запад наблюдается и в плане варисских структур. Отмечается общность основного плана варисских и альпийских структур.

В пределах Центрального Таджикистана, как отмечалось выше, можно выделить несколько зон, обладающих, помимо общих для всего района черт геологического строения, особенностями, только им присущими.

Центральный Таджикистан — район с очень разнообразным комплексом полезных ископаемых, закономерно распределяющихся по отдельным зонам (редкие металлы, оптическое сырье, плавиковый шпат, ископаемые угли и др.).

Юго-Западный Таджикистан. Сюда относится депрессия сложно-синклинального строения, расположенная между мощными сложными антиклинальными поднятиями — хребтами Алайской системы и Памира — Дарваза, переходящая на северо-востоке в хребты центральной части Кашгар-Таджикистанского мезо-кайнозойского складчатого пояса (хребты Петра Первого, Заалайский).

Эта часть территории Таджикистана сложена исключительно мезозойскими и кайнозойскими отложениями, заполнявшими с начала мезозоя область прогиба между поднятиями палеозойских массивов. Имеющиеся здесь триасовые, юрские, меловые и третичные отложения, характеризующиеся разнообразием фаций, достигают значительной мощности. Отмечается наличие морских горизонтов юры и нижнего мела. Неогеновые отложения достигают очень большой мощности, особенно у подножий Дарваза и Гиссарского хребта.

Структурные особенности района обусловлены альпийскими движениями. Характерным является наличие на фоне общего синклинального строения сложноскладчатых поднятий в средней части в виде системы складок, расходящихся, упрощающихся и затухающих на юго-западе,

сходящихся, сжимающихся и усложняющихся на северо-востоке. На северо-западе и на северо-востоке наблюдаются синклинальные прогибы второго порядка, заполненные мощными неогеновыми отложениями. По особенностям строения в описываемом районе выделяется несколько зон.

Юго-Западный Таджикистан — область широкого развития разнообразных нерудных полезных ископаемых. Важное значение имеют месторождения ископаемых углей, горючих сланцев и каменной соли, многочисленны месторождения строительных материалов, известны также месторождения стронция. Имеются предпосылки обнаружения месторождений нефти и газа.

Из рудных полезных ископаемых существенное значение имеет золото.

Юго-Восточный Таджикистан (хребты Памира и Дарваза). Это — область, обладающая очень сложным и неоднородным геологическим строением. Юго-восточная часть территории Памира, характеризующаяся развитием мощных морских верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложений, относится к мезозойскому геосинклинальному поясу Евразии. Остальная территория принадлежит к варисской геосинклинальной области с характерной для юго-востока Таджикистана особенностью палеозойского разреза — наличием морских фаций в перми.

Характерны зоны местных прогибов, заполненные меловыми и третичными отложениями.

Особенностью геологии юго-западной части Памира является наличие мощных метаморфических толщ, насыщенных многочисленными интрузивными и жильными телами.

В пределах Юго-Восточного Таджикистана, в свою очередь, выделяется ряд районов: Северный Памир и Дарваз, Центральный Памир и Южный или Юго-Западный Памир.

Северный Памир — Каракульский и Ранкульский районы, Зулумарт, верховья Муксу, хребты Дарвазский и Ванчский. Среди развитых здесь отложений преобладают нижне- и среднепалеозойские. Довольно значительные площади сложены верхним палеозоем. Мезозойские и третичные отложения окаймляют палеозойские массивы на севере, среди палеозоя они встречаются спорадически в виде небольших пятен и узких полос.

Для палеозойских отложений Северного Памира характерны большая мощность, разнообразие фаций, наличие многочисленных фаунистически охарактеризованных горизонтов, сильная метаморфизация. Это типичные геосинклинальные осадки. Северный Памир является частью палеозойской геосинклинальной области Азии. Отмечается большое сходство развитых здесь отложений с палеозойскими, особенно с среднепалеозойскими отложениями Алая и Южного Тянь-Шаня.

Триас представлен континентальными образованиями, за исключением Дарваза (на границе с Юго-Западным Таджикистаном), где известен морской нижний триас. Юра, имеющаяся только по северной и южной окраинам палеозойских массивов Северного Памира, на севере представлена континентальными отложениями, на юге, на границе с Центральным Памиром, наблюдаются горизонты лагунно-континентальных и морских юрских осадков. Меловые отложения представлены континентальной красноцветной толщей нижнего мела и пестрыми по литологическому составу морскими и лагунно-континентальными отложениями

верхнего мела. Палеоген и неоген континентального происхождения, сюда относятся песчаники и конгломераты небольшой мощности. Стадия геосинклинального накопления в этой части Памира закончилась в верхнем палеозое.

Сложноскладчатое строение палеозоя Северного Памира обязано варисской складчатости. Движения каледонского времени установлены, но характер их неясен. Отчетливы киммерийские движения. Проявления альпийских (третичных) движений неодинаковы. Наряду с сложными структурами отдельных довольно ограниченных зон, наблюдается и очень простое тектоническое строение районов развития мезозойских и третичных отложений.

Разновозрастные магматические породы относятся главным образом к варисскому вулканизму. Характер и значение киммерийского вулканизма пока точно не установлены. Известны проявления альпийского вулканизма среди меловых отложений.

Для Северного Памира характерна структура альпийского антиклинального поднятия — веерообразного антиклинория дугообразного простираения с многочисленными разрывами, главным образом крутыми надвигами. Это поднятие ограничено на севере (Заалайский хребет) и на юге (Акбайтал—Танымас—Язгулем) зонами сложного синклинального строения. Внутренняя структура палеозоя, слагающего ядро этого поднятия, обязана в основном варисской складчатости и характеризуется большой сложностью. Выделяется несколько крупных, сильно деформированных разрывами синклинальных и антиклинальных складок с общим дугообразным простираением слагающих их толщ. Устанавливается общность плана варисских и альпийских структур.

Из полезных ископаемых можно отметить золото, редкие металлы, оптическое сырье.

Центральный Памир — хребты Язгулемский, Базардаринский, бассейны рек Аксу, Мургаб, Бартанг. Для этого района характерно широкое развитие мощных нижнемезозойских и верхнепалеозойских отложений геосинклинального типа, а также наличие разнообразных по литологическому составу морских пермских, триасовых и юрских отложений. Имеется связанный с известняками юры морской неоким. Верхнемеловые и третичные отложения имеют ограниченное развитие. Стадия геосинклинального осадконакопления закончилась здесь в верхней юре — начале нижнего мела.

Тектоническое строение обусловлено киммерийскими движениями. Альпийские структуры в пределах большей части территории довольно простые. Отмечаются отдельные зоны сложного строения. Магматические породы относятся главным образом к киммерийскому вулканизму. Установлены интрузии в нижнемеловых отложениях.

Рассматриваемая территория Памира представляет собой сложную синклинальную структуру, распадающуюся на серию складок второго порядка, усложненных многочисленными довольно крутыми надвигами, направленными и с юга, и с севера.

Полезные ископаемые — цветные и редкие металлы, нерудные, оптическое сырье.

Южный Памир — бассейны рек Гунт и Шахдара, Памирский хребет, склоны Ваханского хребта. Этот район сложен метаморфическими толщами не установленного, предположительно докембрийского возраста, с многочисленными и разнообразными по составу интрузиями и жилами различного возраста.

Складчатое строение кристаллической серии Юго-Западного Памира, для которого также намечается структура веерообразного антиклинория, обязано движениям, время которых точно не установлено, во всяком случае до средней юры и неогена. Рыхлые, почти не измененные неогеновые отложения залегают на кристаллической серии с резким угловым несогласием; они слегка изогнуты, разбиты разрывами и подняты на различные высоты.

Главнейшие полезные ископаемые — драгоценные и поделочные камни, тальк, флогопит.

Таким образом, территория Таджикской ССР имеет неоднородное геологическое строение. Она находится в пределах следующих основных геотектонических областей. Южная часть Памира относится к мезозойскому геосинклинальному поясу Евразии с характерной для этой территории Памира особенностью — прекращением геосинклинального осадконакопления в верхней юре — низах нижнего мела. Остальная часть территории Таджикистана, включая северную половину Памира, принадлежит к геосинклинальной палеозойской области с характерной для нее варисской складчатостью. В пределах этой области возникли в различных условиях местные зоны мезозойского и третичного осадконакопления большей или меньшей мощности с последующим формированием здесь более или менее сложных складчатых зон. Северный Таджикистан (Куряминский хребет и Моголтау) входит в пределы переходной области к северным районам Тянь-Шаня с их отчетливо выраженными каледонскими структурами. Границы между отдельными геологическими районами и зонами территории Таджикистана условны.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

История геологического изучения территории Таджикской ССР тесно связана с историей изучения всей Средней Азии. До XIX столетия о геологическом строении и горных богатствах Средней Азии (Туркестана), включая и территорию современного Таджикистана, имелись очень скудные сведения.

Наиболее достоверные данные, относящиеся к первой половине прошлого столетия, были получены в результате работ русских исследователей. Материалы по геологии и полезным ископаемым накапливались главным образом при общегеографическом ознакомлении с этой страной. Русские ученые-географы Н. А. Семенов-Тянь-Шанский, А. П. Федченко, Н. А. Северцев и др. вписали яркие страницы в историю познания природы труднодоступного высокогорного Туркестана.

Первой экспедицией со специальными геологическими целями была Бухарская экспедиция 1841 г. под руководством горного инженера Бутенева. Члены экспедиции Богословский и Леман впервые проникли в долину р. Зеравшан и дошли до оз. Искандеркуль.

С 1874 г. на территории Средней Азии работали И. В. Мушкетов и Г. Д. Романовский. Работы этих ученых — пионеров геологии Средней Азии — положили начало изучению геологического строения этой области. В течение нескольких лет (1874—1880 гг.) указанные исследователи покрыли маршрутами почти всю Среднюю Азию, собрали исключительные по своему разнообразию и богатству материалы. Вместе с данными других исследователей эти материалы были ими затем обобщены в ряде капитальных трудов, а также в составленной в 1881 г. и изданной в 1884 г. первой геологической карте Туркестанского края масштаба 30 верст в дюйме.

Первым геологом, посетившим Центральный и Южный Памир (1883 г.), был Д. Л. Иванов. Труды И. В. Мушкетова, Г. Д. Романовского и Д. Л. Иванова в течение длительного времени являлись основными по геологии Средней Азии. Подробный очерк истории изучения этой страны, составленный И. В. Мушкетовым и дополненный в 1915 г. рядом соавторов, а также палеонтологические монографии Г. Д. Романовского представляют большой интерес и в настоящее время.

В последующие годы геологические исследования проводились главным образом в наиболее легкодоступных областях. Отдаленная и труднодоступная территория современного Таджикистана, значительная часть которой к тому же относилась к владениям эмира Бухарского, посещалась лишь редкими экспедициями. К числу последних относились исследования В. Н. Вебера и А. Н. Рябина 1897 г. в западной части Зеравшанского и Гиссарского хребтов, работы в Гиссаре и Дарвазе австрийского геолога Крафта в составе экспедиции В. Рикмер-Рикмерса 1899 г.

Впоследствии В. Н. Вебер неоднократно посещал территорию, относящуюся в настоящее время к Таджикской ССР. Многолетние, исклю-

чительные по своей пунктуальности, глубине и вдумчивости, исследования Вебера имели и имеют огромное значение для познания геологического строения и полезных ископаемых Средней Азии в целом и Таджикистана в частности.

С 1904 по 1906 г. в Восточной Бухаре работала экспедиция Географического общества под руководством Я. С. Эдельштейна. Свое внимание она сконцентрировала главным образом на изучении геологии Дарваза. Кроме того, маршрутами Я. С. Эдельштейна была охвачена часть территории Каратегина и Гиссара. В 1907 г. южный склон Гиссарского хребта в районе Каратага изучался М. М. Бронниковым (1908), в связи с Каратагским землетрясением. В 1908 г. верхний палеозой Дарваза исследовал А. В. Нечаев (1926).

В истории изучения геологического строения Средней Азии важной датой является 1909 г. — год нового этапа изучения описываемой страны — геологической съемки масштаба 1 : 420 000. Начало этим работам положили В. Н. Вебер и Д. И. Мушкетов. Однако территория современного Таджикистана этими работами почти не была затронута. Только очень небольшая часть Исфаринского района на северном склоне Туркестанского хребта была покрыта съемкой. На всей остальной обширной площади Таджикистана геологические исследования носили по-прежнему характер редких экспедиций. Сюда относится поездка И. А. Преображенского в 1910 г. в долину Зеравшана (1911); работы С. Н. Михайловского 1912 г. (1914, 1915) в пределах современного юго-Западного Таджикистана, исследования австрийского геолога Клебельсберга 1913 г. в Гиссарском хребте и в Дарвазе.

В 1915 г. на Памире работал Д. В. Наливкин (1916). Он был первым после Д. Л. Иванова геологом, посетившим эту высочайшую горную область. Исследования Д. В. Наливкина имели очень большое значение для познания строения горных сооружений Центральной Азии.

Из сводных работ этого периода важное значение имел изданный Геологическим Комитетом труд В. Н. Вебера (1913), содержащий сводку всех известных в то время данных о полезных ископаемых Туркестана.

В период первой мировой войны Геологический Комитет организует поисковые работы главным образом в предгорных, легкодоступных районах. В эти годы наиболее часто посещается Карамазарский район. В 1915 г. здесь было осмотрено и описано В. Н. Вебером Кансайское месторождение. В том же, 1915 г. в Южном Кара-Мазаре вел поисково-разведочные работы на медь и золото инженер Р. Р. Буб. В 1916 г. месторождения Кара-Мазара осматривались П. И. Степановым (1917). В том же году горный инженер И. И. Бездека сделал попытку разведать некоторые месторождения Кара-Мазара (Б. Н. Наследов, 1935). В Фергане месторождения нефти исследовались К. П. Калицким (1918).

Южные районы Таджикистана, а именно склоны Гиссарского хребта, в этот период (1916 г.) посещались А. Д. Архангельским (1917). На Северном Памире, в связи с проблемой золота, работали геологи С. И. Мионов (1917) и Д. В. Никитин.

После установления в Туркестане Советской власти работы по изучению геологического строения территории Таджикистана приобретают исключительный размах. Геологическими исследованиями охватываются и самые отдаленные, самые труднодоступные районы Таджикистана. Начало планомерным исследованиям Памира и Дарваза открывает Памирская экспедиция Геологического Комитета во главе с Д. В. Наливкиным.

С 1927 г. высокогорные районы Зеравшано-Гиссарской области, Гиссара, Каратегина и Алая систематически покрываются маршрутами А. П. Марковского при участии (с 1928 г.) С. И. Клунникова — одного из основных исследователей Таджикистана.

Продолжением работ Памирской экспедиции Д. В. Наливкина явились геологические исследования Советско-Германской экспедиции 1928 г., в которой из советских геологов принимали участие Д. И. Щербаков и А. Н. Лабунцов, а из иностранных — Л. Нот.

В последующие годы (1929—1931 гг.) на Памире и Дарвазе геологические и поисковые работы проводились Д. И. Щербаковым, Д. В. Никитиным, В. И. Поповым, Г. Л. Юдиным, А. В. Хабаковым, В. Ф. Пчелинцевым и др.

Геологической съемкой планомерно покрывались все новые и новые территории Таджикистана. В 1928 г. П. П. Чуенко начал съемку масштаба 1 : 420 000 юго-западной части Гиссарского хребта. В 1929 г. была начата съемка масштаба 1 : 420 000 Юго-Западного Таджикистана. Здесь работала большая группа геологов Геологического Комитета — Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института (ЦНИГРИ), в частности, П. К. Чихачев, Н. П. Луппов, Б. А. Борнеман, А. Р. Бурачек и др. Начиная с 1930 г., в западной части Зеравшанского и Гиссарского хребтов проводил съемку С. И. Клунников (1931).

Одновременно ведутся работы по изучению месторождений полезных ископаемых, а также детальные геологические исследования наиболее перспективных районов Республики. В Северном Таджикистане, с 1926 г. работает большая группа геологов во главе с Б. Н. Наследовым (А. В. Королев, К. Л. Пожарицкий, А. М. Ракин, Г. Г. Гудалин; несколько позднее, с 1929 г., — В. Г. Соловьев, И. В. Дюгаев и др.).

В Южной Фергане в это время К. П. Калицким проводятся работы по изучению нефтеносных площадей. С 1927 г. Н. А. Кудрявцев (1932) начинает изучать нефтепроявления в Южном Таджикистане.

Районы каменноугольных месторождений Таджикистана исследуются Н. В. Шабаровым, М. И. Брик, Г. С. Чикрызовым, С. И. Левицким и др.

Соленосные и меденосные отложения Ленинабадского района изучаются О. Ф. Нейман, И. В. Пуаре, В. А. Глазковским и др. Нерудные ископаемые южных областей Таджикистана (фосфориты, соли) исследуются сотрудниками Московского института удобрений — В. А. Вахромеевым, Б. М. Здориком, В. Е. Руженцовым, А. В. Пейве, Н. П. Херасковым и др.

К этому времени относится появление таких исключительно важных работ, как геологическая карта Туркестана масштаба сорок верст в дюйме, изданная в 1925 г. под редакцией В. Н. Вебера и Д. В. Наливкина, труд Д. В. Наливкина «Очерк геологии Туркестана» (1926). В указанной работе Д. В. Наливкин обобщил все накопленные к этому времени материалы по геологии Средней Азии, дал блестящий анализ ее стратиграфии, палеогеографии, тектоники и предложил схему деления Средней Азии на три зоны с глубокими различиями в истории их развития.

В 1928 г. в Ташкенте состоялся III Всесоюзный геологический съезд, в котором приняло участие большое число геологов во главе с В. А. Обручевым, А. П. Герасимовым, В. Н. Вебером, Н. Г. Кассиным, Д. В. Наливкиным и др. Работы этого съезда оказали большое влияние на дальнейшее изучение геологии Средней Азии.

Работы по изучению недр республики приобретают исключительный размах после 1932 г., когда на территории Таджикистана развертываются исследования Таджикской экспедиции, которая имела своей задачей изучение недр и производительных сил Республики в целях наилучшего использования их для социалистического строительства. Таджикская комплексная экспедиция объединила все основные научно-исследовательские работы по изучению Таджикской ССР.

В последующие годы (1933—1938 гг.) основной задачей экспедиции, получившей название Таджикско-Памирской, а впоследствии — Средне-Азиатской, являлось изучение минерально-сырьевых ресурсов Республики. Эти работы сначала велись на территории Таджикистана, а затем и других среднеазиатских республик.

Работы проводились сначала в двух основных направлениях: первое — изучение геологического строения территории Таджикистана путем региональной геологической съемки масштаба 1 : 420 000 с поисками и необходимыми тематическими работами; второе — геохимические исследования, сопровождавшиеся поисковыми работами. В последующие годы появилось еще третье направление — крупные разведочные работы с попутной добычей полезных ископаемых.

Экспедиция последовательно расширяла районы своих работ, охватив своими исследованиями всю территорию Таджикистана и значительные части других среднеазиатских республик. В работах экспедиции принимали участие ГГГУ, ЦНИГРИ—ВЭК, Ломоносовский институт Академии наук СССР, Институт геологии Академии наук, Институт галлургии, Институт прикладной минералогии, Химическая ассоциация, Астрономический институт, Горно-маркшейдерское бюро и др. Во главе экспедиции стоял Н. П. Горбунов. Общее научное руководство работами экспедиции осуществлялось Д. И. Щербаковым. Он же руководил и геохимическими работами экспедиции. Геологическими региональными работами руководил в 1932 г. Д. В. Наливкин, с 1933 г. — А. П. Марковский. Консультацию работ экспедиции осуществляла бригада во главе с академиком А. Е. Ферсманом в составе И. Я. Башилова, И. Ф. Григорьева, В. М. Крейтера, В. И. Крыжановского, Б. Н. Наследова, И. И. Чупилина, Д. И. Щербакова и др.

Работы Таджикско-Памирской экспедиции явились исключительным событием в истории изучения недр Таджикистана и имели огромное научное и практическое значение. В 1935 г. закончилась съемка масштаба 1 : 420 000 всей территории Таджикистана; в результате, в значительной степени были разрешены многие важные вопросы стратиграфии, тектоники, вулканизма, значение которых выходит далеко за рамки собственно территории Таджикистана. Определены основные геологические и металлогенические зоны. Было открыто большое число месторождений разнообразных полезных ископаемых. Научные достижения обобщены в многочисленных трудах экспедиции и во многих последующих работах по геологии Таджикистана и Средней Азии. Сюда относится составленная в 1937 г. геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих областей среднеазиатских республик масштаба 1 : 750 000, изданная в 1941 г. под названием «Геологическая карта центральной и южной частей Средней Азии»; обширная монография по геологии Юго-Западного Таджикистана, составленная большой группой геологов во главе с П. К. Чихачевым; монография Б. Н. Наследова по Кара-Мазару и ряд других работ; сюда же относятся несколько томов — монографий серии «Геологи-

ческая карта Средней Азии масштаба 1 : 500 000», касающихся территории Таджикской ССР.

В процессе обширных работ экспедиции выросли и воспитались новые молодые кадры исследователей. Это создало благоприятные предпосылки для организации в Таджикистане местных геологических научно-исследовательских учреждений.

В 1938 г. организуется Таджикское государственное геологическое управление, перед которым была поставлена задача дальнейшего изучения геологии и выявления минерально-сырьевых ресурсов территории Таджикской ССР.

В работах Таджикского геологического управления принимали участие И. Г. Баранов, И. И. Белостоцкий, Н. Н. Бобкова, В. И. Верхов, П. Д. Виноградов, Д. З. Гачечиладзе, В. В. Грибов, А. В. Григорьев, О. В. Григорьева, Я. А. Губайдулин, А. Г. Ивашенцев, С. И. Клуников, А. Б. Коровкин, Ю. А. Лихачев, В. Т. Мальцев, А. С. Минаев, Г. М. Михайлов, А. П. Недзвецкий, Н. С. Мудрогина, С. К. Овчинников, И. П. Пеганова, И. Н. Попов, М. К. Рисс, Е. С. Рыбникова, В. И. Солун, З. В. Сидоренко, С. Н. Симаков, П. Н. Соколов, З. В. Студеникова, В. П. Тихонов, Н. И. Черняк, И. Д. Чумаков, М. И. Шабалкин, Л. П. Шепелев и др. Первым руководителем работ Управления был А. С. Минаев, в годы Великой Отечественной войны погибший на фронте. Энергии и организаторским способностям А. С. Минаева во многом обязана успешная работа Геологического управления в первые годы его существования.

Помимо Геологического управления, работы в области расширения минерально-сырьевых ресурсов Республики велись многими производственными организациями («Союзредметразведка», «Средазцветметразведка», «Таджикзолото», «Средазуглеразведка», «Калининнефть», «Ворошиловнефть», Куликолонская экспедиция и др.).

Значительные по объему научно-исследовательские работы выполнялись геологическим сектором Таджикской базы Академии наук, преобразованной в 1941 г. в Геологический институт Таджикского филиала Академии наук СССР, а позже — в Геологический институт Академии наук Таджикской ССР. Кроме того, исследования в северных областях Таджикистана проводились геологическим институтом Академии наук Узбекской ССР, а также Средне-Азиатским государственным университетом и Ташкентским индустриальным институтом.

Большую помощь в геологических исследованиях территории Таджикистана оказывал коллектив геологов ЦНИГРИ (ВСЕГЕИ), которые выполняли ряд тематических исследований, консультировали работы на местах и в процессе обработки материалов геологических и поисковых партий в Ленинграде.

В годы Великой Отечественной войны основное внимание всех геологических организаций на территории Таджикистана было сосредоточено на обеспечении страны необходимым сырьем оборонного значения, а также на расширении минерально-сырьевых ресурсов для республиканской промышленности.

Послевоенный период изучения недр Таджикской ССР отмечен открытием многих месторождений ценных полезных ископаемых. Одновременно с разведкой и изучением их Таджикское геологическое управление в широком масштабе проводило и поисково-съемочные работы во всех перспективных районах Республики.

В кратком обзоре основных этапов изучения территории Таджики-

стана нет возможности осветить все многочисленные и разнообразные работы, отметить всех исследователей, принимавших участие в изучении недр Таджикской ССР. Это сделано в специальных главах, посвященных отдельным вопросам геологического строения территории.

Большие успехи достигнуты в изучении недр Таджикистана. Большие задачи предстоит решить в дальнейшем. Детальными исследованиями охвачены сравнительно еще небольшие районы территории Таджикской ССР, детального изучения ждут еще многие месторождения полезных ископаемых. Требуется большая и напряженная работа, чтобы окончательно выяснить геологическое строение этой страны и взять для развития народного хозяйства все, что таят ее недра.

Административная граница Таджикистана на севере проходит по гребням Моголтау и Карамазарских гор. Она пересекает западную часть Ферганской долины, опускается на юг, по долине р. Исфары, до селений Матча и Ворух. Изгибаясь на запад и снова на восток, она обрисовывает узкую полосу района Ура-Тюбе. Дальше на восток граница проходит по водораздельному гребню Туркестанского хребта и, захватывая часть Алайского хребта у Ачикалмы, пересекает долину Кызылсу, выходя на водораздельный гребень Заалайского хребта. По Заалайскому хребту она доходит до государственной границы и далее на юге совпадает с ней, проходя по хребтам Восточного Памира, рекам Памиру и Пянджу, до водораздела хр. Бабатаг. Западная граница проходит по хр. Бабатаг, пересекает долину р. Сурхан, включая Регар, по Каратагдарье доходит до гребня Гиссарского хребта. Затем она резко заворачивает на запад по гребню Гиссарского хребта, несколько ниже Пенджикента пересекает Зеравшан и по гребню Туркестанского хребта снова поворачивает на восток, выходя к Ура-Тюбе.

РЕЛЬЕФ

СЕВЕРНЫЙ ТАДЖИКИСТАН (КУРАМИНСКИЕ ГОРЫ И МОГОЛТАУ)

Северную часть территории Таджикской республики занимают Кураминские горы и обособленный массив Моголтау.

Кураминские горы — система невысоких хребтов и отдельных массивов, вытянутых в северо-восточном направлении. Наибольшей высоты (до 2750 м) достигает водораздельный гребень, собственно и носящий название Кураминского хребта. Исключительно интересно по своему рельефу плоскогорье Тавак. Оно представляет собой поднятый на значительную высоту останец домелового пенеэпена. Карамазарскими горами называется иногда западная часть Кураминских гор, дренируемая системами рек Карамазар и Уткемсу.

Моголтау — невысокий массив, являющийся продолжением средней части Кураминских гор и отделенный от них перемычкой, сложенной конусами выносов. Кураминские горы и Моголтау сложены преимущественно палеозоем; склоны их голые каменистые и почти лишены растительного покрова.

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ФЕРГАНСКОЙ ДОЛИНЫ

Южнее Кураминских гор и Моголтау находится Сырдарьинская депрессия — западная часть Ферганской долины, по которой течет р. Сыр-Дарья. Поверхность этой депрессии — почти равнина. Большая часть депрессии — однообразная полупустыня, выжженная солнцем. Только

искусственное орошение превращает отдельные участки этой полупустыни в цветущие оазисы, среди которых расположены города — Ленинабад, Канибадам, Ура-Тюбе.

Однообразие щебневой полупустыни нарушает пестрый невысокий гребень, отдельные части которого носят названия Акбель и Акчоп. Этот гребень расположен к северу от Сыр-Дарьи, к востоку от сел. Самгар.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН — ХРЕБТЫ АЛАЙСКОЙ ГОРНОЙ СИСТЕМЫ

В центральной части Таджикистана, к югу от Сырдарьинской депрессии, возвышаются мощные горные хребты, объединявшиеся ранее под названием Памиро-Алая, а в последнее время, по предложению А. П. Марковского, — под названием Алайской или Гиссаро-Алайской горной системы. Сюда в пределах Таджикистана относятся хребты Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский.

Туркестанский хребет располагается на территории трех республик — Таджикской, Узбекской и Киргизской. В пределы Таджикистана входит весь южный склон хребта, узкая полоса северного его склона в районе г. Ура-Тюбе и предгорья северного склона от Ура-Тюбе до Исфары.

Туркестанский хребет — высокая снежная горная область, состоящая из водораздельного гребня — собственно Туркестанского хребта — и нескольких более низких гребней, идущих параллельно главному хребту. Эти гребни носят название кулис. Первая кулиса наиболее низкая с высотами до 1500 м. Вторая и третья кулисы достигают высоты 2000—2500 м. Между кулисами располагаются очень широкие плоские продольные долины тектонического происхождения. Поперечные долины, наоборот, очень узкие, глубокие и иногда представляют собой типичные каньоны. Благодаря развитию кулис, северный склон Туркестанского хребта широкий и сравнительно пологий (рис. 3), южный же склон очень узкий и крутой.

Водораздельный гребень Туркестанского хребта на западе начинается двумя ветвями — Мальгузартау и Чумкартау.

Чумкартау частично входит в пределы Таджикистана. Это сравнительно невысокий скалистый гребень с перевалами на высоте около 2700—2750 м. После соединения Мальгузартау и Чумкартау высота Туркестанского хребта быстро увеличивается. Начиная с меридиана Ура-Тюбе и далее на восток, он представляет собой мощный гребень, увенчанный вечными снегами, с выдающимися отдельными вершинами, достигающими 4500—5500 м. Высота гребня увеличивается по направлению на восток.

Ледники развиты лишь в восточной части хребта. На северном склоне они приурочены к верховьям Ляйляка (Кыркбулак, Джитыку-приок) и Исфары (ледник Щуровского). Размеры их невелики, до 5—8 км, высота языка 3050—3500 м, высота снеговой линии 4000—4200 м. В верховьях Зеравшана лежит известный Зеравшанский ледник. Его длина от пер. Матча (4200 м) до конца языка около 25,5 км, ширина около 1,5 км, оканчивается он на высоте 2750 м.

На южном склоне Туркестанского хребта оледенение развито значительно меньше, чем на северном, как по числу ледников, так и по их размерам.

Долины рек Туркестанского хребта, равно как и ряда других ледниковых хребтов, состоят из двух резко различных частей. Верхняя часть — ледниковая — представляет собой современный или более древний трог. Она обладает значительно меньшим падением, широкая с невысокими вогнутыми склонами. Нижняя часть — эрозионная. Это — типичная речная долина, узкая, с высокими крутыми, нередко выпуклыми склонами.



Рис. 3. Туркестанский хребет. Северный склон
Фото А. П. Марковского

Размеры верхних, ледниковых частей долин зависят от размеров древнего оледенения.

Долина Зеравшана представляет собой глубокое и сравнительно узкое ущелье. Крутые высокие склоны сильно рассечены многочисленными мелкими боковыми долинами.

Зеравшанский хребет обособляется от Гиссарского хребта к западу от пер. Пакшиф (3740 м), отделяясь от него долиной р. Ягноб. Его восточная часть представляет собой высокий непрерывный скалистый известняковый гребень с высотами до 5500 м (г. Чабдара).

К западу от Фандарьи Зеравшанский хребет теряет свою непрерывность и долинами Фандарьи, Кштутдарьи и Магиандарьи расчленяется на отдельные массивы, быстро понижающиеся к западу.

Долина Ягноб — труднодоступная обособленная горная долина. Нижняя часть ее (рис. 4) представляет собой узкое горное ущелье. Верхняя часть носит троговый характер — широкая и ровная.

Гиссарский хребет — мощный снежный хребет, почти на всем протяжении лежащий в пределах Таджикистана. Он служит водоразделом между бассейнами Зеравшана и Аму-Дарьи. В верховьях Зеравшана Гиссарский хребет сливается с Туркестанским хребтом. На всем протяжении от пер. Матча и до массива Хазрет-Султан Гиссарский хребет

поднимается выше снеговой линии и несет на себе многочисленные, нередко большие ледники. Отдельные высоты достигают 5500—5800 м, даже наиболее западный массив Хазрет-Султан достигает 4500 м.

Строение и рельеф Гиссарского хребта разнообразны. Северный склон хребта крутой и узкий, нередко скалистый. Южный же склон, по выражению С. И. Клуникова, является зеркальным отображением северного



Рис. 4. Долина р. Ягноб (нижняя часть).
Фото А. П. Марковского

склона Туркестанского хребта. Параллельно главному хребту тянется несколько кулисообразно расположенных второстепенных гребней и массивов.

Каратегинский хребет является одной из таких кулис. Это второстепенный гребень, идущий сначала параллельно Гиссарскому хребту, между ним и р. Сурхоб. Дальше на западе он отклоняется на юг и образует водораздел между Кафирниганом и Вахшем, постепенно понижаясь и переходя в мезозойские гряды Юго-Западного Таджикистана.

ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ТАДЖИКИСТАН — ТАДЖИКСКАЯ ВИРГАЦИЯ

В Юго-Западном Таджикистане развита сложная система веерообразно расходящихся гряд, гребней и хребтов — так называемая Таджикская виргация. На северо-востоке она начинается хребтами, являющимися продолжением хребтов Петра Первого и Дарвазского. Одним из таких хребтов является высокий, но сравнительно узкий Вахшский хребет, идущий вдоль левого берега Вахша и представляющий собой одну из ветвей, на которые распадается хребет Петра Первого. Высота Вахшского хребта, на северо-востоке достигающая 4200—4500 м, по направлению на юго-запад быстро понижается.

По направлению на юго-запад хребты Таджикской виргации быстро разветвляются, распадаясь на все большее число все более низких сначала хребтов, затем гребней и, наконец, гряд. Последние гряды утопают в степях и пустынях правобережья Пянджа и низовьев Кафирнигана, Вахша и Яхсу.

Из отдельных хребтов южной части Таджикской виргации можно назвать хр. Бабатаг, образующий водораздел между Сурханом и Кафирниганом с высотами 1000—1500 м. К востоку от Кафирнигана лежит хр. Актау, еще дальше на восток, между Вахшем и Яхсу, — хр. Гуливиндан, распадающийся на хребты Бишчилик, Тереклитау и Джиланытау. Между хребтами располагаются широкие плоские долины, на юге занимающие обширные площади. Эти долины раньше редко использовались для земледелия и представляли собой или безжизненную полупустыню, или громадные солончаки, или, наконец, обширные болота, заросшие камышом. В годы социалистического строительства пустыни Курган-Тюбе превращены в район интенсивного земледелия.

ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ ТАДЖИКИСТАН, ДАРВАЗ И ПАМИР

1. Дарваз и Бадахшан

Дарваз и Памир, подобно Алайской горной системе, захвачены молодыми поднятиями. Поэтому в их рельефе много общего, особенно для Дарваза и Западного Памира (Бадахшана). Те же громадные протяженные хребты, те же глубокие и узкие продольные долины, те же каньонообразные ущелья поперечных долин. Зато Восточный Памир (собственно Памир) резко отличается колоссальным развитием ледниковых форм рельефа. Он представляет собой пустыню, законсервированную льдами. Это, пожалуй, единственный в своем роде район на всей земной поверхности.

Вследствие трудной доступности рельеф Дарваза и Памира, даже в основных чертах, в течение долгого времени был изучен недостаточно. Ниже дается краткая характеристика хребтов Дарваза.

Хребет Петра Первого (Петра Великого) является северной границей Дарваза. Ранее считалось, что хр. Петра Первого непрерывной стеной простирается от низовьев р. Хингоу до ледника Федченко. Исследования Памирских экспедиций показали, что существует два хребта — Западный и Восточный, — очень резко отличающиеся друг от друга. Западный хребет значительно ниже и характеризуется слабо развитым оледенением. Восточный хребет очень высок и покрыт почти сплошным снеговым и ледниковым покровом. Объединять их под одним названием нельзя. Д. В. Наливкин предлагает сохранить название хребта Петра Первого за Западным хребтом, Восточный же хребет называть хребтом Революции.

Хребет Петра Первого, в понимании Д. В. Наливкина, является непосредственным продолжением Вахшского хребта. Его западная часть сравнительно низка (пер. Камчирак 2910 м). Максимальные высоты до 5500 м наблюдаются в средней части хребта (пик Сарыкаудаль 5485 м). Восточная часть опять понижается, оканчиваясь у долины Муксу.

От хребта Революции хребет Петра Первого отделяется долиной Шаклысу—Карашура, в низовьях глубокой, эрозивной, а в верхней части (урочище Тупчек), представляющей собой своеобразный моренный ландшафт.

Хребет Революции — высочайший хребет Дарваза. Это величественный, поразительно красивый хребет, увенчанный вечными снегами и покрытый многочисленными, нередко крупными ледниками. Его гребень глубоко расчленен с образованием ряда высоких пиков. Начинается он грядой Шаклысу у слияния Шаклысу с Хингоу и заканчивается массивом Сандал. На всем протяжении хр. Революции исключительно труднодоступен. Высоты отдельных пиков с запада на восток составляют: Шаклысу — 4500 м, пик Северцева — 5462 м, пик Агассица — 5916 м, пик Седова — 6000 м и пик Сандал — 7050 м.

Хазрет-и-ша — высокий гребень, представляющий западную границу Дарваза. Высота гребня 4500—5000 м. С запада его ограничивают долины Обиниоу и Обиравноу.

Мазарские горы (Мазарские Альпы Липского) — горные массивы, расположенные между хр. Революции и Дарвазским хребтом и прорезанные долинами рр. Бохуд, Мазар и Пяндж.

Дарвазский хребет — высокий снежный хребет, служащий водоразделом между бассейнами рр. Ванча и Хингоу. Начинается он на западе у пер. Пшихарв и кончается на востоке у пика Комакадемии, сливаясь с хребтом Академии Наук.

Ванчский хребет — высокий скалистый хребет, с узким снежным недоступным гребнем, простирающийся между долинами Ванча и Язгулема. Поражает его незначительная (15—20 км) ширина при высотах 4500—5500 м. Узкой недоступной стеной высятся он между широкой светлой долиной Ванча и глубоким мрачным ущельем Язгулема.

Язгулемский хребет — сравнительно узкий высокий снежный хребет, разделяющий долины Язгулема и Бартанга. Он является границей Дарваза. К югу от него лежит Рушан. Восточная часть хребта достигает колоссальных высот — пик Революции 6945 м, пик 26 Комиссаров 6841 м и др. Северный склон служит областью питания для крупных ледников (ледник Федченко и др.).

Гунтский хребет (Рушанский хребет) — служит водоразделом между рр. Бартанг и Гунт. Одновременно является границей между Рушаном и Шугнаном. Это — труднодоступная горная область, обладающая высоким, сильно расчлененным рельефом. Гунтский хребет продолжается на восток, где носит название Аличурского хребта.

Шугнанский хребет проходит южнее Гунта от места впадения Шахдары в Гунт до верховья Тогузбулака, у пер. Койтезек.

Шахдаринский хребет начинается в верховьях Шахдары и образует водораздел между Пянджем и верховьями Шахдары. На запад он обрывается в долину Пянджа, на восток — в долину р. Памир. Его восточным продолжением служит Ваханский хребет. Шахдаринский хребет достигает значительных высот. Гребень его сравнительно мало расчленен, но несет на себе несколько высоких пиков.

Долины Дарваза и Бадахшана сравнительно однообразны и представляют собой глубокие ущелья, на дне которых kloкочут бурные реки.

Долина Пянджа. Верхняя часть долины Пянджа, относящаяся к Вахану, отличается значительной шириной и сравнительно пологими склонами. Начиная от сел. Наматгут, эта долина резко сужается, склоны становятся крутыми. Далее на север она сужается еще больше и становится каньоном. Эта часть долины называется Гараном.

За Гараном долина Пянджа сразу расширяется, ее склоны становятся пологими, появляются поля, пастбища, многочисленные селения и начинается Шугнан — наиболее богатая область Бадахшана, центром

которой служит город Хорог, административный центр Горно-Бадахшанской области. Далее к северу долина Пянджа снова становится узкой и принимает в себя мощную р. Бартанг. Затем она резко заворачивает на запад. Эта часть долины Пянджа и долина Бартанга называются Рушаном. После Рушана Пяндж поворачивает на северо-запад.

От впадения Язгулема в Пяндж начинается Дарваз — область глубоких ущелий, где к конусам выносов боковых притоков приурочены участки, покрытые богатой растительностью. Характер громадного каньона, глубиной до 2,5 км, ущелье Пянджа сохраняет до Қалайхумба — центра Дарваза. Далее река заворачивает на юг и течет почти по простиранию пород, прорезая глубокое, нередко непроходимое ущелье в палеозойских толщах. Эта продольная часть долины довольно значительна.

У Сарыгора Пяндж становится мощной сравнительно медленной рекой, распадающейся на ряд протоков и русел. В него впадают здесь большие реки Южного Таджикистана — Вахш, Кафирниган, Сурхан, и Пяндж становится Аму-Дарьей.

Долина Хингоу. Из всех рек Дарваза и Бадахшана от Пянджа обособлена только Хингоу, впадающая в Сурхоб и образующая вместе с ним Вахш. Нижняя часть долины Хингоу широкая и плодородная, но выше отрогов хр. Революции она представляет собой глубокое узкое горное ущелье. Эта часть бассейна Хингоу и его составляющих — Арзынга и Мазара — носит название Вахин.

Долина Ванча — поразительно прямая и широкая, на всем протяжении она носит характер трога с сравнительно пологими склонами. Наиболее плодородная и богатая долина Дарваза.

Долина Язгулема на всем протяжении имеет вид глубокого каньона с крутыми, иногда отвесными бортами.

Долина Бартанга образуется после слияния долин Кудары и Мургаба. Она более значительных размеров, чем долина Язгулема, но также труднодоступна. Ряд участков проходим только для пешеходов, и то с большим трудом. Громадные скалы отвесными стенами обрываются в реку.

Долина Гунта резко отличается своей шириной, сравнительно пологими склонами и легкой доступностью. По ней проходит тракт Мургаб—Хорог. На значительном протяжении она имеет характер громадного трога. Истоком Гунта служит оз. Яшилькуль.

Долина Шахдары в нижней части имеет эрозионный характер, глубокая и узкая; в верхней части она является ледниковой — широкой, корытообразной и полой.

Долина Гармчашмы — типичная узкая эрозионная долина, верхняя часть ее мало изучена.

2. Памир

Рельеф Памира (Восточного Памира) исключительно своеобразен и величественен. Особенно поражают колоссальные речные и озерные долины, плоские и широкие, уходящие вдаль на десятки километров. Средний уровень этих долин лежит чрезвычайно высоко — 3500—4000 м. Вследствие этого горные хребты, несмотря на большие абсолютные высоты 5500—6000 м, кажутся низкими. Только такие гиганты, как Заалайский хребет, хребет Академии Наук, Музтаг, Ваханский хребет, Гиндукуш с высотами 7000—8000 м, поднимаются на значительные высоты над щебневыми долинами Памира.

Чрезвычайно резкие колебания температуры вызывают необыкновенно интенсивное разрушение горных пород. Все скалы и массивы утопают в сплошном покрове продуктов разрушения.

Везде видны осыпи, щебень и песок. Растительный покров незначителен; древесная растительность почти отсутствует, луга ничтожных размеров и редки. Только кое-где среди щебня видны яркие пестрые пятна своеобразной альпийской флоры, да сухие стебли терескена, типичного памирского растения.



Рис. 5. Заалайский хребет. Массив Кызылаги.
Фото А. П. Марковского

Не менее характерны следы древнего оледенения. Морены, заплечики, курчавые скалы развиты в каждой долине, на склонах каждого хребта.

Заалайский хребет — географическая и административная граница Памира. Северные склоны его относятся к Киргизии, южные — к Горно-Бадахшанской автономной области. Заалайский хребет на западе начинается у слияния рр. Муксу и Кызылсу, сразу же поднимается на громадные высоты и в виде гигантской стены, увенчанной острыми пиками, идет на восток, заканчиваясь массивом Мальтабар. Наибольших высот он достигает в средней части, где расположены пик Ленина (7127 м), пик Кызылаги (6678 м) (рис. 5) и пик Горумды (6555 м).

Снеговая линия на северном склоне лежит на высоте 4250—4400 м, почти у его подножия. Современное оледенение достигает колоссальных размеров, особенно на северном склоне. Количество ледников исчисляется десятками.

Хребет Академии Наук — граница между Дарвазом и Памиром, водораздельный гребень между ледником Федченко и бассейнами рр. Хингоу, Ванча и Язгулема. Он является типичным примером поперечных, меридиональных эрозионных хребтов Памира, идущих вкост простирания к основным тектоническим широтным хребтам. Подобно другим эрозионным поперечным хребтам, он сравнительно короток — около 90 км, но отдельные вершины его достигают колоссальных высот:

пик Сталина (7495 м) — высочайшая вершина СССР. Вдоль его восточного подножия лежит ледник Федченко, величайший ледник мира — свыше 75 км длиной (рис. 6). Колоссальных размеров современное оледенение достигает и на западном склоне, у ледников Гармо, Гандо и др.

Зулумартский хребет (Западно-Каракульский хребет) — второй поперечный эрозионный меридиональный хребет Северного Памира. Он начинается от пика Ленина и идет на юг, образуя водораздел между бассейнами р. Муксу и оз. Кара-Куль и дальше между долинами



Рис. 6. Ледник Федченко. На горизонте хребет Академии Наук
Фото М. И. Шабалкина

рр. Кудары и Кокуйбельсу. Оканчивается он у слияния этих двух рек. Средние высоты его около 5000—5500 м, отдельные пики достигают почти 6000 м.

Каракульский гребень — короткий, но сравнительно высокий поперечный гребень, расположенный к востоку от Зулумартского хребта и круто обрывающийся к западной половине оз. Кара-Куль.

Караартский хребет (Восточно-Каракульский хребет) — третий меридиональный гребень, образует водораздел между Малым Памиром и бассейном Кара-Куля. Заканчивается он у бассейна озер Ранкуль и Шоркуль.

Сарыкольские горы — водораздельный гребень, идущий от бассейна оз. Ранкуль до пер. Бейк.

Мургабский хребет представляет собой водораздел между бассейнами Кара-Куля и Кокуйбельсу и долинами Мургаба и Пшарта. Южный склон его более крутой, северный более пологий.

Ранкульские горы расположены к югу от долины оз. Ранкуль. Их южной границей служит долина Аксу, восточной — Сарыкольские горы, западной — долина Акбайтала. Ранкульские горы являются непосредственным продолжением Мургабского хребта и обладают одинаковым с ним рельефом, отличаясь большей рассеченностью и меньшими высотами.

Пшартский гребень — небольшой, но высокий, узкий острый; расположен между долинами Пшарта и Мургаба.

Аличурский хребет — название, предложенное Д. Л. Ивановым для мощного хребта, располагающегося к северу от рек Аличур и Гунт и служащего водоразделом между этими реками и соответственно

реками Мургаб и Бартанг. Западная часть Аличурского хребта к западу от пер. Марджанай обычно называется Гунтским хребтом. Менее употребительно название Рушанский хребет. Восточная часть Аличурского хребта к востоку от пер. Марджанай носит название Базардаринский хребет, от р. Базардара, правого притока р. Аличур.

Базардаринский хребет — высокий, нередко скалистый, с высотами свыше 5000—5500 м. Гребень хребта покрыт вечными снегами. Оледенение сравнительно небольшое. В восточной части Базардаринский хребет ограничивается широкими троговыми долинами рр. Бузтере, Найзаташ и Чоколдай. Его непосредственным продолжением к юго-востоку являются Найзаташские горы.

Найзаташские горы — сравнительно невысокие, но скалистые и труднодоступные гребни и массивы. Юго-восточная часть Найзаташских гор разделена на отдельные скалистые массивы с очень широкими троговыми долинами рр. Истык и Аксу и их притоков. У пер. Найзаташ Найзаташские горы сливаются с Сарыкольскими горами и уходят за пределы СССР. Рельеф Найзаташских гор характеризуется чередованием узких скалистых известняковых гребней и массивов и широких плоских корытообразных долин.

Зоуташские горы лежат к северу от Найзаташских гор и отделены от них колоссальными и величественными долинами Карауздында, Сарыташ и Учджилга. По своему рельефу Зоуташские горы тождественны с Найзаташскими. В их северной части находится гора Зоуташ (4590 м). Северной границей является долина Аксу.

Памирский хребет — мощный, весьма высокий, является водоразделом между долинами рр. Горумды и Аличур с севера и бассейном оз. Зоркуль и р. Памир — с юга. Его рельеф характеризуется узкими и острыми гребнями, невысокими острыми вершинами, ровными склонами и очень широкими троговыми долинами.

Памирский хребет на востоке ограничивается ледниковыми долинами верховьев р. Истык (Иссык) и оз. Куркунтай. Его восточная часть сравнительно невысока (пер. 4540 м) и бесснежна. Главный гребень поднимается выше снеговой линии и на северном склоне несет ряд ледников. Рельеф этого района мало изучен и точная связь Памирского хребта с Шугнанским и Шахдаринским хребтами, а также хребтами, лежащими между ними, еще не установлена. Отдельные вершины в этом районе достигают весьма значительных высот, вероятно, свыше 6000 м.

Ваханский хребет — сравнительно короткий, но очень высокий, расположенный между долинами рр. Памир и Истык с севера и рр. Вахан и Аксу с юга. Его западная часть лежит вне пределов СССР и совершенно не изучена. Отдельные вершины достигают 7000 м. Восточная часть значительно ниже, с высотами 5500—6000 м.

Долины Памира величественны и колоссальны. Даже речные долины поражают своими размерами, плоской корытообразной формой и ничтожным падением. Еще больших размеров достигают озерные котловины.

Долина р. Маркансу и ее притоков Уйсу и Коксу является наиболее северной, обладающей всеми особенностями памирских долин. Она представляет собой систему гигантских трогов, спускающихся с южного склона Заалайского хребта и сливающихся в один мощный ствол. Этот ствол — собственно долина Маркансу — вытягивается вдоль Заалайского хребта на сорок километров, достигая 3—4 км ширины. Поверхность ее почти безжизненна, непрерывные ураганные ветры выду-

вают моренные толщи, образуя барханные пески. Поверхность этих песков постоянно как бы дымится, благодаря непрерывным смерчам. Зимой и осенью с сентября месяца песчаные смерчи сменяются еще более жестокими песчано-снежными буранами. Долина Маркансу поэтому получила название «Долины смерти», а долина Уйсу — «Долины смерчей».

Бассейн оз. Кара-Куль представляет собой гигантскую озерную котловину самого Кара-Куля, имеющую свыше 30 км в длину и почти такую же ширину. Она состоит из двух частей—западной и восточной, разделенных низким, сглаженным гребнем. Долины рек, впадающих в Кара-Куль, сравнительно коротки и представляют собой громадные трои, заполненные свежим и перемытым моренным материалом.

Бассейн Рангуля и Ширкуля представляет собой громадную котловину, почти совершенно плоскую и вытянутую в широтном направлении. Длина ее свыше 40 км, ширина достигает 10—12 км. Долины притоков еще более коротки, чем у Кара-Куля, и представляют собой широкие, почти прямые трои, выходящие в долину озера. Из-за сравнительно небольшой высоты и бесснежности окружающих гор постоянные водные потоки или совершенно отсутствуют, или ничтожны. Подножья гор окаймлены сплошным покровом делювиальных отложений.

Долина рр. Мургаба и Аксу по своим размерам, особенно по длине, стоит на втором месте после долин рр. Пянджа и Вахандарьи. Она прорезает Южный Памир и Центральный Памир, переходя в долину Бартанга. Общая длина ее около 250 км. Число боковых притоков свыше 60. Многие из них достигают больших размеров — Истык (Иссык) 90 км, Балгын около 40 км, Акбайтал 80 км, Карасу 60 км.

По характеру рельефа долина Мургаба—Аксу распадается на две части: восточную — ледниковую и западную — эрозионную. Западная часть, сравнительно короткая, представляет собой типичную эрозионную, глубокую и узкую долину с высокими крутыми склонами. В настоящее время она почти целиком заполнена Сарезским озером, достигающим около 70 км длины. Восточная часть не что иное как гигантский трог длиной свыше 200 км и шириной до 10—12 км, с пологими вогнутыми склонами и плоским дном. Моренный покров в настоящее время перемыт, и долина в южной части заполнена низкими террасами.

Долина Аличура и его составляющих — рр. Горумды и Бузтере — на всем протяжении представляет собой гигантский трог, до 6—8 км шириной. Нижняя часть долины занята обвальным озером Яшилькуль, выше которого лежит область солончаков и горькосоленых озер Сасыккуль.

Долина Аличура так же безжизненна, как и все другие ледниковые долины Памира. Древесная растительность отсутствует совершенно, и только небольшие луга с низкой травой разнообразят серые каменистые пространства.

Долина оз. Зоркуль и р. Памир до Иолмазара (3800 м) может служить лучшим примером поразительного развития ледниковых форм ландшафта, отличающихся как своими размерами, так и своей свежестью.

Вдоль всего подножья Ваханского хребта, на протяжении свыше 60 км, тянется громадная, почти плоская долина, достигающая 6—8 км ширины. Эта долина покрыта колоссальными свежими моренами. Среди морен и располагаются озера Зоркуль, Кукджигит, Куркунтей и Карадунч.

Ниже Иолмазара р. Памир глубоко врезается в громаднейшие толщи сначала моренного, а затем флювиогляциального материала. Река бурным потоком бежит в ущелье, где-то глубоко, у подножья колоссальных террас. У Лянгара она выходит в широкую долину Пянджа.

ГИДРОГРАФИЯ

РЕЧНАЯ СЕТЬ

Почти вся территория Таджикистана лежит в бассейнах трех рек: Сыр-Дарья, Зеравшана и Пянджа — Аму-Дарья¹. Небольшие площади относятся к бассейну р. Маркансу, текущей в Таримскую впадину, и к бассейну бессточного озера Кара-Куль.

Бассейн Сыр-Дарья. В пределы Таджикистана входит небольшая часть бассейна Сыр-Дарья, обладающая, однако, всеми признаками, характерными для этого бассейна.

Наиболее важный признак — это обособленность основной артерии самой Сыр-Дарья от ее притоков. Все притоки, несмотря на свои значительные размеры, не доходят до Сыр-Дарья, они или разбираются многочисленными арыками или уходят в песчано-галечные толщи зоны подножья. Только сухие русла прослеживаются до долины Сыр-Дарья. Весьма вероятно, что с сухими руслами связаны подземные потоки.

Вторая особенность — развитие многочисленных и нередко очень больших конусов выноса. Это связано с тем, что в пределах гор реки обладают весьма значительным уклоном и скоростью. Выходя на равнину, они резко уменьшают свое падение и скорость и отлагают громадные толщи сначала обломков и валунов, а затем галечника и песков.

Третья особенность — летние половодья (июнь—июльские) всех рек, берущих начало в снеговых хребтах. Только в реках, стекающих с бесснежных хребтов, максимум воды связан с весенним таянием снегов и осенними дождями. Летом русло таких рек почти или совершенно безводно.

Сыр-Дарья в пределах Таджикистана представляет собой мощную реку, текущую одним сравнительно мало извивающимся руслом, шириной до 160—170 м. Она глубока, бродов нет и летом возможно было бы даже судоходство.

¹ В отношении названий рек необходимо иметь в виду следующее:

1. Большие реки теряют свои названия выше места, где соединяются две их более или менее одинаковые составляющие. Например, р. Бартанг сохраняет это название только до слияния рр. Кудары и Мургаба, р. Мургаб, в свою очередь, сохраняет свое название до слияния рр. Акбайтал и Аксу. Другой пример: р. Вахш составляется из рр. Сурхоб и Хингоу, р. Сурхоб из рр. Кызылсу и Муксу; р. Муксу из рр. Сауксай и Баяндкиик.
2. Нередко реки получают свое название от перевала, находящегося в их вершинах. Например, с перевала Пшарт в обе стороны текут реки Пшарт. Их различают по направлению течения: Западный Пшарт и Восточный Пшарт. Другой пример: Северный и Южный Акбайтал.
3. Большинство небольших речек получило свое название от селений, располагающихся у их устья, или от крупных источников, например р. Варзоб, р. Каратаг, р. Гармчашма, р. Тогузбулак и т. п.
4. Приставка «дарья» обозначает большая река, например Аму-Дарья, Сыр-Дарья. Приставки «об», «оби», «оу», «су», обозначают реки средних размеров, например: Сурхоб, Обиниоу, Хумбоу, Муксу. Приставка «сай» или «дара» обозначает небольшую речку или поток, например Даршайдара, Сауксай, Сенустанынсай, Гучуртсай.

Левые притоки Сыр-Дарьи берут начало в снегах и ледниках Туркестанского хребта. Для них характерны резкие летние суточные колебания расхода воды. Во второй половине дня и вечером количество воды в реках очень велико и переправы трудны. Утром же вода резко спадает, и недоступные реки легко переходятся вброд. Это связано с усиленным таянием снегов днем.

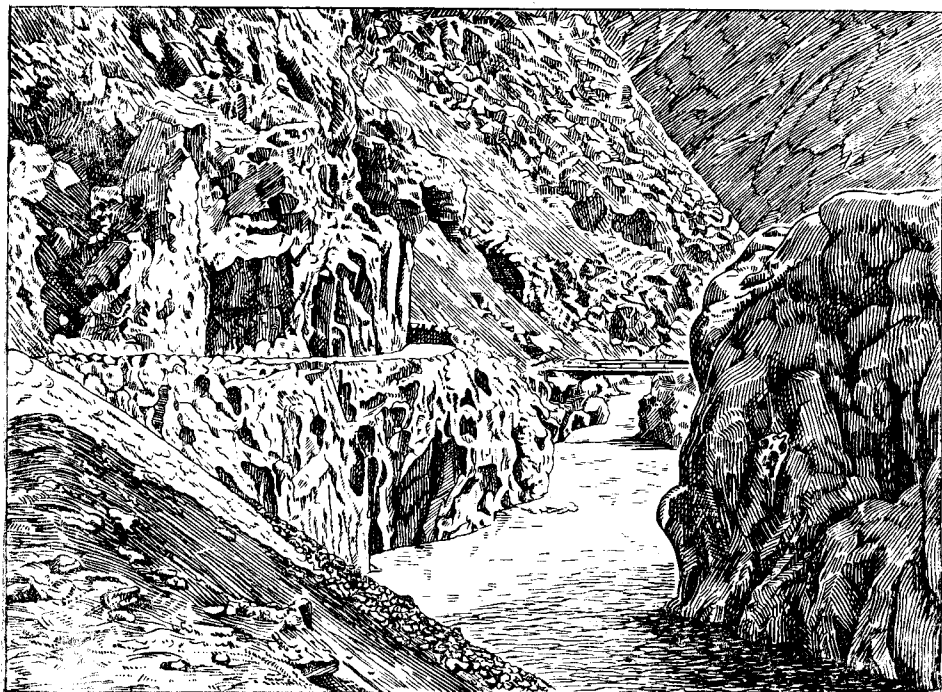


Рис. 7. Ущелье р. Фандарья в Зеравшанском хребте
Рисунок И. Красикова с фото А. П. Марковского

Наиболее значительными притоками являются рр. Исфара, Ляйляк и Аксу.

Правые притоки Сыр-Дарьи — рр. Карамазар, Казылалмалы, Уткемсу дренируют безводные низкие Кураминские горы. В течение лета они почти пересыхают.

Б а с с е й н З е р а в ш а н а . Зеравшан представляет собой крупную горную реку, берущую начало в Зеравшанском леднике. Первым крупным притоком Зеравшана является Фандарья, составляющая р. Ягноб и р. Искандердарья, берущая начало из оз. Искандеркуль. Река Фандарья пропиливает Зеравшанский хребет, образуя глубокое узкое ущелье (рис. 7). Второй приток — р. Кштут — впадает в Зеравшан слева, ниже Фандарьи. Его составляющей служит р. Артуч с девятью Куликолонскими озерами. Последний крупный приток — р. Магиандарья — также впадает слева. В верховьях ее составляющей р. Шинк лежат живописные Мальгузарские озера (рис. 8, 9, 10).

Все притоки Зеравшана — типичные горные реки с летними половодьями, громадным падением и резкими суточными колебаниями количества воды.



Рис. 8. Озеро Хозорчашма.
Фото Н. Н. Насыбулина



Рис. 9. Озеро Маргузор.
Фото Н. Н. Насыбулина



Рис. 10. Озеро Гушор.
Фото Н. Н. Насыбулина

Б а с с е й н П я н д ж а—А м у-Д а р ь и. Пяндж — основная водная артерия Таджикистана, базис эрозии для всех рек Памира, Бадахшана, Дарваза и Юго-Западного Таджикистана. На всем протяжении он является границей между СССР и Афганистаном.

Река Пяндж образуется слиянием рр. Вахандарьи и Памира; после слияния с р. Вахш она получает название Аму-Дарьи. Ее длина около 960 км. Пяндж состоит из двух частей — верхней, горной, протяженностью около 740 км и нижней, равнинной, протяженностью около 220 км. В верхней (горной) части Пяндж течет одним руслом в глубоком ущелье и представляет собой бурную пенистую горную реку. Сила течения настолько велика, что вода, отгалкиваясь от берегов, образует посреди реки пенистый гребень. Своеобразны древние озерные долины, связанные с колоссальными завалами, перегораживавшими долину Пянджа. Первая озерная долина лежит в Вахане, а ее завал — у сел. Даршай. Вторая долина совпадает с Рушаном и Шуганом. Ее завал лежит у сел. Хыч. В этих долинах Пяндж подпружен, его течение значительно медленнее, часто он образует боковые протоки. Через завалы он низвергается мощными водопадами.

Равнинная часть течения Пянджа резко отличается от горной. Пяндж, выходя из горных массивов палеозоя, замедляет свое течение, распадается на протоки; русло расширяется, образуются многочисленные броды. Большое количество притоков создает из узкого бурного Пянджа мощную, спокойную Аму-Дарью.

Число рек, составляющих систему Пянджа, измеряется сотнями. Начиная с юга, главнейшими из них являются: Памир, Гармчашма, Гунт, Бартанг, Ягзулем, Ванч, Обихумбоу, Обиниоу, Кызылсу, Вахш, Кафирниган. Характер этих рек достаточно обрисован при описании их долин.

Б а с с е й н К а р а-К у л я. Кара-Куль представляет собой своеобразную бессточную впадину, являющуюся водосборным бассейном для рр. Караджилга, Акджилга, Музкол, Караарт и др. Все эти реки небольших размеров, около 50—60 км длины и меньше, текут только летом по троговым долинам и характеризуются летним половодьем и суточными колебаниями количества воды.

Б а с с е й н М а р к а н с у. Единственная речная система СССР, текущая в Таримскую впадину, начинается на южном склоне Заалайского хребта реками Коксу, Уйсу и Коксай, которые, соединяясь, образуют р. Маркансу, принимающую в себя ряд притоков с восточной части южного склона Заалайского хребта. Максимальная длина всей системы в пределах СССР 60—70 км. Режим ее такой же, как и у остальных речных систем Памира.

ОЗЕРА И БОЛОТА

Озера в Таджикистане встречаются довольно часто, но почти всегда небольших размеров.

М о р е н н ы е о з е р а — наиболее распространенный тип озер Таджикистана. Они встречаются в долинах рек всех больших горных хребтов. Наиболее известны Маргузорские озера в долине р. Шинк, составляющей Магиандарью, озеро Куликолон в долине р. Артуч в Зеравшанском хребте и знаменитое оз. Искандеркуль в Гиссарском хребте. На Памире типичным моренным озером является Зоркуль. Оно достигает значительных размеров: 16 км длины, 3—5 км ширины, но очень мелко

и поэтому быстро меняет свои очертания, в зависимости от таяния снегов на Памирском и Ваханском хребтах. Рядом с Зоркулем располагаются другие моренные озера меньших размеров — Кукджигит, Куркунтей, Карадунч и др.

Котловинные озера образуются во впадинах и котловинах. Наибольшим из них является оз. Кара-Куль на Северном Памире. Оно расположено на высоте 3280 м в огромной котловине длиной до 50 км и шириной до 25 км. Озеро сильно сокращается, его размеры: около 23 км длины и 18 км ширины. Глубина восточной половины небольшая — максимальная до 28 м, обычно меньше, западной — более значительная — до 236 м.

Речные долины Памира достигают больших размеров. Нередко в их углублениях образуются озера. Они всегда очень мелкие, но достигают нескольких километров длины, например озера Ранкуль (высота 3840 м) и Шоркуль на Северном Памире, оз. Сасыкуль в долине Аличура и др. Все котловинные озера Памира или солоноватые (Кара-Куль и Ранкуль), или горькосолёные (Сасыкуль).

Еще больших размеров достигают долины больших рек Южного Таджикистана — Кызылсу, Вахша и Кафирнигана. В их низовьях образуются громадные заболоченные площади, иногда принимающие вид мелких озер. Примером могут служить озера и болота долины Вахша к северу и к югу от Курган-Тюбе, обширные болота в долине Яхсу ниже Куляба и у слияния Яхсу и Кызылсу, а также между Кызылсу и Пянджем.

В долине Сыр-Дарьи можно отметить горькосолёное оз. Аксузон.

Обвальные озера характерны для Западного Памира (Бадахшана) с его чрезвычайно глубокими каньонами; они имеются и в хребтах Алайской системы. В результате землетрясений происходят колоссальные обвалы, образующие на реках естественные дамбы, выше которых возникают озера. На наших глазах произошло образование Сарезского озера, благодаря обвалу у сел. Усой, перегородившему долину р. Мургаб. Постепенно возникшее озеро затопило цветущее селение Сарез и достигло около 70 км длины. Сейчас образование озера закончилось и избыток воды просачивается через завал и частично переливается через него. Усойский завал детально описан И. А. Преображенским (1920). Другим обвальным озером является оз. Яшилькуль в долине р. Аличур (Гунт).

В долине Пянджа существовало два обвальных озера — Рушанское с подпрудой у сел. Хыц, длиной около 30 км, и Ваханское с подпрудой у сел. Даршай, длиной свыше 60 км. В настоящее время Ваханское озеро совершенно заполнено осадками — преимущественно песками и глинами; Рушанское озеро почти заполнено, и озерный бассейн сохранился только у самой подпруды.

Вышеперечисленные три типа озер включают в себя все главнейшие озера Таджикистана.

СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Значительные площади территории Таджикистана заняты колоссальными горными хребтами, поднимающимися выше снеговой линии. В их пределах широко развито оледенение, и большие площади покрыты вечными снегами.

Современное оледенение играет громадную роль в режиме рек Таджикистана, что имеет большое значение для сельского хозяйства Респуб-

лики. Поэтому изучению современного оледенения уделялось много внимания.

Наиболее полные сведения о ледниках Средней Азии и, в частности, о ледниках Таджикистана имеются в монографии Н. Д. Корженевского (1930а). Интересную сводку по оледенению Памира опубликовал недавно Р. Д. Забиров (1955).

Ледники Туркестанского хребта сосредоточены в его восточной части. Большая часть их лежит на северном склоне на территории Киргизии. На южном склоне находятся только притоки Зеравшанского ледника, ледника Рама и несколько небольших ледничков в верховьях р. Янгисобак. Зеравшанский ледник течет с узла Зеравшанского и Туркестанского хребтов. Длина его 24,75 км, площадь главного потока 40,78 км². Уклон поверхности 0,045°. Высота языка 2775 м. Высота снеговой линии 3850 м. Ледник имеет 14 притоков.

Ледники Зеравшанского хребта развиты преимущественно на северном склоне, сравнительно немногочисленны и небольших размеров.

Ледники Гиссарского хребта многочисленны на северном склоне в его восточной части, размеры их небольшие (2—3 км). Группа небольших ледников расположена в верховьях Ягноба. Наибольшая по числу ледников группа находится на склонах массива Чимтарга (5623 м) и в верховьях рр. Пасруд, Кштут, Искандердарья и Магиан. Много здесь долинных и каровых ледников длиной от 1 до 3,5 км.

На южном склоне Гиссарского хребта оледенение достигает наибольших размеров в его восточной части. Многочисленные ледники, расположенные в верховьях рр. Кабуд, Обизанку и Коксу, мало изучены. Ледник Абрамова в верховьях Коксу достигает 10 км длины, высота языка 3500 м.

Также широко развито оледенение и дальше на запад, в верховьях рр. Намноруд, Кафирниган, Сардаймиона, Варзоб и Гориф. Размеры ледников невелики, до 4—5 км, обычно 1—3 км. Высота языков 3450—3540 м.

Ледники хр. Петра Первого немногочисленны. Они развиты только на северном склоне, у подножья г. Саганаки.

Ледники хр. Революции, в противоположность ледникам хр. Петра Первого, исключительно многочисленны и достигают значительных размеров. На северном склоне они развиты в каждой долине, начиная с самого запада, с долины Пулисангин и кончая массивом Санда и ледником Танымас. Число их свыше 25. Высота языка от 2800 м, чаще всего в пределах 3000—3400 м. Наибольшие ледники: Сагран длиной до 25 км, высота языка 3000 м, имени И. В. Мушкетова длиной предположительно до 24 км, Танымас — длиной 10—12 км, Вайзирек длиной до 12 км при ширине 1—2 км. На южном склоне ледников значительно меньше и они короче. Наибольший из них, длиной до 14—15 км, шириной около 0,5 км, спускается с того же пика, что и ледник Сагран.

Ледники хр. Академии Наук достигают максимальных размеров на восточном его склоне. Крупнейшим из них является знаменитый ледник Федченко. На западном склоне расположен ряд других крупных ледников: ледник Гандо свыше 20 км длиной, ледник Гармо длиной до 25 км, шириной 1,5—2 км, высота языка около 3000 м. В верховьях р. Ванч лежат ледники Ванчский, Русского Географического общества длиной около 18 км и Абдукагор длиной около 10 км. В верховьях Язгулема находится ледник Язгулемский длиной до 25 км.

Ледник Федченко — величайший долинный ледник земного шара, длиной до 77 км при ширине 2—5 км. Конец языка лежит на высоте 3000 м. Начинаясь на северном склоне Язгулемского хребта, мощным потоком он течет вдоль подножья хр. Академии Наук и оканчивается немного не доходя до р. Муксу. Справа он принимает 21 приток, из которых наибольших размеров достигают ледник Академии Наук (12 км) и Бивачный (16 км длиной). Слева впадает 13 боковых ледников, среди которых наибольшим является ледник Наливкина (12 км).

Ледники Язгулемского хребта. На северном склоне хребта, кроме ледника Федченко, берет начало еще один крупнейший ледник Музкулак длиной до 40 км и шириной около 2 км. Слева он принимает два крупных притока, из которых верхний достигает длины 16 км. Высота языка 3660 м.

Кроме этих колоссальных ледников, на северном склоне Язгулемского хребта имеется значительное число других ледников. Наиболее западный из них, ледник Одуди, длиной 2,5 км, лежит у одноименного перевала.

Оледенение развито и на южном склоне хребта, но значительно в меньшей степени.

Ледники Ванчского хребта. Кроме ледника Абдукагор, здесь имеется большое число других ледников. Они мало изучены, но, по-видимому, небольших размеров.

Ледники Дарвазского хребта располагаются как на северном, так и на южном его склонах. Они мало изучены, по-видимому, значительных размеров, так же как и ледники Гармо и Географического общества, берущие начало в районе пика Гармо и пика Сталина, в узле хр. Академии Наук. Ледник Техарви достигает 15 км длины, значительные размеры имеют ледники Сикогач и Сытарч.

Ледники Заалайского хребта. Заалайский хребет совместно с хр. Академии Наук и хр. Революции является областью наибольшего развития оледенения на всей территории СССР. Колоссальные ледники развиты как на северном, так и на южном их склонах. Они еще недостаточно изучены. Число их весьма значительно. На северном склоне одним из крупнейших является ледник Корженевского длиной около 20 км, шириной 0,5—1 км. На южном склоне значительных размеров достигает ледник Д. Л. Иванова (Южный Горумды) длиной свыше 12 км. Группа крупных ледников располагается на южном склоне хребта в верховьях Саукса, Караджилги и Уйсу.

Ледники хребтов Центрального и Южного Памира изучены очень мало, известны только отрывочные данные. Значительное оледенение развито в наиболее повышенных частях Мургабского, Аличурского, Памирского и Шахдаринского хребтов. Длина отдельных ледников нередко превышает 10 км.

КЛИМАТ

Климат Таджикистана необыкновенно разнообразен: начиная от сухих субтропиков низовьев Кызылсу, Вахша и Кафирнигана и кончая высокогорной вечномерзлотной пустыней Памира.

Намечаются следующие климатические области:

1. Сухие субтропики низовьев Пянджа.
2. Равнинные и предгорные долины Юго-Западного Таджикистана (Гиссарская долина) и Ферганская долина.

3. Высокогорные долины Зеравшана, Каратегина, Дарваза и Бадахшана.

4. Высокогорная пустыня Памира.

Сухие субтропики. Характеристику сухих субтропиков дают наблюдения в Термезе. Термез является наиболее теплой областью Средней Азии. По данным климатологического справочника СССР (1940), средняя годовая температура составляет здесь $17,4^{\circ}\text{C}$. Средняя температура по месяцам: I — 2,8; II — 5,7; III — 11,5; IV — 18,5; V — 24,5; VI — 29,3; VII — 31,4; VIII — 29,6; IX — 23,3; X — 16,9; XI — 10,1; XII — $4,8^{\circ}$. Зимой наблюдаются кратковременные морозы до $-17,4^{\circ}$. Максимальная жара $46-48^{\circ}$. Ветры сильные, летом нередко дует «афганец» и «гарм-силь» — южный, иссушающий ветер, достигающий силы урагана. Облачность незначительна, в течение летних месяцев продолжительность солнечного сияния достигает 94%. Осадки незначительны — годовые 133 мм. По месяцам они распределяются следующим образом: I — 21; II — 23; III — 30; IV — 19; V — 10; VI — 1; VII — 0; VIII — 0; IX — 0; X — 3; XI — 9; XII — 17 мм. В течение четырех летних месяцев осадки отсутствуют, и без искусственного орошения земледелие невозможно. Снеговой покров эпизодический — 3 дня в году, иногда отсутствует совершенно.

Равнинные и предгорные долины. Характеристику климата дают наблюдения в Ленинабаде, Самарканде и Ура-Тюбе. И эта область обладает теплым климатом со средней годовой температурой $13,4-13,8^{\circ}$. Абсолютный максимум 43° , абсолютный минимум -26° . Последний мороз 6 марта — 21 апреля, первый 9 октября — 20 ноября. Средняя месячная температура: I — 1,3; II — 1,2; III — 8,4; IV — 15,8; V — 21,5; VI — 25,8; VII — 27,6; VIII — 25,6; IX — 19,8; X — 12,3; XI — 6,5; XII — $2,1^{\circ}$. Зимой наблюдаются морозы, обычно непродолжительные. Ветры умеренные и слабые. Ураганы редки. Облачность небольшая. В Самарканде число ясных дней в году доходит до 186. Количество осадков колеблется значительно: 328 мм в Самарканде и 148 мм в Ленинабаде. Наибольшее количество осадков приходится на март, апрель, май и на ноябрь—декабрь, наименьшее — на июнь, июль, август и сентябрь — от 0 до 11 мм. Снегопады редки и непродолжительны.

Высокогорные долины Зеравшана, Дарваза и Бадахшана в климатическом отношении имеют общий характер. Климатические особенности характеризуются данными станции г. Хорога, расположенной на высоте 2105 м. Средняя годовая температура $8,7^{\circ}$. Средние месячные температуры: I — 7,6; II — 5,8; III — 0,6; IV — 9,3; V — 15,0; VI — 19,9; VII — 22,5; VIII — 22,2; IX — 18,0; X — 10,9; XI — 3,7; XII — $3,7^{\circ}$. Облачность значительно больше, чем в предгорьях; средняя годовая около 40%. Максимум в марте. Общее количество осадков за год 217 мм, почти вдвое меньше, чем в предгорьях. По месяцам оно распределяется следующим образом: I — 34; II — 27; III — 28; IV — 34; V — 24; VI — 13; VII — 4; VIII — 1; IX — 2; X — 12; XI — 20; XII — 18. Максимальное количество осадков приходится на раннюю весну, лето почти сухое. Снеговой покров сравнительно невелик, около 1—2 м. Наибольших размеров он достигает в предгорных долинах у подножья высоких хребтов. Число дней со снегом 24, число дней с дождем 25.

Высокогорная пустыня Памир. Климат Памира исключительно своеобразен. Его основные особенности — крайне низкая годовая температура и ничтожное количество осадков. Первая особенность сближает его с Якутией, а вторая с Сахарой.

Долголетние наблюдения, производившиеся в г. Мургабе (бывшем Памирском посту), дают очень интересный материал. Высота г. Мургаб 3640 м. Средняя годовая температура минус 1,0°. Максимальная абсолютная температура 28,0°, минимальная—46,7°. Средняя температура по месяцам: I—17,7; II—14,0; III—7,0; IV—0,2; V +6,1; VI +10,0; VII +13,6; VIII +13,0; IX +7,5; X—0,4; XI—8,2; XII—15,4°. Морозы бывают во все месяцы года, кроме промежутка от 14 июля до 10 августа. Снежные бураны бушуют круглый год. Самый теплый промежуток времени июль—август, самый холодный декабрь—февраль. Характерны очень большие суточные колебания. Даже в одно и то же время в марте на солнце +23,0°, а в тени —15°.

Характерной особенностью являются сильные постоянные леденящие и иссушающие ветры, дующие с гор в долину в продолжение всего дня. Ночью они прекращаются. Это объясняется тем, что днем дно долин нагревается солнцем до +25—30°, на снежных же гребнях температура всегда —20—30°. Ночью заледеневают и долины, и горы.

Влажность ничтожная. Облачность небольшая. Максимум облачности приходится на летние месяцы и достигает 30—40%, но почти не сопровождается осадками. Количество осадков исключительно мало—73 мм, в отдельные годы падает до 37 мм. Наибольшее количество их выпадает в мае—июле, наименьшее—в сентябре—декабре. По месяцам они распределяются следующим образом: I—6; II—4; III—3; IV—6; V—10; VI—16; VII—6; VIII—7; IX—8; X—2; XI—1; XII—2 мм. Число дней с дождем 3, со снегом 23. Снеговой покров ничтожен, только местами ветром надуваются громадные сугробы.

В связи с отрицательной средней годовой температурой для Памира (Восточного Памира) характерно повсеместное распространение вечной мерзлоты. В долинах озер, а иногда и рек, в береговых срезях наблюдается почвенный лед, изученный Корженевским (1930) по берегам Кара-Куля. В начале лета, вследствие оттаивания верхних горизонтов вечной мерзлоты средние части высоких долин превращаются в трясины, опасные для передвижения. Подобное явление наблюдается и на щебневых склонах гор, обращенных к солнцу.

Почвы Таджикистана. Разнообразие климата, рельефа и геологического строения Таджикистана обуславливает и разнообразие его почв. Здесь встречаются все типы почв Средней Азии. Описание их можно найти в работах И. С. Щукина (1936а, 1936б), М. А. Гиляровой (1936а, 1936б), И. Н. Антипова-Каратаева (1949, 1951), А. Л. Воробьева (1952), О. А. Грабовской (1949, 1949а, 1951, 1951а), С. Н. Пустовойт (1951), А. Н. Розанова (1950), И. И. Трофимова (1953) и др.

Глава III

СТРАТИГРАФИЯ

Отложения, слагающие территорию Таджикистана, очень разнообразны по своему возрасту, составу и фациям. Известны осадки всех систем, начиная с кембрия; вероятно присутствие и протерозоя. Характерной особенностью является широкое развитие морских фаций не только в палеозое, но и в мезозое (триас, юра, нижний мел, не говоря о верхнем меле и палеогене).

Наблюдается определенная закономерность в изменении фаций с севера на юг, начиная с перми до верхней юры включительно. В северных районах Таджикистана в верхнем палеозое широко развиты континентальные и лагунно-континентальные отложения, морская пермь неизвестна; на юге в верхнем палеозое преобладают морские фации, нижняя и верхняя пермь здесь преимущественно морские. В Северном Таджикистане к верхнему триасу относятся небольшой мощности горизонты континентальной угленосной толщи. В Северном Дарвазе имеются горизонты с морской нижнетриасовой фауной. На Южном Памире триас представлен мощными сланцевыми и известковистыми толщами с фауной, аналогичной имеющейся в триасе Каракарума и Гималаев. Юра на севере Таджикистана представлена только континентальными угленосными отложениями небольшой мощности; на южном склоне Гиссарского хребта появляются среднеюрские известняки, залегающие над угленосными нижнеюрскими отложениями. На Южном Памире нижнеюрские угленосные отложения замещаются сланцевыми толщами с лейасовой морской фауной. Средняя и верхняя юра здесь представлена мощными известняками.

Отложения нижнего мела в северных областях Таджикистана исключительно континентальные; в Гиссарском хребте в красноцветной толще нижнего мела появляются морские горизонты, присутствующие на большей части территории Юго-Западного Таджикистана. На Северном Памире развиты континентальные и лагунно-континентальные фации. В Центральном и Южном Памире самые нижние горизонты мела (неоком) представлены известняками, тесно связанными с юрскими известняками, от которых они почти не отличаются.

Верхнемеловые и палеогеновые отложения резко отличаются от более древних отложений. Они слабо изменены, имеют пестрый литологический состав, различную, но преимущественно небольшую, сравнительно с палеозоем и нижним мезозоем юга, мощность. Последняя увеличивается в таких областях прогиба, как средняя часть Юго-Западного Таджикистана, Ферганская впадина и др. По условиям образования — это морские мелководные лагунные и континентальные осадки.

Неогеновые и четвертичные отложения исключительно континентального происхождения.

Изученность стратиграфии отдельных систем в разных районах Таджикистана неодинакова. Наиболее детально разработаны вопросы стра-

тиграфии юры, верхнего мела и палеогена в таких хорошо освоенных районах, как Южная Фергана, Сталинабдский район, и значительно слабее в таких труднодоступных и отдаленных частях Таджикистана, как Восточный Гиссар, Северный Памир и др. Палеозой изучен слабее мезозоя и третичных отложений, особенно в таких высокогорных районах, как Памир, Дарваз, Каратегин.

Древние толщи исследованы хуже среднего и верхнего палеозоя. Ждет разрешения проблема докембрия, присутствие которого предполагается, но пока не доказано. Средний палеозой Дарваза и Памира изучен значительно слабее, чем на севере, особенно в Фергане, на северных склонах Туркестанского хребта. Изученность верхнего палеозоя на всей территории Таджикистана не отвечает тому большому значению, какое имеют эти отложения при решении важнейших вопросов и проблем истории геологического развития Таджикистана. Особо актуальной проблемой является изучение стратиграфии четвертичных отложений, чему до последнего времени не уделялось достаточного внимания.

Несмотря на огромные успехи, достигнутые в области разработки стратиграфии, очень многие стратиграфические вопросы еще ждут своего окончательного разрешения. Составление опорных разрезов наиболее важных толщ с выделением характерных горизонтов, как основы для геологических исследований, является главной задачей в области изучения сложной и разнообразной стратиграфии Таджикистана.

ДОКЕМБРИЙ

Несомненный докембрий, трансгрессивно покрывающийся кембрием или ордовиком, в пределах Таджикистана пока неизвестен. Имеются лишь предположения отдельных исследователей о возможно докембрийском возрасте некоторых наиболее сильно метаморфизованных толщ Таджикистана.

Необходимо отметить, что по мере изучения геологии Таджикистана предположения о докембрийском возрасте многих метаморфических толщ сменялись представлениями о палеозойском времени их образования. Однако в настоящее время еще нельзя считать, что вопрос об отсутствии докембрия в Таджикистане решен окончательно. Имеется точка зрения, высказанная Д. В. Наливкиным (1935), о возможно протерозойском возрасте нижних горизонтов мощных толщ Северного Памира и Дарваза, относимых к нижнему палеозою. Д. В. Наливкин предполагает, что верхние горизонты нижней половины разреза метаморфических толщ соответствуют кембрию, а нижние — уже протерозою. При этом кембрий постепенно переходит в протерозой, перерыв и несогласие между ними отсутствуют. Правда, отсутствие в этих толщах фаунистически доказанного кембрия и вообще большая условность отнесения данных толщ к нижнему палеозою придает этому, хотя и вполне возможному предположению, теоретический характер.

До настоящего времени не установлен окончательно докембрийский или более молодой палеозойский возраст метаморфических толщ, составляющих так называемую «кристаллическую серию Южного и Юго-Западного Памира». Под этим названием, предложенным В. А. Николаевым, известен сложный комплекс метаморфических и магматических пород бассейнов рр. Гунт и Шахдара, Памирского и Ваханского хребтов, представляющий интереснейшее геологическое образование не только Таджикистана, но и Средней Азии вообще. Начиная с Д. Л. Иванова,

а затем Д. В. Наливкина, эти метаморфические толщи Памира изучались многими исследователями, в том числе С. И. Клуниковым (1936), В. А. Николаевым (1934, 1934а, 1936, 1939), В. И. Поповым (1935) и др., а в более поздние годы — А. П. Недзвецким, И. К. Никитиным, Ю. А. Лихачевым, В. А. Масленниковым, М. И. Рабкиным, Н. А. Хоревым и др.

Отметим, что о времени образования этих толщ единого мнения нет. Д. В. Наливкин в ряде работ (1916, 1926, 1932а, 1935) высказывается за докембрийский возраст, С. И. Клуников (1936, 1937), В. А. Николаев (1936) и В. И. Попов (1935) считали их более молодыми — палеозойскими. В частности, С. И. Клуников (1936), в течение нескольких лет изучавший эти толщи, пришел к выводу о их наиболее вероятном средне- или нижнепалеозойском возрасте. Г. А. Дуткевичем была высказана, но более никем не поддержана, точка зрения о еще более молодом — мезозойском возрасте этих толщ. М. И. Рабкин и В. А. Масленников, работавшие позднее в пределах области развития этих толщ, склонны разделять точку зрения Д. В. Наливкина о их древнем, вероятно, докембрийском возрасте.

Таким образом, вопрос о возрасте метаморфических толщ Юго-Западного Памира остается окончательно неразрешенным, в связи с чем на карте и при описании принимается обозначение «метаморфические толщи неустановленного возраста». Установление возраста кристаллической серии Юго-Западного Памира является одной из важнейших задач познания геологии юга Средней Азии.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ТОЛЩИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА (НЕУСТАНОВЛЕННОГО ВОЗРАСТА)

Мощная толща разнообразных гнейсов с пачками кристаллических сланцев и мраморов Юго-Западного Памира, известная в литературе под названием «кристаллической серии», представляет собой интереснейший комплекс. Этой толщей вместе с прорывающими ее гранитными массивами сложены Шахдаринский, Памирский, Шугнанский хребты и южные склоны Рушанского хребта. На востоке ее границы с более молодыми отложениями совпадают приблизительно с линией, проходящей несколько восточнее оз. Зоркуль к верховьям р. Хадзут (правый приток р. Гунт); на севере — с водоразделом Рушанского хребта, а на западе и юго-востоке прослеживание толщи ограничено реками Пяндж и Памир.

Учитывая степень изученности и некоторые особенности геологического строения, описание кристаллического комплекса производится по районам. Выделяются три района: 1) Шахдаринский хребет, т. е. водораздел между реками Шахдара и Пяндж, лучше всего исследованный; 2) южный склон Рушанского хребта (правобережье р. Гунт) и 3) остальная площадь, менее исследованная.

Шахдаринский хребет

С. И. Клуниковым (1936б) в метаморфической толще выделены следующие свиты (снизу вверх):

1) горанская, представленная раскристаллизованными доломитизированными мраморами и мигматитовыми гнейсами, которым подчинены иногда прослойки роговообманковых гнейсов и ортогнейсов; мощность около 3000 м;

2) хорогская, представленная мигматитовыми биотитовыми гнейсами без прослоев мраморов; мощность около 2000 м;

3) шугнанская, состоящая из серых, часто полосчатых мраморов с «гальками» гнейсо-гранитов и налегающих на мраморы очковых гранато-биотитовых гнейсов; общая мощность около 700 м;

4) врангская, названная ранее беломраморной по преобладанию в ее составе пачек белого мрамора; мощность около 1000 м;

5) аличурская, представленная буровато-серыми мелкоочковыми гнейсами с прослоями мраморов; мощность около 1800 м.

По данным М. И. Рабкина, В. А. Масленникова, Н. А. Хорева и Б. Я. Соловейчик, метаморфическая толща разделяется несколько иначе. Для средней ее части вводятся новые названия свит, поскольку имеются существенные расхождения в их характеристике по сравнению со схемой С. И. Клунникова (табл. 1).

Снизу вверх М. И. Рабкиным выделяются следующие свиты:

Горанская свита. Сложена в основном серыми или серобуроватыми, преимущественно среднезернистыми, тонкополосчатыми биотитовыми, реже силлиманито-биотитовыми, а иногда гранатсодержащими гнейсами. По содержанию полевых шпатов различаются плагиоклазовые гнейсы, представляющие в более чистом виде парагнейсы, либо гнейсы с значительным или большим содержанием калиевого полевого шпата (мигматиты). Гнейсам подчинены часто встречающиеся прослои мраморов мощностью от нескольких метров до 10—20 м и даже более. Мраморы почти всегда скарнированы. В подчиненном положении находятся также прослои чисто роговообманковых или биотито-роговообманковых гнейсов с наибольшей мощностью в несколько десятков метров. По простиранию прослои этих гнейсов и мраморов прослеживаются от нескольких сотен метров до 15—20 км.

В верховьях рр. Даршай и Ляджвардара верхняя часть свиты представлена мощными горизонтами мраморов (до 300 м) в переслаивании с гнейсами.

Описываемая свита развита главным образом на водораздельной части Шахдаринского хребта и на юго-западных склонах его, по правому берегу р. Пяндж. Она менее изучена, чем другие свиты. Общую мощность ее трудно установить, но она не менее 2 км, а, возможно, значительно больше.

Гармчашминская свита. В ее состав входят главным образом биотитовые гнейсы и местами в значительном количестве силлиманито-биотитовые, гранато-биотитовые и кианито-биотитовые гнейсы. Кроме того, имеются прослои кварцитовидных биотитовых гнейсов и очковых гнейсов. Гнейсы в большей или меньшей степени мигматизированы и местами переходят в типичные мигматиты. Среди гнейсов иногда встречаются пара- и ортоамфиболиты и гибридные амфиболо-гранатовые породы. Редко наблюдаются маломощные прослои мраморов, почти нацело скарнированных.

Гнейсы характеризуются средне- и крупнозернистой, реже мелкозернистой структурой. Их разновидности чередуются между собой. Мощность отдельных слоев определяется первыми десятками метров и нередко только единицами метров.

Описываемая свита отличается от горанской отсутствием в ее составе биотито-роговообманковых гнейсов и незначительным содержанием мраморов. Эта свита не соответствует хорогской свите С. И. Клунникова. Относимые к последней гнейсовые толщи, распространенные в районе

Схема расчленения метаморфической толщи Юго-Западного Памира

По С. И. Клуникову			По М. И. Рабкину и В. А. Масленникову		
Название свит	Мощность, м	Краткая характеристика	Краткая характеристика	Мощность, м	Название свит
Аличурская	Около 1 800	Свита представлена в основном буровато-серыми мелкоочковыми гнейсами. В средней и верхней частях ее содержатся мощные пачки мраморов	Верхи свиты — биотитовые гнейсы и мигматиты, катаклазиты, миониты. Ниже — гнейсы с прослоями и линзами белых скарированных мраморов. В средней части свиты — биотитовые гнейсы и мигматиты с маломощными прослоями гранато-биотитовых, роговообманково-биотитовых и кварцитовидных гнейсов. В основании свиты — биотитовые гнейсы и мигматиты	Около 3 000	Аличурская
Врангская	Около 1 000	Гнейсы, пересланяющиеся с мощными, иногда преобладающими пачками белого мрамора (свита называлась ранее беломраморной)	Дробно чередующиеся разнообразные по составу и структуре гнейсы без прослоев мраморов	Не менее 1 500	Друмдаринская
			В основном мраморы с подчиненными им горизонтами биотитовых гнейсов	Около 500	Даштская
Шугнанская	Около 700	Серые, часто полосчатые мраморы с „галькой“ гнейсо-гранитов. На мраморах залегают очковые гранато-биотитовые гнейсы	Чередующиеся слои мелкозернистых биотитовых, гранато-биотитовых и амфиболово-биотитовых гнейсов с пластами и линзами мраморов, иногда с „будино-подобными“ образованиями	Около 700	Змудская
Хорогская	Около 2 000	Мигматитовые биотитовые гнейсы без прослоев мраморов	В основном гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы с редкими маломощными пластами мрамора. Вверху пласт мрамора 10 м мощности	Около 800	Птупская
			В основном биотито-амфиболовые и реже чисто амфиболовые плагиогнейсы и биотитовые гнейсы. Верхняя часть свиты состоит из пачки гнейсов, чередующихся с мраморами	Около 1 000	Ямчинская
			В основном биотитовые гнейсы и мигматиты (без амфиболовых гнейсов), с прослоями силлиманито-биотитовых, гранато-биотитовых, кианито-биотитовых гнейсов и местами мраморов	Около 1 500	Гармчашминская
Горанская	Около 3 000	Доломитизированные „воночье“ мраморы и мигматитовые гнейсы с подчиненными прослоями роговообманковых гнейсов и ортогнейсов	В основном серые биотитовые, реже силлиманито-биотитовые, а иногда гранатосодержащие гнейсы. Гнейсам подчинены частые прослои в основном скарированных мраморов, а иногда амфиболовых гнейсов. В верхней части свиты — мощные горизонты мраморов	Около 2 000	Горанская

Хорога и по долине Гунта, в действительности, как будет показано ниже, представляют собой верхние горизонты метаморфической серии. Свита, получившая название гармчашминской, развита значительно южнее Хорога и слагает главным образом западный и южный склоны Шахдаринского хребта. Протягиваясь от Гармчашмы на юго-восток через бассейн р. Даршай на северо-восточный склон хребта и далее на юг к Наматгуту, она окаймляет ядро антиклинальной структуры, сложенное горанской свитой. Восточнее бассейна р. Даршай она выступает окнами из-под перекрывающих ее свит (рис. 11).

Мощность гармчашминской свиты около 1500 м.

Ямчинская свита представлена в основном роговообманковыми и биотито-роговообманковыми гнейсами, преимущественно плагиоклазовыми, а часто и мигматитами. Это среднезернистые, реже мелко- и крупнозернистые породы темно-серого до почти черного цвета, иногда с зеленоватым оттенком. В виде прослоев, трудно в поле различимых, в свиту входят разновидности, в которых, помимо биотита и роговой обманки, в переменном, часто существенном количестве присутствуют моноклинный пироксен или гранат, или оба эти минерала вместе. От преобладания того или другого из перечисленных цветных компонентов или комбинации их эти разновидности весьма разнообразны. Иногда встречаются сланцы, чаще амфиболовые, в которых плагиоклаз почти полностью отсутствует.

Среди гнейсов, содержащих в своем составе роговую обманку, встречаются прослой и безроговообманковых, чисто биотитовых или гранатобиотитовых гнейсов, количество которых постепенно возрастает по простиранию свиты с запада на восток. В восточной части хребта наиболее четко эта свита устанавливается по р. Ямчин (правый приток р. Пяндж в 10 км ниже сел. Вранг), откуда она и получила свое название. Здесь, кроме перечисленных разновидностей гнейсов, встречаются иногда силлиманит- и кианитсодержащие разности. В верхней части свиты содержится несколько прослоев мраморов, среди которых два пласта имеют мощность 20—25 м каждый. Остальные пласты, как правило, маломощные. Таким образом, верхняя часть свиты представляет собой пачку гнейсов, чередующихся с мраморами. Более наглядно о ее составе можно судить по разрезу в бассейне р. Чахтомдара (левый приток р. Вяздара). Снизу вверх здесь наблюдается следующая последовательность слоев (по данным М. И. Рабкина):

1. Мрамор, участками скарнированный, с пегматитовыми и кварцевыми жилами (нижняя часть скрыта осыпью)	более 12 м
2. Биотитовый среднезернистый гнейс	4 „
3. Среднезернистый мрамор	7 „
4. Биотитовый гнейс	12 „
5. Мрамор	1 „
6. Среднезернистый роговообманковый гнейс с тонкими прослоями биотитового и биотито-роговообманкового гнейса	12 „
7. Среднезернистый мрамор с прослоями биотитового гнейса (мощн. 1 м), роговообманкового гнейса (мощн. 3 м) и согласными аплитовыми жилами	25 „
8. Биотито-роговообманковый гнейс	15 „
9. Среднезернистый роговообманковый гнейс с согласными мощными телами аплитовидного гнейсо-гранита	около 100 „

Мощность по разрезу около 190 м. Этот разрез, в котором зафиксировано дробное чередование разных слоев, может служить иллюстрацией и к другим свитам. Мощности мраморсодержащей части свиты, судя и по другим весьма похожим разрезам, около 200 м.

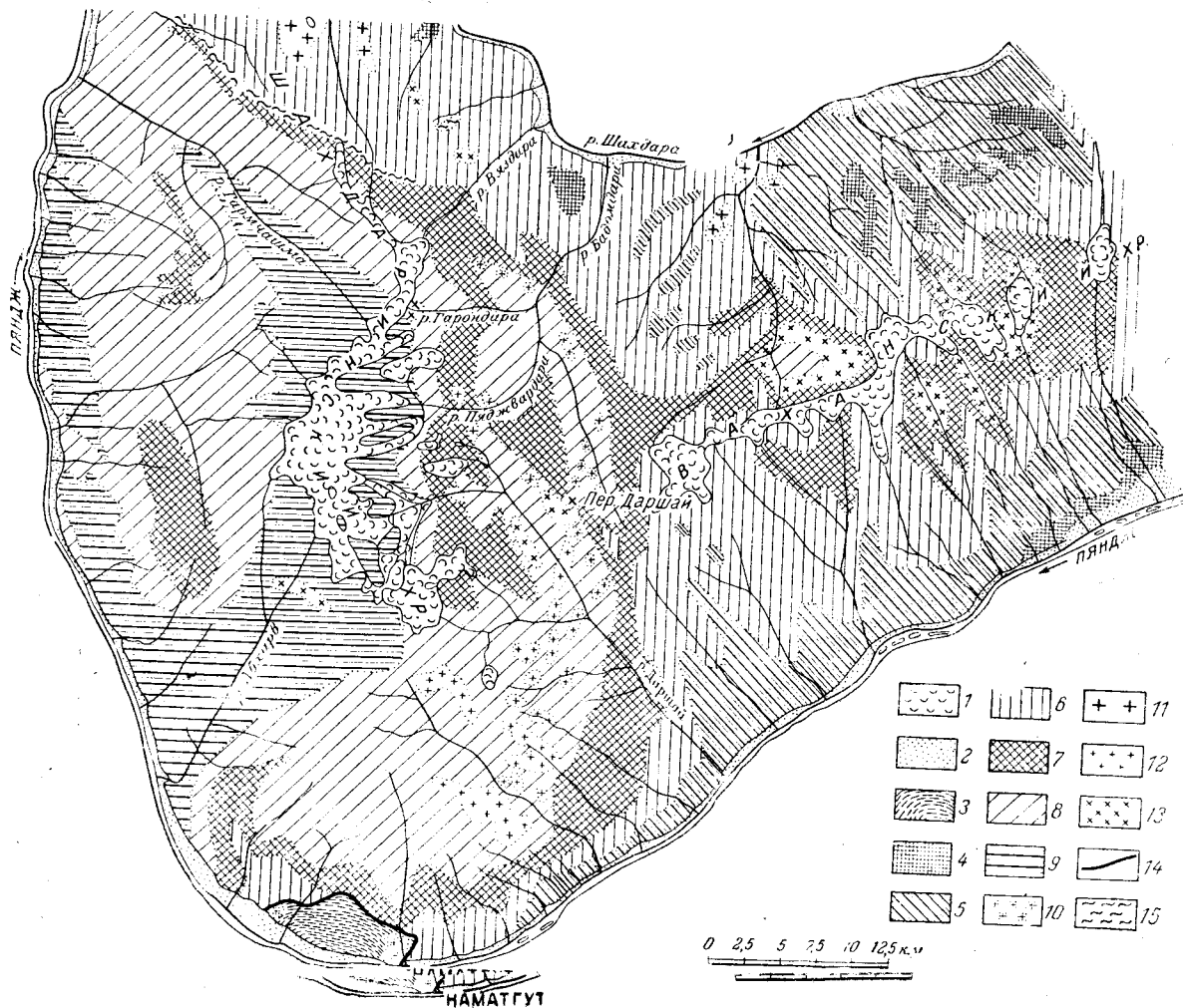


Рис. 11. Схема геологического строения Юго-Западного Памира. Составили М. И. Рабкин и В. А. Масленников.

1—ледники; 2—четвертичные отложения; 3—триас; 4—даштская свита — мраморы с прослоями гнейсов; 5 — змудская свита — мелкозернистые гнейсы, биотитовые, гранатовые, амфибол-биотитовые и линзы мраморов; 6 — шугская свита — гранато-биотитовые гнейсы; 7 — ямчинская свита — роговообманковые и биотит-роговообманковые гнейсы; 8 — гармчашминская свита — биотитовые, кванитовые, силлиманитовые гнейсы, мигматиты; 9 — горанская свита — гнейсы с прослоями мраморов; 10 — двуслюдыстые Наматгутские граниты; 11 — граниты и гнейсо-граниты Шугнанского комплекса; 12 — гранодиориты; 13 — аплитовидные гнейсо-граниты Ваханского хребта; 14 — разрывы; 15 — мило-ниты

0 2,5 5 7,5 10 12,5 км

В верховьях рр. Ямг, Ямчин, Птуп, Даршай (правые притоки р. Пяндж) к границе ямчинской свиты с гармчашминской приурочены пластовые интрузии аплитовидных и лейкократовых гнейсо-гранитов суммарной мощностью порядка 200—250 м. Они имеют резкие контакты с метаморфическими породами, обнаруживая четкое пластовое залегание, повторяющее пологое изгибание свода антиклинали.

Описываемая свита, впервые выделенная в 1941 г. М. И. Рабкиным, является маркирующей. Выходы ее в средней части Шахдаринского хребта, приуроченные к его водораздельной области, позволили выявить здесь сводообразную структуру, погружающуюся на восток. Начиная с верховьев р. Даршай, одна ветвь выходов свиты прослеживается на северо-запад через верховья рр. Бадомдара, Вяздара и Тусиондара в долину р. Гармчашма, а другая ветвь протягивается на юго-запад, слагая нижние части южного склона Шахдаринского хребта. Таким образом, выходы ее в плане образуют огромную подкову, выпуклостью обращенную на юго-восток, а концами — к р. Пяндж. Такое положение свиты обусловлено резким воздыманием осевой части антиклинали в верховьях р. Даршай, о чем подробнее будет сказано ниже. На западном склоне Шахдаринского хребта роговообманковые гнейсы выходят отдельными изолированными пятнами, залегая в синклиналиных прогибах гнейсовой толщи, усложняющих общую структуру.

В бассейнах рр. Вяздара и Бадомдара к этой свите приурочены месторождения горного хрусталя.

Мощность ямчинской свиты (вместе с пластовыми интрузиями аплитовидных и лейкократовых гнейсо-гранитов) — около 1000 м.

Птупская свита распространена преимущественно в средней части Шахдаринского хребта по обе стороны от водораздела, хорошо отделяясь от нижележащих свит благодаря маркирующей ямчинской свите. Птупская свита представлена чередующимися, в основном среднезернистыми биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами, причем горизонты последних по своей мощности и количеству являются преобладающими. В подчиненном количестве встречаются мелкозернистые разновидности гранато-биотитовых гнейсов, иногда амфиболсодержащие гнейсы и редкие маломощные (1—3 м) пласты мраморов.

Птупская свита отделяется от следующей свиты пластом мрамора мощностью около 10 м; мощность всей свиты около 800 м.

Змудская свита приурочена, как и предыдущая, к средней части Шахдаринского хребта и располагается по ту и другую стороны от водораздела. В ее состав входят чередующиеся слои гнейсов — биотитовых, гранатосодержащих и роговообманково-биотитовых. В некоторых разновидностях попадаются силлиманит и кианит. Почти все гнейсы отличаются от пород птупской свиты мелкозернистым и даже тонкозернистым сложением. Кроме того, среди них встречаются пласты и линзы мраморов и отдельные горизонты плотных с очками полевых шпатов пород, представляющих собой местами типичные милониты, по составу отвечающие тем же гнейсам. Проявление динамометаморфизма фиксируется и в отдельных пластах мраморов. В результате этого процесса мелкие пегматитовые и аплитовые жилки, включенные в мраморах, как более жесткие по сравнению с последними, оказываются иногда разорванными на отдельные части, блоки, а нередко и на мелкие отдельные «гальки», которые обтекаются («цементируются») более пластичным мелкозернистым мрамором, обладающим в этом случае резко полосчатой текстурой. В результате получаются образования, несколько напоминающие конгло-

мерат, за который они принимались некоторыми исследователями, вследствие чего эти горизонты считались маркирующими. На самом деле такое представление ошибочно, поскольку упомянутые образования встречаются и в других свитах — более древних и более молодых, — являясь следствием процессов динамометаморфизма, на что указывал ранее В. А. Николаев.

Мощность свиты около 700 м.

Птупская и змудская свиты выделены и прослежены лишь в средней части Шахдаринского хребта. В северо-западной части междуречья Шахдара—Пяндж они остались нерасчлененными.

Даштская свита представлена в основном мраморами, которым подчинены горизонты и прослои биотитовых и гранатсодержащих биотитовых гнейсов. Являясь самой верхней свитой в описываемом районе, она выступает отдельными крупными пятнами на пологих крыльях антиклинали. В бассейне р. Дашт (левый приток р. Шахдара, вблизи районного центра Рошткала) мощность всей гнейсово-мраморной свиты около 500 м. Здесь же встречены горизонты гнейсовидного кварцита, в составе которого, помимо кварца (80—90%), содержатся биотит (5%), мусковит, олигоклаз и акцессорные минералы. В бассейнах рр. Бадомдара и Сейдж, по данным Н. А. Хорева и Б. Я. Соловейчик (1946), в эту свиту входят не собственно мраморы, а тонкозернистые, возможно милонитизированные известняки, разнообразно окрашенные, кажущиеся менее метаморфизованными. По данным В. А. Масленникова (1948), в бассейнах рр. Друмдара и Чандындара в мраморах этой свиты фиксируются следы динамических напряжений, проявляющихся в образовании текстур, аналогичных описанным в предыдущей свите.

На этом заканчивается разрез метаморфической толщи междуречья Шахдара — Пяндж. Выше, на размытой ее поверхности, местами встречаются третичные отложения. В районе сел. Наматгут (Ишкашимский район) метаморфическая толща тектонически граничит с триасом.

Южный склон Рушанского хребта

Метаморфическая толща, развитая в бассейне р. Гунт, несколько отличается от вышеописанных свит междуречья Шахдара и Пянджа. Одно из главных отличий заключается в несравненно большей насыщенности ее изверженным материалом. Широко развитые процессы инъекционного метаморфизма затушевывают характерные черты гнейсового основания и лишают возможности выделить опорные горизонты, чем затрудняется стратиграфическое расчленение метаморфической толщи. Наибольшие трудности возникают при выделении свит в восточной части Рушанского хребта, где метаморфические породы выходят в виде разобщенных участков среди интрузий.

В бассейне Гунта С. И. Клунниковым выделялись: хорогская свита, мраморсодержащие нерасчлененные шугнанская и врангская свиты и в восточной части района — аличурская свита. Работы В. А. Масленникова в 1944 и 1945 гг. и Б. П. Бархатова в 1944 г. внесли в это расчленение некоторые коррективы.

По данным В. А. Масленникова, для центральной и западной частей южного склона Рушанского хребта естественный разрез метаморфической толщи представляется в следующем виде:

1. В основании разреза располагается свита мигматитов и биотитовых гнейсов. Наиболее распространенными являются разнообразные смешанные породы, среди которых различаются в основном два типа — иньекционные ленточные гнейсы (собственно мигматиты) и агматиты, характеризующиеся текстурами интрузивных брекчий. Уцелевшие от мигматизации парагнейсы выделяются реликтовыми участками. По составу они представлены биотито-плагноклазовыми разностями, в исключительно редких случаях содержащими роговую обманку и гранат. Находки таких гнейсов приурочены к верхним горизонтам свиты. Кроме того, в ряде пунктов встречаются маломощные прослои полевошпатовых амфиболитов и кварцево-биотитовых сланцев. Тонкое переслаивание перечисленных пород и перемежаемость их с различными изверженными породами как кислыми, так и основными создают столь характерную для описываемой толщи «однообразную пестроту» состава (по выражению С. И. Клуникова, 1936б).

Нижняя свита развита почти на всем протяжении Рушанского хребта, протягиваясь полосой северо-восточного простирания более чем на 100 км. Обилие интрузий, измятость гнейсов и часто наблюдающаяся птигматитовая складчатость делают невозможным определение мощности этой свиты. Измеряется она, во всяком случае, многими сотнями метров, достигая возможно 2000 м.

2. Вторая свита, не имеющая резких контактов с первой и связанная с ней постепенными переходами, сложена аналогичным комплексом пород. Разнообразие вносят прослои кварцитов и чрезвычайно редко встречающиеся мелкие линзы скарнированных мраморов. Кварциты обычно инъецированы гранитом. По простиранию свиты, с запада на восток, количество кварцитов прослоев увеличивается, и в восточной части Рушанского хребта она выделяется как свита гнейсифицированных и мигматизированных кварцитов и гнейсов (Б. П. Бархатов). Наиболее отчетливо эта свита представлена в бассейне р. Хадзут. Мощность ее значительно меньше нижней свиты, но все же достигает нескольких сотен метров.

3. Верхняя часть разреза метаморфической толщи Рушанского хребта представлена гнейсами и мигматитами, содержащими многочисленные прослои и линзы светлых мраморов, придающих свите резко полосчатый вид. Мощность мраморных прослоев обычно измеряется единицами и первыми десятками метров, но иногда достигает 100 м и более. В краевых частях прослоев мраморы скарнированы. Местами в них фиксируются следы динамических напряжений, приводящих к образованию четкоподобных, иногда даже конгломератовидных текстур типа описанных выше.

Верхняя граница мраморо-гнейсовой свиты не устанавливается; видимая мощность ее — несколько сотен метров. Развита она в восточной части хребта, главным образом в бассейне р. Хадзут.

При сопоставлении метаморфических толщ двух описанных районов устанавливается, что, помимо различий в условиях залегания и метаморфизма сопоставляемых свит, имеют место и фациальные отличия их осадочного основания. Почти полное отсутствие гранатовых и роговообманковых гнейсов, наряду с увеличением кварцитов прослоев в бассейне р. Гунт, свидетельствует об обеднении глинистыми и частично известковистыми составными частями и обогащении песчаным материалом первоначальных осадков Рушанского хребта по сравнению с Шахдаринским. Разрез метаморфической толщи, прослеживаемой от Хорога вверх по Пянджу, показывает согласное налегание свит южного склона Рушанского хребта на свиты Шахдаринского хребта.

Общий план строения всей кристаллической толщи, вырисовывающийся в пределах Юго-Западного Памира, характеризуется появлением более высоких членов метаморфической серии в направлении с юго-запада на северо-восток. Наконец, особенности залегания Шугнанской интрузии определяют ее как согласный массив, располагающийся между свитами. Все эти обстоятельства дают основание считать гнейсы южного склона Рушанского хребта более высокими горизонтами метаморфических толщ, чем свиты Шахдаринского хребта.

Интересно сопоставить описанную толщу с отложениями северного склона Рушанского хребта, которые до последнего времени включались в Южнопамирский кристаллический комплекс.

По данным П. И. Никитичева и Б. П. Бархатова (1947), стратиграфический разрез этих отложений представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Свита роговообманковых сланцев и амфиболитов с подчиненным количеством мраморов; мощность	около 600 м
2. Свита переслаивающихся кварцитов, песчаников и разнообразных сланцев (филлитовидных, слюдистых, хлоритовых, андалузитовых). Мощность в западной части хребта — 2500 м, в центральной части	около 1200 „
3. Свита слюдистых и хлоритовых сланцев, местами подвергшихся влиянию интрузий с образованием инъекционных гнейсов (главным образом в западной части хребта). Мощность свиты порядка	600—700 „
4. Свита мраморов и мраморизованных известняков, мощностью	около 700 „
5. Свита филлитовых сланцев с редкими маломощными прослоями мелкозернистых песчаников. Видимая мощность	300—350 „

Комплекс этих немых осадочных отложений по характеру разреза и степени метаморфизма сближается с отложениями сопредельных районов Памира, относимыми к нижнему палеозою. От гнейсов кристаллической толщи они отделены непрерывной цепью интрузий, располагающихся по южному склону Рушанского хребта и частично в водораздельной части его. Различия между теми и другими образованиями, как показывает приведенная характеристика их, весьма существенны и выражаются в литологических особенностях состава толщ, в степени и характере их метаморфизма, в проявлении дизъюнктивной тектоники и в наличии в кристаллическом комплексе древних интрузий основных пород и лейкократовых гнейсо-гранитов, не входящих в свиты нижнего палеозоя Рушанского хребта.

Последнее обстоятельство является наиболее существенным и дает некоторые основания полагать, что возраст гнейсов южного кристаллического комплекса по сравнению с осадками северорушанского комплекса более древний. Граница области распространения собственно «кристаллической серии» после выделения толщи северного склона Рушанского хребта и отнесения последней к палеозою отодвинулась к югу, с северного склона Рушанского хребта (бассейн р. Бартанг) на его южный склон (бассейн р. Гунт).

Остальная площадь, занятая южнопамирской кристаллической толщей, менее исследована, чем рассмотренные районы.

На правобережье Шахдары развиты свиты, протягивающиеся сюда с левого берега ее — змудская и даштская. Они перекрываются свитой пестрого состава, сложной разнообразными гнейсами без прослоев мраморов. Выделенная впервые по р. Друмдара, эта свита В. А. Масленниковым названа друмдаринской. Характер ее определяется дробным чередованием биотитовых, гранато-биотитовых, силлиманито-биотитовых и биотито-роговообманковых гнейсов. Преобладания какой-либо из этих разновидностей не наблюдается.

Друмдаринская свита, протягиваясь в широтном направлении от пер. Мац на востоке до Пянджа на западе, является самой верхней свитой, принимающей участие в строении антиклинальной структуры Шахдаринского хребта. Верхняя граница ее устанавливается по контакту с Шугнанской гранитной интрузией, причем на всем протяжении контакта метаморфическая толща полого падает под интрузию. Влияние последней на гнейсы сказывается в насыщении их многочисленными и довольно мощными послойными и секущими жилами, а также разнообразной формы телами гранитов и пегматитов. Часто объем интрузивных

пород по отношению к вмещающим настолько значителен, что затруднительно определить, какие из них являются преобладающими. Мощность этой зоны, переходной между интрузией и метаморфической толщей, очень велика и измеряется многими сотнями метров. Наличие ее затрудняет определение мощности друмдаринской свиты, которая составляет, по-видимому, не менее 1500 м.

Большая часть Шугнанского хребта занята колоссальной гранитной интрузией, располагающейся согласно между свитами Шахдаринского и Рушанского хребтов. Восточнее эта интрузия слагает водораздельные части Памирского хребта, в северных отрогах которого обнажаются гнейсы, представляющие собой верхи метаморфической толщи — аличурскую свиту.

Общая характеристика метаморфической толщи

Описание стратиграфии разных районов, сложенных метаморфической толщей, и сравнение их между собой показывают, что свиты, выделенные в междуречье Шахдара—Пяндж, характеризуют почти весь комплекс кристаллической толщи, за исключением верхней ее части, представленной друмдаринской и аличурской свитами.

Мощность метаморфической толщи около 11 000 м, из которых на долю свит Шахдаринского хребта приходится 6500 м. Для аличурской свиты допускается мощность 3000 м. Весь разрез этой свиты по своему фациальному составу не соответствует какой-либо части низов или середины разреза толщи, вследствие чего есть основание полагать, что именно данная свита является самой верхней. Дальнейшее расчленение ее хотя и намечается достаточно отчетливо, но не может быть проведено на карте с такой точностью, как для свит Шахдаринского хребта.

Более подробное и местами иное подразделение толщи на свиты позволило уточнить представление о строении этой толщи, в особенности для междуречья Шахдара—Пяндж. В западной части названной области ядро резко вздымающейся антиклинали (горанская свита) обтекается отложениями более молодых свит (см. рис. 11). Простираение свит здесь северо-западное. От линии рр. Бадомдара—Даршай к востоку наблюдается симметричная пологая антиклиналь с осью, прослеживающейся в северо-восточном направлении приблизительно параллельно гребню Шахдаринского хребта. Ось антиклинали, волнообразно погружаясь и вздымаясь, в общем явно погружается по направлению на северо-восток. Это также служит доказательством появления верхов толщи (аличурская свита) именно на северо-востоке.

В крупном плане структура Юго-Западного Памира вырисовывается как сложная несимметричная антиклиналь с более простым и пологим северо-восточным крылом и более сложно смятым юго-западным крылом.

Касаясь вопроса геологических границ метаморфической толщи с другими осадочными формациями, следует отметить, что нормальных контактов с последними на всем ее протяжении не имеется. Так, к северо-востоку от Хорога, в водораздельной части Рушанского хребта, гнейсы отделены от условно нижнепалеозойских отложений цепью интрузий. У оз. Шилькуль на кристаллическую толщу надвинуты нерасчлененные пермские, триасовые и юрские отложения. В бассейне р. Башгумбез (Памирский хребет) на аличурскую свиту надвинут триас. Наконец, на самом юге Памира, в районе сел. Намангут метаморфическая толща тек-

тоническим контактом отделяется от черных сланцев верхнего триаса. Триасовый возраст этих сланцев был установлен Н. А. Хоревым в 1947 г. по найденной им флоре, определенной В. Д. Принада. Следовательно, о возрасте метаморфической толщи можем судить, исходя из других соображений.

Выше упоминалось о наиболее сильно метаморфизованных гнейсах бассейна р. Гунт вблизи цели интрузий. Добавим, что сложные гнейсы с большим количеством крупных пегматитовых тел пользуются широким распространением также в бассейне р. Шахдара, в нижней ее части и в районе совхоза Джаушангоз (Шугнанская интрузия). Но даже вдали от гранитных массивов метаморфическая толща представлена все же типичными гнейсами. И, наоборот, за пределами распространения кристаллической серии (северный склон Рушанского хребта, сланцы у сел. Намангут и в других местах) влияние интрузий на имеющиеся здесь сланцы сравнительно ограниченное. Это позволяет предполагать, что до внедрения Шугнанской интрузии в рассматриваемой нами области осадочный субстрат достиг уже стадии кристаллических сланцев под влиянием более раннего метаморфизма. Более ранними интрузиями мы считаем аплитовидные и лейкократовые гнейсо-граниты, встречающиеся, как упоминалось, в виде мощных пластовых образований в средней части Шахдаринского хребта и в ряде других пунктов. Они являются совершенно самостоятельными интрузиями, с постоянно выдержанной текстурой, мало колеблющимся составом и свойственными им жильными производными. Аналогов их мы не знаем ни в толщах северного склона Рушанского хребта, ни в других местах. Описанные Н. К. Морозенко в 1941 г. аплито-гнейсы Язгулемского района связаны переходами с обычными гранитами и вряд ли могут быть сопоставлены с аплитовидными гнейсо-гранитами Шахдаринского хребта.

Таким образом, первую стадию метаморфизма осадочного субстрата есть основание связать с этими древнейшими интрузиями, имеющими, вероятно, допалеозойский возраст. Последующие интрузии, в том числе и Шугнанский интрузивный комплекс, оказали метаморфизирующее влияние — и даже очень сильное — на перекристаллизованные уже к тому времени породы. Только этим можно объяснить сравнительно слабое метаморфизирующее влияние Шугнанской интрузии непосредственно на палеозойские отложения Рушанского хребта.

Дополняя высказанные соображения о раннепалеозойском или, вероятнее всего, докембрийском возрасте пород метаморфической серии Памира, отметим некоторые доводы Д. В. Наливкина (1932) по этому вопросу. В частности, он указывал, что региональный характер метаморфизма этих толщ, приуроченность к ним характерного для докембрийских отложений минералогического комплекса и отсутствие среди них остатков ископаемой фауны позволяют относить рассматриваемые образования к докембрию. Следует добавить, что после С. И. Клунникова Юго-Западный Памир посещался рядом геологов, которыми фауна нигде не была обнаружена.

Все вместе взятое позволяет считать возраст кристаллической серии Юго-Западного Памира скорее всего докембрийским.

Из полезных ископаемых, приуроченных к метаморфической толще, известны месторождения лазурита (бассейн Ляджвардары), флогопита (в верховьях рр. Ляджвардара, Даршай, Абхарв), шпинели (около сел. Кугиляль), благородного талька (рр. Мульводж, Гарондара) и пьезооптического кварца, связанного с пегматитовыми жилами.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения в пределах Таджикистана известны только на северном склоне Туркестанского хребта (Центральный Таджикистан)¹. В других районах Таджикистана, в частности на Памире и в Дарвазе, кембрийские отложения с фауной не установлены.

Впервые фауна кембрия в пределах Таджикистана была найдена в 1925 г. А. П. Марковским на северном склоне Туркестанского хребта в долине р. Рабут. Среднекембрийский возраст этой фауны, состоящей главным образом из мелких трилобитов, был установлен Е. В. Лермонтовой. В последующие годы удалось найти фауну кембрия еще в ряде пунктов Туркестанского хребта. А. П. Марковским (1928) и С. И. Клуниниковым в разрезе долины р. Рабут была обнаружена фауна археоциат нижнего кембрия. В дальнейшем фауна кембрия (среднего кембрия) была найдена во многих местах на северном склоне Туркестанского хребта в пределах довольно ограниченной широтно вытянутой зоны.

Наиболее полный разрез кембрия в Туркестанском хребте наблюдается по долине р. Рабут (правый приток р. Арглы, впадающий несколько выше селения Аучи), где к кембрию относятся сильно смятые переслаивающиеся сланцы и известняки. В этом разрезе имеются фаунистически охарактеризованные нижний и средний отделы кембрийской системы.

Нижний отдел. Представлен темно-бурыми, иногда зеленоватыми и серыми глинистыми и филлитоподобными сланцами с прослоями и линзами темных, обычно песчаных известняков мощностью от 2 до 10 см. В этих известняках на водоразделе между р. Рабут и более западными притоками р. Арглы имеется фауна археоциат, представленная двумя семействами *Archaeocyathidae* и *Coscinoocyathidae*. К первому относится несколько форм, мало отличающихся на первый взгляд от некоторых известных видов рода *Archaeocyathus* *Вогп.* из Средней Сибири и Сардинии (*Archaeocyathus acutus* *Вогп.*), преимущественно с узкоконическим кубком. Второе семейство представлено, кроме нескольких видов рода *Coscinoocyathus*, весьма своеобразной формой, которая должна быть отнесена к очень редкому роду *Coscinopticha* *Тайлог.* Эта форма характеризуется необыкновенно крупными размерами. Найденная фауна указывает на нижнекембрийский возраст этого горизонта. Точная мощность нижнекембрийского горизонта сланцев с линзами известняков не ясна, так как сланцы очень сильно перемяты и разбиты разрывами. Примерная мощность — порядка 800—900 м. Более древние отложения здесь отсутствуют. Выходы нижнего кембрия прерываются наносами р. Арглы, а далее к северу выходят верхнепалеозойские конгломераты.

Западнее в пределах данной полосы кембрийских отложений нижний кембрий был установлен в 1948 г. З. В. Сидоренко. В кембрийских слан-

¹ В самое последнее время была установлена еще одна область развития кембрийских отложений, расположенная на юге Центрального Таджикистана. Здесь, в осевой части Зеравшанского хребта и на его южном склоне, в Каратегине, в восточной части Гиссара и частью на его южном склоне имеет большое распространение мощная толща зеленых хлорит-серицитовых сланцев, содержащая местами прослой и горизонты мраморизованных известняков. В образцах сланцев из коллекции А. Б. Коровкина, С. К. Овчинникова, П. Д. Виноградова и др., Б. В. Тимофеев установил присутствие спор протерозойско-кембрийского комплекса с преобладанием ниже-среднекембрийских форм. *Прим. ред.*

цах, выходящих на левом склоне долины р. Алтыкол, Сидоренко была найдена фауна, среди которой, по определению Н. Е. Чернышевой, имеется *Protolenus* sp. nov.

Средний отдел. Нижнекембрийские сланцы в Рабутском разрезе сменяются известняками и сланцами среднего кембрия. Переход постепенный, без несогласия. Граница проводится условно. К среднему кембрию относятся сланцы и известняки, слагающие верхнюю часть долины р. Рабут. Сланцы среднего кембрия аналогичны сланцам нижнего кембрия. Известняки среднего кембрия местами образуют довольно мощные пласты, обуславливающие более скалистый рельеф этой части долины р. Рабут.

В верхних горизонтах разреза среднего кембрия преобладают известняки. В горизонтах нижних и переходных к нижнему кембрию в большем количестве присутствуют сланцы.

Известняки среднего кембрия в данном разрезе представлены несколькими разновидностями. В более нижних горизонтах (поскольку можно судить о их положении в условиях сильной перемятости и наличия многочисленных разрывов) преобладают темные, плотные тонкослоистые известняки, колющиеся на мелкие плитки, звенящие при падении. Местами они переходят в известковистые сланцы. Очень характерна буровато-желтая окраска выходов некоторых горизонтов этих известняков. Вообще надо подчеркнуть, что эти плитчатые темные известняки с рыжевато-бурой окраской характерны для кембрия в пределах всей полосы его развития от Аучи и далее на запад до верховьев Заamina.

В Рабутском разрезе имеются известняки и более светлые зернистые, сравнительно толстослоистые (пласты до 1 м мощности). По простиранию они не выдерживаются, сменяясь более тонкослоистыми. Встречаются песчанистые разновидности известняков, особенно в верхних горизонтах. В зернистых известняках содержится очень многочисленная фауна мелких трилобитов, реже встречаются брахиоподы и еще реже — гастроподы. Обычно они наблюдаются в виде обломков, но в огромном количестве. Невооруженным глазом фауна почти не различима. Е. В. Лермонтовой отсюда были определены следующие формы: *Dorypyge richthofeni* Dalm., *Agnostus fallax* Linns. var. *latviensis* Log, *Agnostus parvifrons* Linns, *Anomocarella* sp., *Ptychoparia* sp., *Micromitra* sp., *Acrotreta schatungensis* Walc., *Wimanella* sp. Наличие *Dorypyge richthofeni* Dalm. указывает, согласно Е. В. Лермонтовой, на среднекембрийский возраст этого горизонта. Аналогичная фауна худшей сохранности встречена в известняках более верхних горизонтов, для которых характерна косая слоистость. Количество сланцев здесь опять увеличивается.

В силу сильной дислоцированности мощность среднего кембрия установить трудно. Условно она оценивается примерно около 600 м.

Верхний кембрий в пределах описанной полосы распространения кембрийских отложений не установлен. В 1949 г. фауна верхнего кембрия была найдена Н. П. Туаевым в более восточной части Туркестанского хребта, в Шодымирском районе (определения Н. Е. Чернышевой).

Разрез кембрийских отложений Туркестанского хребта специально не изучался. Возможно, что при специальных исследованиях верхний кембрий будет обнаружен и здесь. Не исключено, что этому времени здесь соответствует местный перерыв в осадконакоплении или местное поднятие с размывом соответственных отложений.

Граница и характер соотношения кембрийских отложений с более верхними горизонтами песчаниково-сланцевой толщи в Рабутском раз-

резе не ясны, так как к югу от выходов среднекембрийских косослоистых песчанистых известняков проходит альпийский разрыв. На западном склоне водораздела имеется полоса меловых отложений, отделяющая кембрий от выходящей южнее толщи сланцев и песчаников с граптолитами ландовери.

Более определенно взаимоотношения кембрийских отложений с верхними толщами наблюдаются в районе Алтыкол — Кусавли. В разрезах по правым склонам долины Алтыкол наблюдается залегание на известняках с фауной среднего кембрия песчаников и сланцев с фауной граптолитов ландовери (определение М. Э. Янишевского) без признаков размыва. На водоразделе рр. Алтыкол и Кусавли на сглаженном плато наблюдаются выходы среднекембрийских песчанистых косослоистых известняков, а также темных плитчатых известняков с фауной среднего кембрия среди песчаников и мелкогалечных конгломератов силура с прослоями сланцев, содержащих фауну граптолитов ландовери. Верхний кембрий здесь не установлен. Данные взаимоотношения позволяют предполагать непосредственное залегание горизонтов ландовери нижнего силура на среднем кембрии.

Аналогичные по составу кембрийские отложения имеются еще в одном месте Туркестанского хребта в его более восточной части, на границе между Таджикистаном и Киргизией, в урочище Шодымир, в 15—20 км к западу от р. Исфара.

Фаунистически охарактеризованные горизонты кембрия здесь также подчинены толще переслаивающихся сланцев и песчаников с фауной граптолитов силура в более верхних свитах. Кембрий представлен сланцами и известняками. Сланцы обычные для кембрия — глинистые, темно-бурые, зеленоватые, иногда песчанистые, переслаиваются с темными известняками. Последние залегают в виде тонких прослоев, но чаще в виде линз, местами достигающих значительных размеров: до 170 м в длину и 30 м в ширину. Для известняков характерен сильный битуминозный запах. Они здесь обычно зернистые, перекристаллизованные; слагают скалистые выходы, хорошо видимые издали среди темных сглаженных увалов. В этих известняках имеется фауна среднего кембрия, из которой Е. В. Лермонтовой были определены *Neolenus inexpectans* Lerm., *Dorypyge* cf. *richthofeni* Dam., *Corynexochina weberi* n. g. n. sp., *Manchuriella* sp., *Alokistocare* (?) *asiatica* Lerm., *Solenopleura ferganensis* Lerm., *Solenopleura* sp., *Baliella Orientalis* Lerm., *Dinesus* sp., *Paradoxides* (?) sp., *Grabrella ventrosa* n. g. n. sp. Фауна среднего кембрия Шодымирского района по сравнению с фауной бассейна Арглы более крупная и хорошо различима невооруженным глазом.

Из фаунистических сборов Н. П. Туаева в данном районе Н. Е. Чернышевой в 1949 г. были определены следующие формы: *Homagnostus obesus* (Belt), *Pseudagnostus* sp., *Onchonotellus* ex gr. *subcinctus* Lerm., *Koldinia* (?) sp., указывающие на верхнекембрийский возраст заключающих их известняков. Контакт между верхним и средним кембрием Н. П. Туаеву установить не удалось. По-видимому, отложения верхнего и среднего кембрия являются частью однородной по литологическому составу толще, состоящей из известняков и сланцев. Известняки верхнего кембрия несколько отличаются от известняков среднего кембрия более светлым цветом и большей зернистостью.

Среднекембрийские известняки с фауной контактируют с песчаниками и сланцами, содержащими граптолиты нижнего ландовери, найденные в сланцах в непосредственной близости (несколько метров) от кон-

такта с кембрием. Указанный контакт наблюдается здесь в нескольких местах. Характер его не ясен. Видимого разрыва здесь не устанавливается.

Вероятно, при более детальных исследованиях кембрийские отложения могут быть обнаружены и в других пунктах Центрального Таджикистана, в пределах развития песчано-сланцевой толщи.

В других областях Таджикистана, в частности, в Северном Таджикистане, на Памире и в Дарвазе, фаунистически охарактеризованные отложения кембрия не установлены. Возможно, что некоторые свиты, относимые к нижнему палеозою нерасчлененному, подстилающие горизонты с фауной ордовика окажутся кембрийскими. Так, например, Б. Н. Наследов в Моголтау предположительно относит к кембрию нижнюю половину курасайской свиты, на основании ее залегания под урубалакской свитой, в которой им были найдены ископаемые, отнесенные О. И. Сергуньковой к ордовику. В Дарвазе П. П. Чуенко (1938) допускает кембрийский возраст части толщи, залегающей под фаунистически охарактеризованными отложениями ордовика. Однако до последнего времени эти предположения ничем не доказаны, точный возраст этих свит остается неясным, и они не выделены из комплекса нерасчлененного нижнего палеозоя.

Возвращаясь к достоверным кембрийским отложениям Таджикистана, можно отметить большое своеобразие имеющейся здесь фауны. В состав нижнекембрийской фауны входит ряд обычных форм, широко распространенных в более северных и западных областях. Вместе с тем встречен своеобразный род, известный только в Южной Австралии. Своеобразна и среднекембрийская фауна. Интересно нахождение форм, присущих кембрию Китая. Эта особенность указывает на тесную связь с южными морями. Ограниченность данных по стратиграфии кембрийских отложений, их очень незначительное распространение затрудняют восстановление палеогеографии этого времени. Наличие фауны указывает на существование морского режима. Морской бассейн был связан как с более северными и северо-западными морями, так и с южными. Характер фауны и литологический состав указывают на небольшую глубину бассейна. Наличие песчаных известняков с косою слоистостью дает основание предполагать существование местных поднятий, а также, возможно, отдельных участков суши.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Фаунистически охарактеризованные отложения ордовика в настоящее время на территории Таджикистана известны в пределах всех трех областей развития палеозойских толщ (Северный, Центральный и Юго-Восточный Таджикистан). Во всех районах отложения ордовика подчинены толще переслаивающихся сланцев и песчаников и представлены глинистыми сланцами, филлитами, плотными зеленоватыми и серыми песчаниками, иногда грубозернистыми с более редкими горизонтами и прослоями темных известняков и реже слоистых более светлого цвета мраморов. Мощность ордовикских отложений достигает нескольких сотен метров, но точно нигде не определена, так как границы толщ, относимых к ордовику, не ясны, а кроме того, эти отложения очень сильно дислоцированы. Отсутствие достаточных фаунистических данных лишает возможности, за редким исключением, выделять ордовикские отложения из комплекса нижнего палеозоя и показывать их на карте отдельно.

Характер фауны и литологический состав отложений ордовика указывают на существование в это время на территории Таджикистана неглубокого моря — части более обширного морского бассейна, соединявшегося как с более северными, так и с более южными морями, в частности, с Гималайским (Наливкин, 1930).

ОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ТАДЖИКИСТАНА

В 1941 г. Б. Н. Наследов в Моголтау (Северный Таджикистан) в одном из горизонтов мощной песчаниково-сланцевой додевонской толщи (до этого немой) нашел фауну, отнесенную О. И. Сергуньковой к ордовику. Среди этой фауны были определены: *Ogygites* sp., *Receptaculites* sp., *Crania* sp. и *Orbiculoidea* sp. На основании этой находки Б. Н. Наследов соответственный горизонт с фауной и свиту, его включающую, отнес к ордовику, а толщу песчаников и сланцев — к нижнему палеозою (ордовик и кембрий). Необходимо отметить, что на возраст этой песчаниково-сланцевой толщи до находки фауны Б. Н. Наследовым имелись разные точки зрения. Впервые С. Ф. Машковцевым (1935) в результате работ 1925—1928 гг. эти отложения описывались в возрастных рамках от силура до протерозоя. Аналогичные по литологическому составу и положению сланцы и песчаники Северного Кара-Мазара К. Н. Вендландом (1938) и А. В. Королевым параллелизовались с силурийскими отложениями Чаткальского хребта. Имеющиеся в верхних горизонтах этой песчаниково-сланцевой толщи основные эффузивы Б. Н. Наследовым (1935) относились к силуру. В связи с наличием различных мнений о возрасте песчаниково-сланцевой толщи Северного Таджикистана указанная выше находка фауны имеет исключительно важное значение, так как на ней, собственно, и зиждется ответственный вывод об ордовикском возрасте этих отложений, а также и все заключения и построения об истории развития этой области.

Найденная в Моголтау фауна очень скудная и плохой сохранности, подробно она не изучалась, в частности, эта фауна не изучалась специалистами по трилобитам нижнего палеозоя.

Е. Д. Карпова, основываясь на данной находке, относит к ордовику часть песчаниково-сланцевой толщи Моголтау, так называемую урубукскую свиту Б. Н. Наследова, сложенную зелеными, серыми и лиловыми филлитовидными сланцами с отдельными горизонтами мелкозернистых кварцевых песчаников с серицито-хлоритовым цементом. Мощность свиты 500 м. Нижняя граница ордовика неясна. Е. Д. Карпова не исключает возможность отнесения к ордовику и подстилающей урубукскую свиту так называемой кайракской свиты. Б. Н. Наследов относил кайракскую свиту к ордовику и кембрию. В ее строении принимают участие различные роговики, серые и зеленоватые мелкозернистые кварцевые песчаники с хлоритовым и хлорито-серицитовым цементом и редкие прослои зеленоватых филлитовидных сланцев. Мощность кайракской свиты, по Е. Д. Карповой, 1700 м. Вследствие неясности границ ордовика остается неясной и его полная мощность. Если же, как высказывает предположение Е. Д. Карпова, к ордовику будет относиться вся или часть кайракской свиты, то его мощность будет около 2200 м.

Аналогичные по составу песчаники и сланцы имеются в нескольких местах Кара-Мазара. Фауна здесь не найдена, и к ордовику они относятся условно на основании сходства с описанными выше отложениями.

ОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

В Центральном Таджикистане фаунистически охарактеризованные отложения ордовика известны только на северном склоне Зеравшанского хребта по долине р. Овандакрису (подъем на перевал Пакшиф). В этих отложениях в 1928 г. А. П. Марковским (1933) и С. И. Клунниковым была найдена ордовикская фауна, изученная А. Ф. Лесниковой. Благодаря этой находке, впервые было установлено наличие ордовика в пределах Алайской горной системы.

Отложения ордовика представлены глинистыми сланцами, филлитами и подчиненными им темными песчанистыми известняками. Последние встречаются среди сланцев в виде отдельных прослоев, мощностью от 3 до 10 м. В темных известняках на правом склоне долины, против летовки Хаузианточ, имеется фауна, состоящая из мельчайших обломков, переполняющих породу. А. Ф. Лесниковой отсюда определены следующие формы: *Streptelasma* sp., *Orthis* cf. *testudinaria* Dalm. var. *himalaica* Reed, *Orthis* sp., *Bellerophon* sp., *Iliaenus spitiensis* Reed, гипостомы представителя Asaphidae, *Lichas* sp. По данным А. Ф. Лесниковой, эта фауна относится к середине или верхней половине ордовика и более всего сходна с гималайской.

Отложения ордовика находятся здесь в полосе сильных нарушений, в результате чего с ними приведены в соприкосновение различные горизонты силура и карбона. Ордовикские отложения зажаты в виде небольшой полосы между известняково-сланцевой толщей верхнего венлока — лудлова, с одной стороны, верхним палеозоем (С₃) и песчаниково-сланцевой толщей ландовери — нижний венлок, с другой, отделяясь от этих более молодых отложений серией разрывов. По-видимому, ордовикские отложения все же подчинены песчаниково-сланцевой толще, в которой севернее по долине Овандакрису (Пакшиф) были найдены граптолиты силура. Но истинные взаимоотношения между тем и другим комплексом пород замаскированы интенсивными дислокациями. Все отложения здесь смяты в сложные, сильно сжатые, местами опрокинутые складки, усложненные многочисленными разрывами. Из-за сильной нарушенности отложений ордовика трудно установить их истинную мощность, можно лишь указать предположительно, что она здесь достигает нескольких сотен метров. По своему составу, внешнему виду, степени метаморфизации, отложения ордовика не отличаются от силурийских.

Надо подчеркнуть, что в Туркестанском хребте и Зеравшанской долине в пределах Таджикистана широкого развития ордовика ожидать трудно. Если ордовикские отложения здесь и могут быть найдены, то лишь в виде сравнительно небольших выходов среди песчаниково-сланцевой толщи силура.¹ Преимущественно силурийский возраст последней в настоящее время доказан на основании многочисленных находок фауны граптолитов ландовери — венлока.

Состав отложений ордовика Центрального Таджикистана и имеющаяся здесь фауна указывают на существование в ордовикское время морских условий осадконакопления. Сходство этой фауны с фауной более южных областей, в частности Гималаев, дает основание говорить о связи этих морских бассейнов.

¹ В 1954—1955 гг. М. М. Посоховой в западной части Туркестанского хребта в нижней части этой толщи были обнаружены остатки фауны граптолитов, отнесенные А. М. Обутом к ордовикским формам. — *Прим. ред.*

ОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Фаунистически охарактеризованные отложения ордовика были впервые открыты на Памире П. П. Чуенко (1928) в низовьях рр. Язгулем и Пяндж — между их устьями (Южный Дарваз). Здесь в осыпях кремнисто-глинистых сланцев В. И. Поповым и П. П. Чуенко найдены хвостовые щиты очень крупных трилобитов, которые, по определению В. Н. Вебера, принадлежат виду *Basilicus nobilis* Вагг. (верхние горизонты ордовика). Геологические исследования, произведенные в последние годы в Юго-Восточном Таджикистане, позволили детализировать разрез и уточнить площадное развитие отложений ордовика в Южном Дарвазе.

В других районах фаунистически охарактеризованные отложения ордовика не найдены. Известняки перевала Акбайтал, в которых были обнаружены остатки трилобитов плохой сохранности (один ордовикского облика — *Platystrophia*, а другой девонского — *Phacopidae*) при последующих детальном исследованиях были отнесены к верхнему девону. Основанием к этому послужили многочисленные находки остатков брахиопод верхнедевонского возраста.

Трилобиты, обнаруженные в толще, развитой в низовьях рр. Язгулем и Ванч, настолько характерны, что в любом месте, где имеются выходы этой толщи, они обнаруживаются при первых же поисках. Они, как правило, представлены хвостовыми щитами, изредка встречаются цельные головные щиты и, как исключение, — полные экземпляры до 30 см длины. Судя по некоторым хвостовым щитам, многие полные экземпляры трилобитов достигали 0,5 м длины.

В Южном Дарвазе насчитывается более десяти пунктов, в которых обнаружены остатки фауны ордовика. Наиболее широко ордовикские отложения развиты в долине р. Язгулем, где они прослеживаются от сел. Убыгын до устья реки. Кроме того, эти отложения известны по Пянджу у левых Хихек, по саю Дарх, в низовьях Ванча и по саю Гумаяк. Ордовикские отложения установлены также в водораздельных частях Ванчского и Язгулемского хребтов (Гушхон, Зайч).

Отложения ордовика в устье р. Язгулем подразделяются на две части. Нижняя часть представлена кварцитовидными песчаниками, чередующимися с филлитоподобными сланцами, которые в ряде горизонтов заключают ордовикские трилобиты; мощность этой части толщи достигает 300 м. Верхняя часть состоит из сланцев, перемежающихся с тонкоплитчатыми светлыми кварцитовидными песчаниками. В верхних горизонтах песчаники характеризуются косой слоистостью и нередко пронизаны тонкими карбонатными жилками. Мощность верхней части разреза достигает 200 м. Граница ордовикских отложений условно проводится по кровле темно-зеленых сланцев и песчаников, содержащих остатки брахиопод ордовикского облика.

Согласно данным А. Н. Майорова и Л. П. Смирнова, в средней части долины р. Язгулем, по северному крылу Джамакской синклинали, наблюдается следующий разрез ордовикских отложений. На немых отложениях песчано-мергельистой свиты, отнесенной условно к низам ордовика, здесь залегают:

1. Филлитовидные черные сланцы с фауной трилобитов	15 м
2. Светло-розовый полосчатый известняк	8 "
3. Мергель зеленовато-серого цвета со слабой полосчатостью	65 "
4. Черный филлитовидный сланец с фауной трилобитов <i>Pseudobasilicus nobilis</i> Вагг.	5 "

5. Темно-серый песчаник	1 м
6. Черный филлитовидный сланец с фауной трилобитов <i>Pseudobasilicus nobilis</i> Вагг.	120 „
7. Зеленовато-серый окварцованный мергель с фауной трилобитов <i>Pseudobasilicus nobilis</i> Вагг.	45 „
8. Филлитовидные черные сланцы мощностью	30 „
Общая мощность разреза	около 300 „

Выше залегают горизонт розовато-серых песчаников, по кровле которого условно проводится граница между ордовиком и силуrom.

Против сел. Убыгын, по саю Банымдара (в верхнем течении р. Язгулем) А. Н. Майоров и Л. П. Смирнов в 1940 г. описали (снизу вверх) следующий разрез фаунистически охарактеризованных отложений ордовика, тектонически контактирующих со свитой нижнего палеозоя.

1. Черные массивные известняки	70—80 м
2. Черные тонкослоистые сланцы	40 „
3. Глинистые сланцы с фауной плохой сохранности	40 „
4. Розовато-серые песчаники с горизонтами темных известняков	100 „
5. Темно-серые и розоватые известняки с фауной: <i>Basilicella</i> (?) sp., <i>Orthis</i> cf. <i>noctilio</i> Heritsch (non Sharpe), <i>Orthis</i> (?) sp., <i>Placisomys</i> (?) <i>subdivisa</i> Salt. aff. <i>Leptaena</i> ex gr. <i>rhomboidalis</i> Wilck. (опред. А. Ф. Лесниковой)	20 „
6. Светло-серые песчаники	10 „
7. Зеленовато-серые известковистые сланцы с прослоями филлита, к которым приурочена фауна <i>Dictyodora</i> sp.	160 „
8. Зеленовато-серые мергелистые известняки, переходящие в бурые мраморы; видимая мощность	100—120 „

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения силура в Таджикистане слагают обширные площади, с ними связаны многие полезные ископаемые. Изученность силурийских отложений очень неравномерная. Имеющиеся данные получены почти исключительно в результате геологосъемочных работ. Фаунистические материалы обрабатывались многими исследователями в разное время. В силу этих обстоятельств трактовка возраста отдельных горизонтов часто различна. При сложном строении силурийского разреза недостаточная изученность фауны, а во многих случаях и скудость сборов, являются причиной значительных неувязок в стратиграфических схемах отдельных районов территории Таджикистана.

По ряду районов (например, Дарваз, Памир) имеющиеся материалы особенно скудны и не дают ясного и полного представления о распространении и характерных особенностях силурийских отложений.

В настоящее время фаунистически охарактеризованные отложения силура известны в хребтах Алайской системы, на Памире и в Дарвазе. В Северном Таджикистане — в Кураминском хребте и в Моголтау — силура не доказан. Существует точка зрения (С. Ф. Машковцев, Б. Н. Наследов, А. В. Королев) о возможно силурийском возрасте части развитой здесь додевонской песчаниково-сланцевой толщи, в частности эффузивов ее верхних горизонтов. Другие исследователи, например Е. Д. Карпова, склонны считать эти отложения скорее полностью нижнепалеозойскими, в частности ордовикскими и верхнекембрийскими.

Отложения силура, развитые в пределах указанной выше территории, представляют собой типичные геосинклинальные образования, имеют огромную мощность (порядка нескольких километров), сильно метаморфизованы и разнообразны по своим фаціальным особенностям. Преобладают осадки неглубокого моря. Характер фауны указывает на связь последнего как с северо-западными, так и с южными морями.

Необходимо отметить большое сходство силурийских отложений Туркестанского, Зеравшанского и Гиссарского хребтов, с одной стороны, Дарваза и Памира — с другой. Фауна некоторых горизонтов силура этих областей тождественна. Сходны и общие условия накопления осадков. Вместе с тем, имеются особенности в деталях строения разреза силурийских отложений отдельных районов и участков территории Таджикистана, указывающие на большое разнообразие условий их накопления.

СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Первые сведения о наличии силурийских отложений с фауной на территории современного Центрального Таджикистана имеются в трудах Г. Д. Романовского (1878, 1884, 1890), который описывает темные известняки с кораллами силура из окрестностей сел. Урмитан в долине р. Зеравшан. Наличие силурийских кораллов им отмечается также в известняках на северном склоне Туркестанского хребта.

В 1897 г. В. Н. Вебером и А. Н. Рябининым в Геолком были доставлены остатки фауны, собранные проводником Я. Измайлджановым из бассейна р. Магиан. Силурийский возраст этой фауны был определен Ф. Н. Чернышевым. В 1902 г. В. Н. Вебер (1903) установил наличие силура в известняках Уратюбинской гряды (северные предгорья Туркестанского хребта). В 1907 г. Я. С. Эдельштейном были описаны силурийские отложения г. Даврич в бассейне р. Магиан (западная часть Зеравшанского хребта).

С 1909 г. в течение нескольких лет В. Н. Вебер занимался систематическим изучением геологии северных склонов Туркестанского и Алайского хребтов в пределах Исфаринского 10-верстного листа. В. Н. Вебером (1934) был изучен разрез силура в районе сел. Матчай. Впоследствии этот разрез лег в основу работ по стратификации силурийских отложений Туркестанского хребта.

В 1924 г. С. Ф. Машковцев (1931) установил наличие фаунистически охарактеризованных силурийских отложений в западной части Зеравшанского хребта и дал схему их стратиграфического расчленения. В это же время В. А. Николаев (1926) предложил схему расчленения силурийских отложений для гор Чумкартау.

В 1925 г. при маршрутных геологических исследованиях в пределах Уратюбинского района были обнаружены силурийские отложения в ряде пунктов северных предгорий Туркестанского хребта. В 1926 г. П. М. Васильевский при гидрогеологических исследованиях в западной части Зеравшанского и Гиссарского хребтов установил в ряде новых пунктов наличие фаунистически охарактеризованных силурийских отложений.

Д. В. Наливкиным в 1926 г. была опубликована первая схема стратиграфии и палеогеографии силурийских отложений этой области, имевшая очень важное значение для дальнейшего изучения силура в Центральном Таджикистане. По имевшимся в то время данным, распространение силурийских отложений ограничивалось лишь западной частью Зеравшанского хребта и северными склонами Туркестанского хребта. Толщи, слагающие обширные области центральной и восточной частей Зеравшанского и Гиссарского хребтов, а также Каратегинский хребет, относились к докембрию, а отложения, развитые в пределах долины р. Зеравшан, — к палеозою, ближе неопределенному.

Дальнейшее накопление данных по силурийским отложениям Центрального Таджикистана было связано с работами по геологической съем-

ке в масштабе 1 : 420 000, которую с 1926 г. выполнял А. П. Марковский. Им было доказано широкое развитие в пределах Центрального Таджикистана силурийских отложений и была разработана новая, более совершенная, схема расчленения силурийских отложений. В западной части Зеравшано-Гиссарской области, в Шинк-Магианском районе, силурийские отложения изучались С. И. Клунниковым.

В процессе геологической съемки А. П. Марковским и С. И. Клунниковым в ряде мест были установлены хорошие разрезы силурийских отложений с многочисленной и разнообразной фауной. Детально эти разрезы и их фауна изучались О. И. Никифоровой. В 1929—1930 гг. ею был изучен Кунжакдалянский разрез (Уратюбинский район, северные предгорья Туркестанского хребта), а в 1938 г. — Исфаринский разрез (район сел. Матчай, северный склон Туркестанского хребта). О. И. Никифоровой в известняковой толще верхней половины разреза силура Туркестанского хребта были выделены отдельные слои с характерной фауной и установлены для них руководящие формы.

В 1939 г. О. И. Никифорова приступила к детальному изучению Аргского разреза в Искандеркульском районе (Зеравшано-Гиссарская область). К сожалению, одной полевой поездкой 1939 г. эти работы и ограничились.

К 1940 г. степень расчленения разреза силура и обоснование его фауной удовлетворяли требованиям только мелкомасштабной (1 : 500 000) съемки, в процессе которой стратиграфическая схема в основном и была создана. Однако эта схема оказалась недостаточно детальной для крупномасштабных съемок и понимания особенностей строения районов пространства месторождений полезных ископаемых, приуроченных к силурийским отложениям.

Большое количество новых данных по геологии Центрального Таджикистана получено в 1948—1954 гг. в результате проведенных на территории западной части Зеравшанского и Гиссарского хребтов специальных стратиграфических исследований (В. Р. Мартышев), геологических работ по выявлению закономерностей распределения ртутно-сурьмяного оруденения (П. Д. Виноградов, А. Е. Довжиков и др.) и геологических съемок крупных масштабов (С. К. Овчинников, В. И. Солун, П. Н. Кабанов и др.). Полученный при этих исследованиях материал заставил пересмотреть многие утвердившиеся в геологической литературе представления о стратиграфии и фациях силурийских отложений Зеравшано-Гиссарской горной области.

Новые данные по стратиграфии толщ среднего палеозоя относятся не только к территории западной части Зеравшано-Гиссарской горной области. Они нашли свое подтверждение и в результате геологической съемки, проведенной в 1954 г. коллективом геологов Всесоюзного аэрогеологического треста на востоке рассматриваемой области — в Каратегине.

Результаты указанных исследований в описываемой области позволили сохранить за силуром только граптолитовую и часть известняково-сланцевой и известняковой свит, выделенных в свое время А. П. Марковским. Свиту же ягнобских филлитовых сланцев пришлось переместить в колонке палеозойских отложений вверх, отдавая ей место в среднем и верхнем девоне¹.

¹ Геологи Я. А. Губайдулин, А. Б. Коровкин, Д. Р. Мучаидзе и др. считают, что большая часть разреза ягнобской свиты относится к силуру. — *Прим. ред.*

По литологическому составу отложения силура очень разнообразны. Они представлены различными известняками, доломитами, сланцами, песчаниками, достигающими большой мощности; встречаются конгломераты основные эффузивы.

На территории собственно Центрального Таджикистана наблюдается закономерное распределение в разрезе толщ различного литологического состава. Нижняя половина разреза (ландовери — нижний венлок) сложена почти исключительно сланцами и песчаниками, составляющими толщу очень характерного вида (граптолитовая, песчано-сланцевая). Верхняя половина разреза (верхний венлок — лудлов) представлена преимущественно известняками.

Силурийские отложения Центрального Таджикистана во многих местах содержат богатую и разнообразную фауну, позволяющую выделить здесь все ярусы силура. Особенно важное значение для расчленения разреза силура имеют брахиоподы, граптолиты и кораллы. Фаунистические материалы по силуру Центрального Таджикистана обрабатывались: брахиоподы — Д. В. Наливкиным, О. И. Никифоровой; трилобиты — В. Н. Вебером и позже Е. В. Лермонтовой; граптолиты — сначала Б. А. Аверьяновым, а затем Е. Ф. Левиной, Л. И. Константиновой и в последнее время А. М. Обутом; кораллы — В. Д. Фомичевым, Л. Б. Рухиным, Б. С. Соколовым, Т. В. Николаевой и В. Н. Рябининым.

К сожалению, недостаточная изученность отложений силура не позволяет еще дать полную характеристику всех его ярусов, установить их точные границы, дать полный анализ фациальных изменений на всей площади их распространения. Приходится еще широко пользоваться не точно определенными стратиграфическими единицами, а толщами и свитами, выделенными главным образом по литологическим признакам, относящимся или к отдельным частям ярусов, или, наоборот, охватывающим не только один ярус, но и какую-то часть другого.

В силуре Центрального Таджикистана выделяются три яруса: ландовери, венлок, лудлов. Тараннонский ярус, согласно А. М. Обу (1948), является местной стратиграфической единицей, распространенной среди граптолитовых фаций Англии, и в Средней Азии не имеет самостоятельного значения.

Ландоверийский ярус

Отложения этого яруса составляют, по-видимому, преобладающую часть мощной существенно песчаниково-сланцевой толщи, широко развитой в пределах долины р. Зеравшан и в Туркестанском хребте. В этом районе к ландоверийскому ярусу относятся сланцы и песчаники с конгломератами в основании, залегающие между фаунистически охарактеризованными известняками среднего кембрия и сланцами венлока.

Сланцы ландовери бурого, иногда черного и зеленоватого цвета, глинистые, углистые, иногда кремнистые. Песчаники бурые, зеленоватые мелко- и грубозернистые, кварцево-полевошпатовые; имеются песчаники с косой слоистостью и волноприбойными знаками. Часто наблюдается переслаивание сланцев и песчаников. В этом случае слои сланцев имеют мощность в несколько сантиметров, а песчаники — в несколько метров. Соотношения сланцев и песчаников в разрезе непостоянны. Встречаются места, где отложения ландовери представлены преимущественно сланцами и, наоборот, во многих случаях преобладают песчаники. На северном склоне Туркестанского хребта (Шахристанский район) в основании разреза ландоверийского яруса наблюдаются грубозернистые песчаники

и конгломераты с галькой темных известняков, лежащие здесь на известняках среднего кембрия. В составе ландоверийского яруса встречаются пластовые и жильные диабазы.

В. Н. Вебер в Шурабском районе (северный склон Туркестанского хребта) относит к ландовери толщу сланцев и известняков на основании определения фауны брахиопод Д. В. Наливкиным (1934). Позднее О. И. Никифорова в результате монографической обработки фауны брахиопод из этих известняков установила более молодой возраст последних и отнесла их к лудлову.

Возраст отложений, относимых к ландовери, определяется на основании многочисленных находок граптолитов. Обширные сборы граптолитов определялись в разное время разными лицами, но монографической обработкой их никто не занимался. Это не могло не отразиться на изучении разреза данной части силура. Фауна была найдена во многих точках в пределах развития песчаниково-сланцевой толщи.

Для характеристики фауны граптолитов ландоверийского яруса, встречающейся в осевой части и на склонах Туркестанского хребта, можно привести список форм, определенных Б. Н. Аверьяновым из сборов А. П. Марковского у пер. Алла-Исман. Здесь имеются: *Monograptus incommodus* Törn., *M. sandersoni* Lapw., *M. leptotheca* Lapw., *M. nudus* Lapw., *M. concinnus* Lapw., *Diplograptus* sp. Из сборов А. П. Марковского, сделанных им при подъеме с севера на перевал Шахристан, М. Э. Янишевским были определены: *Monograptus crenularis* Lapw., *M. cf. lobiferus* M'Coу *Diplograptus (Monograptus) modestus* Lapw. Восточнее, у пер. Камадон, этим же исследователем были найдены (определения Б. Н. Аверьянова): *Rastrites peregrinus* Barr., *R. longispinus* Pern., а севернее, в верховьях р. Рабут, — *Retiolotes cf. perlatus* Nich., *R. perlatus* var. *daironi* Lapw., *Monograptus lobiferus* M'Coу, *M. intermedius* Carr., *Pleurograptoides erectus* Averg.

Фауна ландоверийского яруса была найдена в ряде пунктов на южном склоне Туркестанского хребта и на северном склоне Зеравшанского хребта, в ряде мест северных предгорий Туркестанского хребта, в Уратюбинском и Шахристанском районах, в долинах рр. Порут, Худгиф, Парз, Ривут, Таваствин, Падаск, Тагобисобак, Пакшиф, Камадон и Обурдон. В сланцах северного склона хребта Курганак А. П. Марковским были найдены следующие формы (определение Б. Н. Аверьянова): *Rastrites hybridus* Lapw., *Diplograptus altissimus* Elles et Wood, *Monograptus concinnus* Lapw., *M. incommodus* Törn., *M. convolutus* Hisinger, *M. rastritiformis* Averg.

На северном склоне Туркестанского хребта, в пределах среднего течения рр. Актеньга, Бюроган и по долине р. Рабут присутствуют, по видимому, и более высокие горизонты ландоверийского века. Здесь в сланцах А. П. Марковским была найдена фауна, содержащая формы, по старым определениям Б. Н. Аверьянова относящиеся к ландовери и тараннону. В частности, в ряде точек по долине р. Рабут были найдены: *Monograptus vomerinus* Nich., *M. spiralis* Geinitz, *M. gemmatus* Barr., *M. lobiferus* M'Coу, *M. convolutus* His., *Diplograptus janschevskii* sp. nov. Averg., *Retiolites geinitzianus* Barr., *R. cf. perlatus* Nich., *R. perlatus* var. *daironi* Lapw., *R. obesus* var. *cf. macilentus* Törnq., *R. spinosus* Wood.

В Зеравшано-Гиссарской горной области песчаниково-сланцевые отложения ландовери — венлока имеют относительно небольшое распространение. Наиболее полно они изучены П. Д. Виноградовым и Н. Н. Боб-

ковой. По данным этих исследователей, песчаниково-сланцевая толща в районе сая Чашкат разделяется на две части. Нижняя часть сложена преимущественно песчаниками, которые отличаются тонкозернистостью и нередко могут быть названы крупнозернистыми алевролитами. В некоторых прослоях песчаники обладают косою слоистостью и конкреционными стяжениями. Последние состоят из глинисто-железистой массы, содержащей включения угловатых алевролитов, зернышек кварца и серицита. Песчаники образованы неокатанными, преимущественно кварцевыми зернами, связанными кварцево-серицитожелезистым цементом. Верхняя часть толщи представлена тонколистоватыми глинистыми сланцами, содержащими прослойки коричневатых песчаников с включениями битумов и прослойки черных известняков с граптолитами *Retiolites geinitzianus* В а г г.

В самых верхах толщи опять начинают преобладать песчаники. Они группируются в пачки до 20—30 м мощностью.

В свете новых данных, полученных в результате исследований последних лет, представления о возрасте многих терригенных толщ северного склона Зеравшанского хребта, относимых прежде к силуру, существенно изменились. Ниже приводится краткий обзор новых данных.

1. На правом склоне долины восточной составляющей р. Вашан, в 1 км выше селения того же названия, в прослое темно-серого известняка, залегающего среди темных песчаников и сланцев, считавшихся прежде ландовери-венлокскими, найдены остатки фауны гониатитов на-мюра.

2. В верховьях правого нижнего притока восточной составляющей р. Вашан, у водораздела с долиной р. Мадм, в светло-серых известняках, образующих мощный горизонт в песчаниково-сланцевой толще, найдены остатки фораминифер переходных слоев от верхнего девона к турне.

3. На правом склоне долины р. Вашан, ниже сел. Вашан, у тропы при подъеме на пер. Мадм, в темных известковистых песчаниках обнаружены остатки фораминифер визейского яруса нижнего карбона.

4. На левом склоне долины р. Зеравшан, против сел. Урмитан, в известковистых песчаниках встречены остатки фораминифер переходных слоев от фаменского яруса верхнего девона к турнейскому ярусу нижнего карбона.

5. Там же, в мергелистых известняках, залегающих среди песчаников и сланцев, найдены остатки фораминифер среднего карбона.

6. На правом берегу р. Зеравшан, в 2,5 км к востоку от сел. Урмитан, у автомобильной дороги, в серых слоистых известняках и известковистых песчаниках, переслаивающихся с темными песчаниками и сланцами, найдены остатки фораминифер верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона, а также остатки брахиопод, которые, по предварительному определению Б. П. Марковского, имеют девонский облик.

7. На левом склоне долины р. Мадм, в 3 км выше селения того же названия, в темных песчаниках обнаружены обломки фораминифер визейского яруса нижнего карбона.

8. На левом склоне долины р. Зеравшан, против районного центра Захматабад, по саям Новибед и Утикашк, в известковистых песчаниках, принадлежащих песчаниково-сланцевой толще северного склона Зеравшанского хребта, относимой прежде к ландовери — низам венлока, обнаружены фораминиферы нижнего карбона.

Указанные факты дают основание предполагать, что на северном склоне Зеравшанского хребта, наряду с терригенными отложениями лан-

доверского и низов венлокского ярусов присутствуют сходные с ними по составу отложения девона и карбона. Однако соотношения между этими терригенными комплексами в настоящее время еще недостаточно ясны и отделить их друг от друга пока не представляется возможным. Для решения этого вопроса требуются специальные исследования.

На востоке Зеравшано-Гиссарской области, в Каратегине и в западной части Алайского хребта, отложения ландоверийского яруса, так же как и в Туркестанском хребте и на западе Зеравшанского хребта, представлены песчаниками и сланцами.

Слагая в западной части области склоны долины р. Зеравшан, отложения ландоверийского яруса протягиваются отсюда на восток в западную часть Алайского хребта, где обнажаются на его северном склоне (Киргизия) в верховьях р. Аочабаши и др., а на южном (восточный Каратегин) — в истоках рр. Назарайлок, Дарайпиоз, Карагушхана и Тамдыкуль. Песчаники ландовери характеризуются здесь серовато-бурой, местами зеленоватой окраской. В их составе обычно отмечаются зерна кварца и полевых шпатов, серицит, хлорит и нередко пирит; цемент песчано-глинистый. Горизонты песчаников отличаются хорошо выраженной слоистостью, подчеркнутой чередованием слоев большей и меньшей степени зернистости пород и присутствием темных сланцевых прослоев; встречается косая слоистость, волноприбойные знаки.

Сланцы или образуют среди песчаников частые тонкие прослойки, или слагают целые пачки, в которых столь же тонкие слои образуют песчаники. Характерна общая черная окраска сланцев, связанная с значительной примесью к глинистому материалу их основной массы углестого вещества. На поверхности напластования сланцев, отличающихся тонколистоватым сложением, обычно развиты пепельно-серые и оранжево-желтые налеты. Сланцы, так же как и в Туркестанском хребте, содержат фауну, представленную исключительно граптолитами. Встречающиеся здесь граптолиты плохой сохранности и трудно определяемы. Тем не менее, по их общему облику вмещающие сланцы можно отнести к ландоверийскому и отчасти к низам венлокского ярусов.

В восточной части рассматриваемой территории остатки граптолитов в настоящее время известны из песчано-сланцевой серии, развитой в верховьях притоков Ходжаачкана. В восточном Каратегине фауна граптолитов ландовери еще не найдена, но, судя по характеру отложений, присутствие ее здесь вполне вероятно. Породы ландоверийского облика непрерывно прослеживаются сюда из верховьев Зеравшана. Южная граница распространения ландоверийских, а также нижневенлокских пород в этом районе проходит в широтном направлении, пересекая языки ледников Назарайлока, Дарайпиоза и Тутека.

Отложения ландоверийского яруса Центрального Таджикистана по составу не отличимы от нижних горизонтов венлока, представленных такими же сланцами и песчаниками. Наблюдается тесная связь отложений обоих ярусов и постепенный переход между ними. Из-за отсутствия фауны разделить эти отложения в настоящее время почти невозможно.

Что касается взаимоотношений с более древними отложениями, то полной ясности в этом вопросе пока нет. На северном склоне Туркестанского хребта, в пределах бассейна рр. Кусавли и Джававли получены данные, указывающие на залегание отложений ландоверийского яруса с конгломератами и грубозернистыми песчаниками в основании, непосредственно на известняках среднего кембрия. В то же время не ясен

вопрос о наличии здесь ордовикских отложений. Присутствие фаунистически охарактеризованных ордовикских отложений на северном склоне Зеравшанского хребта, по-видимому, связанных с песчаниково-сланцевой толщей, с одной стороны, и наличие в некоторых местах под фаунистически охарактеризованными отложениями ландовери горизонтов покаемых желтых песчаников и сланцев, с другой стороны, не позволяет в настоящее время определенно говорить об отсутствии здесь ордовика, тем более, что восточнее, на северном склоне Алайского хребта, в одном пункте найдены граптолиты верхних горизонтов ордовика. Не исключено, что отложения ландовери залегают на различных горизонтах нижнего палеозоя, местами непосредственно на среднем кембрии, местами на ордовике. В зависимости от нахождения в той или иной структурно-фациальной зоне характер взаимоотношений этих отложений с ордовиком может быть различен. Этот вопрос ждет своего разрешения.

Неточность границ ландоверийского яруса не позволяет показывать его на картах не только мелкого, но и крупного масштаба. Это обстоятельство вместе с очень сильной дислоцированностью затрудняет определение мощности ландоверийских отложений; в настоящее время она исчисляется многими сотнями метров. Например, П. Д. Виноградов оценивает мощность свит, относимых им к ландовери, в восточной части северного склона Зеравшанского хребта в 3 км, для более западной части Зеравшанской долины (Захматабад—Пенджикентский район) он приводит цифру возможной мощности части силурийских отложений ниже венлока свыше трех километров.

Венлокский ярус

Отложения венлока имеют весьма разнообразный литологический состав. В Туркестанском хребте нижние горизонты этого яруса представлены сланцами и песчаниками (с преобладанием первых), совершенно аналогичными сланцам и песчаникам ландовери, от которых отличаются только по фауне. В средней части разреза появляются грубозернистые песчаники, конгломераты, темные, иногда черные битуминозные слоистые, комковатые известняки. В верхней части разреза преобладают уже известняки, постепенно сменяющиеся известняковой толщей лудлова. В нижних горизонтах венлока часто встречаются основные эффузивы (диабазы, порфиры, спилиты и их туфы). Особенно часто эффузивы встречаются на севере, в Уратюбинском районе, где они слагают значительные участки.

Отложения венлокского яруса в Туркестанском хребте имеют довольно широкое распространение. Они присутствуют на границе песчаниково-сланцевой и известняково-сланцевой толщ силура, за исключением участков, осложненных разрывами. Известны эти отложения на южном склоне Уратюбинской гряды (сел. Кеногаз—Ура-Тюбе), в разрезе близ Кунжак-Дальяна на северном склоне хребта Курганак; часто встречаются в приосевой части Туркестанского хребта и на его южном склоне.

Из нижних горизонтов венлокского яруса во многих пунктах найдена фауна граптолитов. Наиболее часты находки граптолитов в сланцах Туркестанского хребта. Для примера можно привести следующий список форм, определенных Б. Н. Аверьяновым из сборов А. П. Марковского на склонах долины р. Кунжак (северные склоны хребта Курганак): *Cyrtograptus lundgreni* Tull., *C. grayi* Lapw., *C. ruthenicus* Eisel, *Mono-*

graptus revolutus Вагг., *M. difformis* Торн., *M. priodon* Врон., *M. acus* Ларв., *M. turriculatus* Вагг.

Многочисленная фауна граптолитов найдена во многих пунктах западной части Туркестанского хребта и на его южном склоне (долины рр. Шингалич, Гарибак, Иори и др.).

В горах Чумкартау на их южном склоне фауна граптолитов была обнаружена В. А. Николаевым (1926). Из его сборов Б. Н. Аверьяновым определены: *Retiolites (Glediograptus) geinitzianus* Вагг., *Monograptus vomerinus* var. *crenulatus* Торн., *M. pseudopriodon* Jaek., *M. acus* Ларв., *M. crispus* (?) Ларв.

В темных известняках, переслаивающихся с грубозернистыми песчаниками, а в более верхних горизонтах — со сланцами, содержится богатая фауна кораллов и брахиопод верхнего венлока. Этот горизонт темных комковатых или листоватых с поверхности буровато-темных известняков является очень характерным и имеет широкое развитие. Наиболее характерная фауна брахиопод встречена в разрезе Чортанге (Туркестанский хребет). О. И. Никифоровой здесь определены следующие формы: *Wilsonella (Tadschikia) wilsoniaformis* Nikif., *Protathyris didyma* Dalm., *Spirifer (Delthyris) favositicus* Nikif., *Retzia (Retziella) weberi* Nikif.

Значительным распространением отложения венлокского яруса пользуются также в восточной части Зеравшанского хребта и в Алайском хребте. Нижняя часть их здесь, так же, как и в Туркестанском хребте, представлена песчаниками и сланцами, очень сходными с ландоверийскими, но отличающимися от них составом граптолитовой фауны и появлением линзовидных горизонтов основных эффузивов (порфириды, спилиты и их туфы). Отложения такого типа развиты в долине р. Зеравшан. Восточным продолжением их выходов являются обнажения, описанные рядом геологов на северном склоне Алайского хребта, в верховьях притоков Ходжаачкана, а южнее — в Каратегине, в верховьях рр. Назарайлок, Дарайпиоз, Тутек и Карагушхана.

В осевой части Алайского хребта к востоку от Матчинского горного узла распространены, по-видимому, более верхние горизонты венлока, так как граптолиты здесь характеризуют одновременно и венлок, и низы лудлова. Породы, в которых зарегистрирована граптолитовая фауна, в этом районе несколько отличны от зеравшанских и представлены, наряду с песчаниками и сланцами, также известняками, образующими в толще отдельные быстро выклинивающиеся линзы. Песчаники в данной толще встречаются гораздо реже, зато присутствуют пачки и линзы мелкогалечных давленных конгломератов, галька которых представлена кварцем, кварц-полевошпатовым песчаником, кварцитами и метаморфическими сланцами. Фауна граптолитов здесь также встречена в сланцах. Характерные формы граптолитов венлока — низов лудлова установлены А. П. Недзвецким в долине ледника Урмизан, где они, по определению Л. И. Константиновой, представлены: *Monograptus leintwardinensis* Нор., *M. cf. vulgaris* Wood., *M. cf. Nilssoni* Вагг. и др. Недалеко от этого места, в бассейне р. Арчабаши, П. Н. Соколовым найдены остатки нижнелудловских *Monograptus* ex гг. *himaera* Вагг.

Указанные отложения смяты в сложные складки, осложненные разрывами. Восточнее они прослеживаются через верховья рр. Тамдыкуль и Питаукуль за границу Каратегина, в Алай. В пределах Западного Алая, в верховьях р. Карамук, А. В. Григорьевым среди подобных отложений в черных углистых сланцах установлены: *Monograptus bohemicus*

Вагг., *M. Nilssoni* Вагг., *M. leintwardinensis* Мор., *M. testis* var. *inornatus* Е Пес., которые, по мнению определявшей их Л. И. Константиновой, характеризуют верхи венлока — низы лудлова. Необходимо отметить, что известняки, появляющиеся в основном в верхней части разреза, довольно часто содержат фауну брахиопод и кораллов верхов венлока.

Серия сланцев и песчаников, включающих рифовидные образования известняков, отмечается на южном склоне Зеравшанского хребта, в Восточном Каратегине. Породы здесь сильно перемяты и заметно более сильно метаморфизованы. Поэтому находки фауны вообще и венлокской, в частности, в этом районе очень редки. Однако даже эти редкие находки указывают на присутствие здесь верхних горизонтов венлока. Характерными являются находки А. П. Недзвецким в известняках верховьев Тутека *Favosites hisingeri* М. Еdw. et Нaime, а в подобных породах к северу от пер. Карагушхана — *Spirifer* ex gr. *tschortangensis* Nikif., *Protathyris didyma* Dalm., *Orthoceras* sp.

Восточнее, в пределах Западного Алая (бассейн р. Карамук) фауна, по-видимому, того же возраста, в известняковых прослоях среди сланцев обнаружена А. В. Григорьевым, Т. В. Николаевой в ее составе отмечены формы: *Favosites forbesi* М. Еdw. et Heime, *Pachypora* sp. Фауна *Favosites hisingeri* М. Еdw. et Heime констатирована А. В. Григорьевым к западу от Каратегина в бассейне Каязь (Гиссарский хребет), а остатки *Palaeohalysites* sp. ind. найдены им в таких же породах еще западнее (бассейн р. Сардаймиона).

В западной части Зеравшано-Гиссарской горной области (к западу от р. Фандарья) нижние горизонты венлока отсутствуют, если не считать самой нижней части северного склона Зеравшанского хребта, где имеются незначительные по площади выходы песчаников и сланцев ландовери—венлока. Эти выходы являются краевой частью широкой полосы терригенных отложений низов силура, широко распространенных в Туркестанском хребте.

Фаунистически охарактеризованные отложения нижнего венлока в западной части Зеравшанского хребта установлены только в Кштутском районе, в долине р. Чашкат. Представлены они темными глинистыми сланцами, содержащими остатки граптолитов. По определению М. Э. Янишевского, здесь имеются *Monograptus vomerinus* Nichols., *Retiolites geinitzianus* Вагг., *Cyrtograptus tenellus* Aver. (сборы С. Н. Симакова).

К югу от р. Чашкат в пределах западной части Зеравшано-Гиссарской области нижневенлокские отложения отсутствуют. Раньше к ландовери и нижнему венлоку относили темные сланцы и песчаники районов вершины Даврич, оз. Нофин и верховьев р. Арчамайдан (Клунников, 1931, 1937). Основанием служила находка С. И. Клунникова в районе оз. Нофин в темных сланцах остатков *Monograptus* sp. плохой сохранности, сделанная им еще в 1931 г. Определение остатков, собранных С. М. Клунниковым, как *Monograptus* sp., по-видимому, было ошибочным. При многочисленных исследованиях, проводившихся в указанном районе в последующие годы, остатков граптолитов не было найдено. Встречающиеся здесь на плоскостях напластования отпечатки, похожие на граптолиты, согласно А. М. Обу, являются следами ползания мелких гастропод или червей. Позже В. Р. Мартышевым было установлено, что терригенная толща района оз. Нофин, которую С. И. Клунников и др. считали ландовери—венлокской, лежит с угловым несогласием на самых верхних горизонтах известняков лудловского яруса силура.

В 1950—1951 гг. П. Д. Виноградовым и др. в известняковых прослоях, залегающих среди сланцев и песчаников в районе оз. Гушар, были найдены остатки среднедевонских организмов. Таким образом, терригенные отложения, обнажающиеся у вершины г. Даврич, в районе оз. Нофин и в верховьях р. Арчамайдан, в свете новых данных к силуру относить нельзя.

Верхние горизонты венлокского яруса в западной части Гиссарского и Зеравшанского хребтов пользуются весьма широким распространением. Они представлены здесь толщей, состоящей из интенсивно метаморфизованных, рассланцованных зеленовато-бурых конгломератов, серых кварцевых песчаников, превращенных в кварциты, зеленовато-серых известковистых и серицито-кварцевых сланцев и тонкослоистых (до листоватых) серых и бурых песчано-глинистых известняков (рис. 12).

В описываемой области наблюдается некоторая зональность в распределении различных по составу отложений верхнего венлока.

Южнее линии, проходящей через вершину Даврич, водораздел гор Кугитуро, верховья р. Арг и водораздел гор Хазормеч, развиты преимущественно известковистые и серицито-кварцевые сланцы с прослоями тонкослоистых известняков. В средней части области (бассейн р. Мосриф, район вершин Ганза и Чимтарга, бассейн р. Ягноб) в составе отложений верхнего венлока большую роль играют кварциты. И, наконец, в северной части рассматриваемой области (Зеравшанский хребет) среди отложений верхнего венлока, наряду со сланцами, кварцитами и известняками, в значительном количестве встречаются различные по крупности и составу обломков конгломераты.

Следует отметить, что слоистые известняки всюду приурочены к верхней части терригенной верхневенлокской толщи.

Отложения верхнего венлока характеризуются многочисленными и разнообразными органическими остатками, заключенными главным образом в известняках и известковистых сланцах.

В темных известняках Кштутского района (долина Чашкат) О. И. Никифоровой были определены: из сборов А. П. Марковского — *Spirifer (Delthyris) ex gr. indifferens* Вагг., *Atrypa cf. linguata* Buch, *Conchidium cf. biloculare* L.; из сборов С. Н. Симакова (1938 г.) — *Conchidium knighti* Sow., *C. aff. biloculare* L., *Atrypa granulifera* Вагг., *A. cf. linguata* Buch, *A. linguata* Buch var. *columbella* Вагг., *Retzia aff. weberi* Nikif., *Retzia? umbra* Вагг.

Наблюдаемые в разрезе г. Даврич темные тонкослоистые, часто побуревшие по плоскости напластования известняки, переслаивающиеся с темными зеленоватыми сланцами и кварцевыми песчаниками, по данным С. И. Клушниковой, содержат остатки следующей фауны: *Spirifer elevatus* Dalm., *Meristella tumudu* Dalm., *Pentamerus* sp., *Retzia* sp., а также *Halysites* sp. (*Halysites catenularia* L.), *Favosites cf. gothlandicus* Lam., *Cyathophyllum* sp. (определения О. И. Никифоровой).

В. Р. Мартышев, изучавший этот разрез в 1947 г., указывает на присутствие здесь *Spirifer elevatus* Dalm. var. *gissasrensis* Nikif. (определение О. И. Никифоровой), а также *Palaeohalysites gothlandicus* Jabe., *P. cf. anikeevi* Tchern., *P. parallelus* Schm. var. *cf. taimyrica* Tchern., *P. sp. nov.*, *Palaeofavosites alveolaris* d'Orb. (определения В. С. Соколова).

Остатки верхневенлокских организмов найдены в сланцеватых известняках во многих других пунктах западной части Зеравшано-Гиссарской горной области. Главнейшими из этих пунктов являются: правый

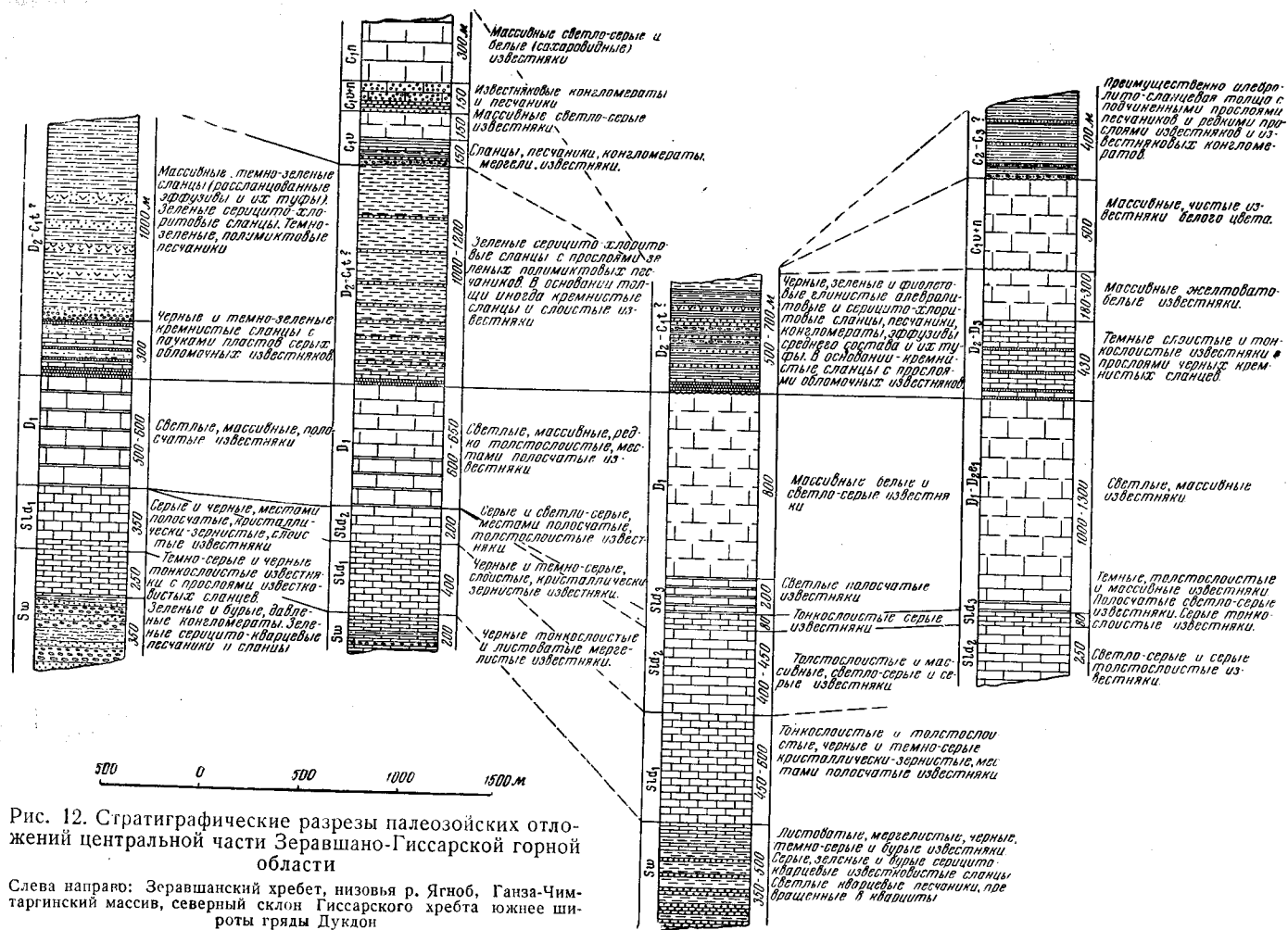


Рис. 12. Стратиграфические разрезы палеозойских отложений центральной части Зеравшано-Гиссарской горной области

Слева направо: Зеравшанский хребет, низовья р. Ягноб, Ганза-Чимтаргинский массив, северный склон Гиссарского хребта южнее широты гряды Дуклон

и левый склоны долины р. Шинк между оз. Нофин и сел. Подруд; водораздел между долиной р. Чапдара (Пасрудская) и котловиной оз. Куликалон; урочище Сарыбухунук (к югу от озера Куликалон); долины рр. Реват (южный), Гурмасар, Ходжакитаб, Дебруд, Санкиоби (левые притоки р. Пасруд); склоны долины р. Арг в 2,5 км от впадения ее в р. Сарытаг; восточный склон котловины оз. Искандеркуль; склоны долины р. Искандердаря между устьем р. Мокшеват и вершиной Зионхана; верховья р. Джижикрут и многие другие (сборы В. Р. Мартышева, С. К. Овчинникова, В. И. Солуна, В. П. Пнёва и многих других). Общий список наиболее часто встречающихся форм в указанных обнажениях следующий: *Palaeohalysites gotlandicus* Jabe, *P. anikeevi* Tchern., *P. cf. sindoensis* Ozaki, *P. escharoides* Lam., *P. parallelus* Schm. var. cf. *taimyrica* Tchern., *P. alveolaris* d'Orb. var. nov. *maxima* Tchern., *Favosites hisingeri* M. Edw. et Haime, *F. favosiformis* Sok., *F. giganteus* Sok., *F. favosus* Goldf., *F. forbesi* M. Edw. et Haime var. *tuvaensis* Tchern., *F. gothlandicus* Lam., *F. ex gr. maximus* Quenst., *F. sp. nov.* (ex gr. *fungites* Sok.), *Heliolites cf. decipiens* McCoy, *Cladopora* ex gr. *ognevi* Sok., *Alveolites* sp., *Thamnopora* sp., (определения Б. С. Соколова), *Praeschlüteria* gen. et sp. nov., *Ketophyllum* sp. nov., *Cistiphyllum* sp. nov. (определения Т. В. Николаевой), *Spirifer elevatus* Dalm. var. *gissarensis* Nikif., *S. favositicus* Nikif., *S. borkoldoensis* Nikif., *Retzia zinakensis* (?) Nikif., *Atrypa* ex gr. *imbricata* Dalm., *Lissatrypa* sp. (определения О. И. Никифоровой).

В заключение описания венлокских отложений следует кратко остановиться на их некоторых особенностях, характерных для всех участков распространения этих отложений.

Одной из особенностей является желтоватый цвет связанных с породами венлокского яруса делювиальных образований, независимо от цвета пород в свежем изломе. Своеобразная окраска делювия обусловлена, вероятно, тем, что породы верхнего венлока содержат в большом количестве железистые соединения, которые в зоне поверхностного выветривания превращаются в гидроокислы. Эта особенность дает возможность непосредственно в поле отличать верхневенлокские отложения от сходных с ними по литологическому составу и цвету пород среднего и верхнего девона.

Другая не менее характерная особенность верхнего горизонта венлока заключается в большом скоплении в его слоях фавозитов, в связи с чем этот горизонт получил название «фавозитового». Это очень характерный маркирующий горизонт, широко распространенный в пределах развития силурийских отложений Центрального Таджикистана. К сожалению, до последнего времени имеющаяся здесь фауна кораллов не изучена монографически.

Как отмечалось выше, нижние горизонты венлока в пределах Центрального Таджикистана тесно связаны со сланцами и песчаниками ландоверийского яруса и вместе с ними образуют характерную и широко развитую здесь толщу, выделенную А. П. Марковским под названием «песчаниково-сланцевой граптолитовой». Верхние горизонты венлокского яруса — известняки и сланцы — тяготеют к вышележащей толще известняков лудлова, также являющейся характерной для Центрального Таджикистана.

При геологических съемках различных масштабов до самого последнего времени выделять отложения венлока как самостоятельную единицу

на картах не удавалось. Нижние горизонты венлока — сланцы и песчаники объединяются с ландоверийским ярусом в рамках указанной выше песчаниково-сланцевой толщи (ландовери и нижний венлок), верхние горизонты — известняки и сланцы — объединяются с известняками лудлова. Мощность отложений венлокского яруса в различных местах Центрального Таджикистана колеблется от 200 до 1000 м и более.

Имеющиеся данные не позволяют еще отделить на больших площадях отложения венлокского яруса силура от сходных с ними по составу, структуре и другим особенностям отложений более высоких горизонтов палеозойского разреза (лудлов, средний и верхний девон, карбон, а иногда и верхний палеозой). Для этого необходимо проведение специальных палеонтолого-стратиграфических работ по изучению разрезов силура с целью выделения опорных горизонтов, установления руководящих форм ископаемых организмов, выявления фациальных изменений и сопоставления отдельных горизонтов на всей обширной площади развития силурийских отложений. Необходимо также изучение как известняково-сланцевых толщ, характеризующихся фауной брахиопод и кораллов, так и песчаниково-сланцевых, расчленение которых возможно лишь по фауне граптолитов. Эти исследования должны сопровождаться монографической обработкой фауны брахиопод, кораллов и граптолитов.

Лудловский ярус

К лудловскому ярусу относится значительная часть мощной толщи известняков и известняково-сланцевых отложений Центрального Таджикистана (см. рис. 12). Разрез этих отложений в каждом районе их распространения имеет свои особенности.

В Туркестанском хребте, как уже отмечалось, верхняя половина разреза силура представлена главным образом известняками, хотя есть районы, где в разрезе принимают значительное участие сланцы, переслаивающиеся с известняками. В известняковой толще силура Туркестанского хребта имеются разрезы с богатой и разнообразной фауной (Кунжакдальнянский, Кенагазский, Матчайский и др.). В этих разрезах силурийские отложения представлены почти исключительно известняками. Разрезы, где в значительном количестве имеются сланцы, детально не изучались.

В основании толщи известняков силура залегает горизонт темных с поверхности рыжеватых, иногда слоистых известняков мощностью в 120 м, переслаивающихся внизу со сланцами, песчаниками и конгломератами и относимых к верхнему венлоку — «фавозитовый горизонт». Выше известняковой толщи Туркестанского хребта в изученных разрезах залегают известняки лудлова.

О. И. Никифорова на основании изучения нескольких разрезов (Матчайского, Кунжакдальнянского, Чортангинского) и монографической обработки фауны брахиопод выделяет в лудловском ярусе (снизу вверх) пентамеровые, исфаринские и маргиналиевые слои (рис. 13).

Пентамеровые слои представлены массивными (вверху) и толстослоистыми (внизу) плотными серыми и темноватыми известняками. Фауна пентамерид, характеризующая эти слои (*Conchidium knighti* Sow., *C. knighti* Sow. var. *daljanicum* Nikif.), встречается обычно в виде банок. Вместе с ними распространены большие толстостенные пелециподы (*Megalomus*). Из других брахиопод встречаются *Spirifer* ex gr. *favositicus* Nikif. Имеются трилобиты и кораллы. Мощность

пачки этих слоев 800 м. О. И. Никифорова пентамеровые слои относит к нижнему лудлову.

Исфаринские слои представлены обычно толсто-, реже тонко-слоистыми и рассланцованными известняками. В некоторых из изучен-

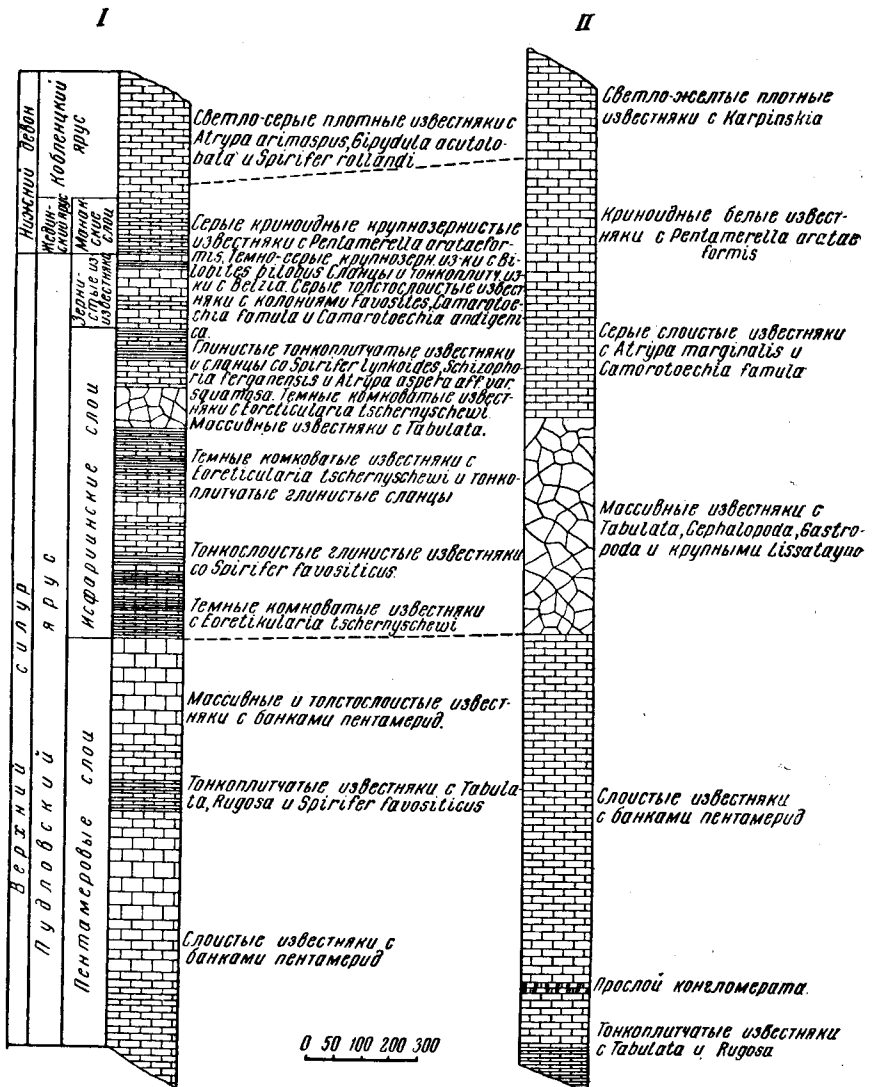


Рис. 13. Схематические разрезы силурийских отложений Исфаринского и Калинабадского районов. Составила О. И. Никифорова

I — разрез левого берега Исфары у сел. Матчай, II — разрез у селений Кужак и Дальян

ных разрезов известняки переслаиваются с известковистыми сланцами сравнительно небольшой мощности. Исфаринские слои характеризуются особенно богатой фауной брахиопод. Наиболее характерны, по данным О. И. Никифоровой, *Schizophoria ferganensis* Nikif., *Lissatrypa camelina* Buch, *Atrypa pseudosquamosa* Nikif., *Spirifer (Eospirifer) iorensis* Nikif., *S. lynxoides* Nal., *S. (Eoreticularia) tschernyschewi* Nal.,

Retzia (Retziella) weberi Nikif. Мощность исфаринских слоев в разрезе по р. Исфара 550 м, в Кунжакдалянском разрезе 400 м.

Маргиналиевые слои представляют собой наиболее верхнюю часть разреза силура. К ним относятся тонкоплитчатые серые или зернистые светлые известняки, реже песчанистые темные известняки с разнообразной фауной. В качестве наиболее характерных форм О. И. Никифорова указывает следующие: *Clorinda pseudolinguifera* Kozl., *Gypidula pelagica* Barr., *Stropheodonta costatula* Barr., *Camarotoechia famula* Barr., *Uncinulus (?) berenice* Barr., *Atrypa marginalis* Daln., *Septatrypa ? thetis* Barr., *Spirifer (Eospirifer) viatir* Barr.

В Исфаринском разрезе маргиналиевые слои О. И. Никифоровой подразделяются на три зоны: 1) толстослоистых известняков с *Camarotoechia famula* Barr.; 2) расщепленных известняков с *Retzia isfarenensis* Nikif. и 3) известняков с *Bilobites*, граничащую с известняками манакского горизонта с фауной переходного типа от силура к девону и относимыми уже к нижнему девону. Известняки манакского горизонта имеются и в других разрезах, в частности в Кунжакдалянском. Мощность маргиналиевых известняков в этом разрезе 200 м, в Исфаринском 150 м. Исфаринские и маргиналиевые слои О. И. Никифорова относят к верхнему лудлову.

Общая мощность лудловского яруса в Исфаринском (Матчайском) разрезе около 1600 м (пентамеровые слои здесь представлены неполностью), в Кунжакдалянском разрезе порядка 1670—2000 м.

Аналогичные разрезы, где лудловский ярус представлен главным образом различными известняками при почти полном отсутствии сланцев, наблюдаются и в ряде других мест Туркестанского хребта в пределах Таджикистана, например, к востоку от Ура-Тюбе, по р. Кенагаз, в районе сел. Бисмапды по долине р. Аксу и западнее в хребте Курганак, в урочище Супа.

Наряду с разрезами, сложенными почти исключительно известняками, в Туркестанском хребте имеются разрезы лудловского яруса, где существенную роль играют сланцы. Например, Южно-Уратюбинская гряда сложена толщей зеленовато-серых глинистых сланцев и филлитов с горизонтами темных, почти черных известняков с жилами кальцита, подстилающей массивные серые известняки с фауной нижних горизонтов среднего девона.

Зеленые глинистые сланцы и филлиты имеются в разрезе лудлова и восточнее, в районе Исфана. Интересно отметить постепенное замещение известняков лудлова сланцами в более западных районах предгорий Туркестанского хребта. В этих случаях разделение горизонтов силура еще больше усложняется. Вблизи осевой части Туркестанского хребта, начиная от кишлака Насраут и восточнее, выходит толща переслаивающихся глинистых сланцев, филлитов, темных известняков и слоистых мраморов с фауной кораллов, относящихся, по определению Б. М. Рухина, к лудлову. В верхних горизонтах этой толщи имеются известняки с фауной переходного характера от силура к нижнему девону. К сожалению, разрезы известняково-сланцевых толщ Туркестанского хребта, как отмечалось выше, с необходимой деятельностью не изучены. Вследствие этого сопоставить отдельные горизонты разрезов известняковых и известняково-сланцевых толщ и проследить фациальные изменения в настоящее время не представляется возможным. Для этого требуются специальные исследования.

В Зеравшано-Гиссарской горной области отложения лудловского яруса распространены не менее широко, чем в Туркестанском хребте. На западе этой области (западнее истоков р. Ягноб) отложения лудлова (по данным В. Р. Мартышева) представлены исключительно известняками, образующими вместе с нижнедевонскими известняками непрерывную известняковую толщу значительной мощности (рис. 14).

Известняковая толща лудлова по литолого-минералогическим признакам и видовому составу заключенных в ней органических остатков разделяется на три части (снизу вверх): амфипоровые, фолидофиллидовые и брахиоподовые известняки.

Амфипоровые известняки согласно лежат на листоватых известняках венлока и связаны с последними постепенным переходом через пачку мощностью 50—80 м тонкоплитчатых, местами сланцеватых черных известняков.

Характерными особенностями амфипоровых известняков являются: черный цвет в свежем изломе и на выветренной поверхности, четкая тонкая слоистость (слои от 0,1 до 1,5 м), кристаллически-зернистая структура и сильный запах сероводорода при раскалывании. В некоторых местах они приобретают линзовидно-полосчатую текстуру, обусловленную частым чередованием тонких (0,1—2,0 см) прослоев и линз совершенно черного тонкозернистого известняка и темно-серого более крупнозернистого известняка.

Органических остатков амфипоровые известняки обычно не содержат. Только в некоторых пластах (преимущественно в нижней части пачки) встречаются перекристаллизованные *Amphipora* sp. и *Stromatopora* sp. (определения Т. В. Николаевой). Возраст их определяется залеганием между отложениями верхнего венлока и фолидофиллидовыми известняками среднего лудлова. Максимальная мощность их (в районе вершины Даврич) около 600 м; минимальная (на северном склоне Зеравшанского хребта) не более 250 м.

Фолидофиллидовые известняки. Черные слоистые амфипоровые известняки вверх по разрезу постепенно переходят в более толстослоистые темно- и светло-серые известняки с характерной фауной кораллов из группы фолидофиллид. Пачка этих известняков разделяется на две части.

Известняки нижней части мало чем отличаются от нижележащих амфипоровых известняков. Они темно-серые, почти черные, с синеватым оттенком, тонкозернистые. Остатки фауны в них сравнительно редки и представлены исключительно одним видом *Pholidophyllum* ex gr. *asiaticum* Nikol. (определение Т. В. Николаевой). Мощность нижней части фолидофиллидовых известняков от 150 до 250 м. Наибольшую мощность они имеют в южной части района (долина р. Агр).

Верхняя часть фолидофиллидовых известняков представлена более светлыми и более толстослоистыми, а в некоторых обнажениях массивными разностями. В отличие от известняков нижней части, они содержат многочисленные и разнообразные органические остатки: *Pholidophyllum asiaticum* Nikol., *Ph. gissarensis* Nikol., *Ph.* ex gr. *Hedströmi* W d k d. (определения Т. В. Николаевой), *Favosites* (*Squameofavosites*) cf. *magicus* Chekh., *Amphipora socialis* Rom., *Stromatopora* cf. *typica* var. *cylindrica* Riäb., *Actinostroma vartum* Pöcta, *Thecaspinella* n. sp., *Columnaria* sp., *Cistiphyllum* sp., *Holmophyllum* n. sp. (определения Б. С. Соколова), *Lissatrypa nasa* Nikif., *L. alexandrina* Nikif., *L.* cf. *linguata* Buch, *Parazyga argensis* Nikif., *P. mirus* Nikif., *Spirifer*

aliens Nikif., *Rhynchospirina isfarensis* Nikif. (определения О. И. Никифоровой). Остатки фауны в фолидофиллидовых известняках на территории западной части Зеравшано-Гиссарской горной области найдены более, чем в 35 пунктах (долины рр. Магиан, Шинк, Сарымат, Арчамайдан, Арг, Искандердарья, горы Хазормеч, долины рр. Пасруд, Уреч, Джижикрут с притоками, верховья р. Вимасай и др.). В некоторых местах, например, на юго-западном склоне гор Кугитуро, фолидофиллидовые известняки содержат в большом количестве остатки известковых водорослей (определение Г. И. Кириченко).

Из приведенного списка фауны самыми распространенными являются кораллы из группы фолидофиллид, которые встречаются во всех горизонтах верхней пачки. Остальная фауна приурочена главным образом к самой верхней части этих известняков. Мощность верхней пачки от 150 до 200 м.

В рассматриваемой части Зеравшано-Гиссарской горной области фолидофиллидовые известняки широко распространены только к югу от линии, проходящей по долинам рр. Хуштарита, Зормеч, Уречь, Пасруд и Ягноб. К северу от этой линии — в Зеравшанском хребте — «фолидофиллидовые» известняки встречены только в верховьях р. Вимасай. Здесь они имеют значительно меньшую мощность (150—200 м) и представлены светлыми полосчатыми известняками, имеющими в обнажениях массивное сложение.

Брахиоподовые известняки. В южной части рассматриваемой области, где силурийские отложения представлены наиболее полно и имеют наибольшую мощность, разрез известняковой толщи лудлова заканчивается пачкой тонкослоистых серых и темно-серых известняков мощностью от 30 до 80 м. Эти известняки содержат большое количество остатков брахиопод. По определению О. И. Никифоровой, видовой состав фауны здесь следующий: *Atrypa paradoxa* Nikif., *Lissatrypa sublatistnuata* Nikif., *L. caudata* Nikif., *Gypidula pelagica* var. *asiatica* Nikif., *Protathyris iskandericus* Nikif., *Spirifer argensis* Nikif., *S. aliens* Nikif., *S. ex gr. inflectens* Barr., *Camarotoechia famula* Barr., *Schuchertella pecten* L. var. *tenius* Nikif., *Rhynchospirina* aff. *selteri* Dav., *Stropheodonta costatula* Barr. и др. Органические остатки в брахиоподовых известняках найдены в двух пунктах — в долине р. Арг, в 0,5 км ниже устья сая Ботурсофи, и в верховьях р. Магиан, в районе устья сая Туркпарида.

Брахиоподовые известняки в западной части Зеравшано-Гиссарской горной области развиты южнее линии, проходящей от родника Чашманиот (бассейн р. Магиан) через верховья р. Арг и пер. Анзоб. К северу от этой линии они не встречаются. В этом направлении известняки нижнего девона налегают непосредственно без видимого несогласия на все более древние горизонты силура. В районе вершин Ганза и Чимтарга они лежат на фолидофиллидовых известняках, в приводораздельной части Зеравшанского хребта — на амфипоровых известняках и в самых северных обнажениях (северный склон Зеравшанского хребта) — на отложениях венлока.

В восточной части Зеравшано-Гиссарской горной области (к востоку от верховьев р. Ягноб), т. е. в Каратегине и в западной части Алайского хребта, разрез отложений лудлова имеет несколько иной характер. По данным А. В. Григорьева, в пределах осевой части Зеравшанского и Алайского хребтов и на большей части территории Каратегина в отложениях лудлова, как правило, наблюдается линзовидное чередование из-

вестняков со сланцами, причем роль известняков бывает различной. Характерно, что в верхах разреза лудлова известняки нередко нацело замещают сланцы. Чаше всего среди сланцев имеется то или иное количество карбонатных пачек и линз, которые присутствуют то в одних, то в других горизонтах толщи.

Нижняя часть разреза отложений лудлова в более западной части Зеравшанского и Гиссарского хребтов (район оз. Искандеркуль), как



Рис. 14. Известняки силура (верхний венлок-лудлов). Зеравшанский хребет

указывалось выше, представлена черными слоистыми пахучими известняками с остатками амфипор плохой сохранности. Точное стратиграфическое положение этих слоев может вызывать некоторые сомнения, и они, возможно, принадлежат к самым верхам венлока. На востоке, в Каратегине, эти черные известняки не наблюдаются; здесь собственно лудловские слои повсюду залегают на темных глинисто-кремнистых сланцах, содержащих линзы серых известняков, которые значительно мраморизованы. По соотношению с нижележащими породами эти известняки включаются в состав венлокского яруса.

Собственно лудловские отложения достаточно широко известны в настоящее время как на территории Зеравшанского и Гиссарского хребтов, так и восточнее, в Каратегине и в пределах северного и южного склонов Алайского хребта.

В Каратегине и в прилежащих районах лудловские отложения установлены в ряде пунктов. Всюду это серые плохослоистые, значительно мраморизованные известняки, содержащие остатки фоллидофиллид и иногда разрезы брахиопод. Первые находки лудловской фауны принадлежат здесь А. П. Недзведкому, которым в верховье северного Янгидавана были встречены *Pholidophyllum* sp., *Spirifer* sp., в долинах Дарайпиоза и Дивона — *Pholidophyllum* ex gr. *Hedstromi* W d k., *Ph.* ex gr.

intermedium W d k n d., в долине Яманкырчина — *Pholidophyllum* aff. *cylindricum* W d k n d., *Clathrodictyon* aff. *regularis* Ros., а в верховье Южного Янгидавана — *Atrypa* sp. nov., *Stropheodonta* sp. nov., *Spirifer* ex gr. *pentameriformis* Tschern. По-видимому, к самым верхам лудлова относится фауна, которая была найдена в подобных породах И. К. Никитиным на левом склоне долины р. Ходжаачкан. Среди этой фауны О. И. Никифоровой были определены лудловские и частью девонские формы: *Uncinulina kekelikensis* Na l., *Spirifer irbitensis* Tschern., *Atrypa reticularis* L a m. и др.

В 1954 г. в Каратегине лудловская фауна была собрана в ряде новых пунктов. Она представлена почти исключительно фолидофиллидами и монографически еще не изучена. Известняки с этой фауной всюду согласно залегают на толще темных глинисто-кремнистых сланцев и серых мраморизованных известняков, которая издали кажется полосчатой и к которой относятся находки (рр. Тутек, Карамук) фавозитов венлокского облика. Известняки с фолидофиллидами в бассейнах рр. Назарайлок и Дарайпиоз переходят в толщу массивных светло-серых известняков, лишенных фауны, но очень сходных с отмечаемыми В. Р. Мартышевым в районе Искандеркуля нижнедевонскими известняками. Восточнее Хайта роль известняков в толще, содержащей лудловскую фауну, несколько уменьшается, и не исключено, что здесь и далее на восток мы имеем дело с лудловским ярусом силура и девонскими отложениями, которые представлены преимущественно терригенными фациями. Подобное положение, очевидно, имеет место также и на северном склоне Алайского хребта, где для верховьев Соха Б. Н. Красильниковым и В. П. Поникаровым отмечается тесная связь отложений лудлова с нижнедевонскими отложениями и наличие в одних местах существенно известняковых, а в других главным образом сланцевых фаций лудловского яруса.

Общая мощность отложений лудлова в Каратегине достигает, вероятно, 500—700 м.

Неясное стратиграфическое положение занимает толща метаморфических пород, развитая по правобережью Сурхоба близ Гарма (Каратегин). В ее составе наблюдаются кварцево-биотитовые сланцы, роговики, слюдяные сланцы, гнейсы и мигматиты. В районе распространения этих образований широко развиты многочисленные интрузии гранитов, как бы пропитывающие толщу. С севера толща сланцев и гнейсов соприкасается с силурийскими и девонскими отложениями по системе разрывов. На западе, за Новабадом, она выклинивается, будучи ограниченной от силурийских и девонских отложений разрывами и интрузиями. К востоку, за Хайтом, эта толща граничит, по-видимому, также по разлому, со сланцами силура и девона, которые, несмотря на присутствие в них значительных тел гранитов, не сопровождаются ни гнейсами, ни мигматитами. Взаимоотношения толщи гнейсов и сланцев Гарма со сланцами района Хайта и Джиргетая изучены недостаточно, в связи с чем остается открытым вопрос о возрасте этой толщи. Не исключено, что она на рассматриваемом участке представляет собой блок досилурийских, возможно докембрийских пород, выдвинутый к поверхности по разрывам, отмечаемым по окраинам площади распространения толщи как по долине Сурхоба, так и вдоль долин рр. Камароу и Обикабуд (Ярхыч).

В силурийских отложениях Зеравшано-Гиссарской горной области встречаются различные месторождения полезных ископаемых, приуроченные к гранитным интрузиям и их жильным разновидностям или

к раздробленным участкам в зонах разломов. Поэтому детальное изучение стратиграфии, литологии, фациальных изменений силурийских отложений и тектоники районов их распространения является очень важным.

СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Силурийские отложения в Дарвазе были установлены Д. В. Наливкиным (1926) на основании определения *Halysites catenularia* Lam. из коллекции Клебельсберга (1922). Последний считал эти отложения, представленные в основном известняками и остатками амфибор, девонскими.

Силурийские отложения известны также в хребтах Петра Первого, Ванчском, Язгулемском и в районе оз. Рангуль. Всюду они представлены мощной толщей известняков с пачками глинистых сланцев и песчаников. Иногда, как например в Рангульском районе, в нижней части толщи увеличивается количество конгломератов.

Наиболее полный разрез отложений силура известен в Южном Дарвазе, в бассейне р. Язгулем, где они были открыты П. П. Чуенко в 1927 г. Ниже дается описание этого разреза (снизу вверх):

1. Прослой бурого конгломерата, иногда содержащего гальки нижележащих пород, что придает ему облик базального конгломерата. Угловых несогласий подмечено не было, и до всесторонней обработки палеонтологических материалов трудно говорить о действительной границе между ордовиком и силуром	0,5 м
2. Песчаники с прослоями светло-зеленых сланцев, сменяющихся горизонтом детритусового песчанистого известняка, окрашенного в бурые тона	55 „
3. Тонкоплитчатые сланцевые известняки с включением блинообразных форм <i>Favosites (Eufavosites)</i> cf. <i>gothlandicus</i> Lam.	175 „
4. Темные пиритизированные филлитоподобные сланцы, некоторые горизонты которых содержат граптолиты рода <i>Monograptus</i>	120 „
5. Сланцы с граптолитами, сменяющиеся тонкоплитчатыми известняками. Последние, так же как и известняки третьего горизонта, содержат блинообразные <i>Tabulata</i> , но более мелкоячеистые: <i>Favosites (Eufavosites) hisingeri</i> E. et H.	100 „
6. Выше следуют слои, представленные внизу песчанистыми светло-серыми известняками, содержащими фауну, описанную Н. Л. Бубличенко: <i>Spirifer mediorhenanus</i> A. Fuchs, <i>Rhynchonella borealis</i> Schloth. var. <i>didonta</i> Dal., <i>Camarotoechia</i> cf. <i>oriskania</i> Rowe	250* „
7. Темные сланцы с тонкими прослоями известняков	250 „
8. Массивные известняки с прослоями органогенного детритуса, вверху венчаются известковистыми песчаниками	260 „

Разрез силура по саю Андергоз (ниже сел. Матраун), расположенному в нижнем течении р. Язгулем, по данным А. П. Недзвецкого (1938 г.), представляется в следующем виде:

1. Непосредственно на ордовике лежат светлые плотные известковистые песчаники, отвечающие, по-видимому, прослою конгломератов по р. Язгулем, залегающему между ордовиком и силуром	15 м
2. Крепкие зеленоватые глинистые известняки, в основании которых собраны <i>Halysites gottlandicus</i> Yabe силурийского возраста (определение Б. Б. Чернышева) и много неопределимых брахиопод	90 „

* Обращает на себя внимание малая мощность разреза силура (450 м) по сравнению с более восточными и северными областями Дарваза и Памира и наличие лишь верхних горизонтов системы. Это заставляет сомневаться в существовании здесь постепенного перехода к ордовикю. Не исключена возможность, что здесь имеет место разрыв. Для данной зоны, характеризующейся чешуйчатым строением с развитием большого количества разрывов, это вполне возможно. — *Прим. ред.*

3. Светло-серые с розоватым оттенком окремненные плотные известняки с отпечатками неопределимых брахиопод	10 м
4. Серые песчаные детритусовые известняки	70 „
5. Плотные темно-серые окремненные известняки с тонкими прослоями песчаников. В известняках собраны <i>Favosites gothlandicus</i> Lam. силурийского возраста	30 „
6. Темно-серые известковистые сланцы	15 „
7. Плотные песчаные темно-серые известняки, пронизанные жилками кальцита	40 „
8. Черные крепкие сланцы с кварцево-карбонатными жилками	15 „
9. Темно-серые битуминозные известняки, местами переполненные битой ракушей брахиопод с члениками стеблей криноидей. В верхней части собрана фауна <i>Doler orthis cf. rusticus</i> Sow., <i>Leptaena</i> n. sp.	100 „
10. Темные плотные известняки с прослоями серых детритусовых рыхлых известняков. Плотные известняки участками окремнены. Среди фауны Н. Л. Бубличенко определены: <i>Doler orthis rusticus</i> Sow., <i>Dalmanella</i> sp., <i>Stropheodonta cf. filosa</i> Sow., <i>Leptaena</i> n. sp., <i>Eospirifer cf. radiatus</i> Sow., <i>Platyostoma</i> sp. Все эти формы являются силурийскими	150 м
11. Черные глинисто-известковистые сланцы, рассеченные мелкими карбонатными жилками	15 „
12. Темные плотные известняки с прослоями рыхлых детритусовых известняков с <i>Stropheodonta cf. filosa</i> Sow.	70 „
13. Темные известковистые сланцы	30 „
14. Переслаивающиеся серые детритусовые известняки и темные глинистые сланцы. В известняковых прослоях содержится много мшанок: <i>Stigmatella</i> sp. (ex gr. <i>glovata</i> Bassler) и <i>Heliolites decipiens</i> McCoy (опр. В. П. Нехорошева), а также брахиопод: <i>Wattsella</i> aff. <i>initalensis</i> Tschern., <i>Delororthis cf. rusticus</i> Sow., <i>Stropheodonta cf. filosa</i> Sow., <i>Leptaena</i> aff. <i>rhomboidalis</i> Wilck., <i>Camarotoechia</i> aff. <i>decemplicata</i> Sow., указывающих на силурийский возраст данных отложений	150 „
Общая видимая мощность всей толщи 800 м.	

Выше, в устье р. Язгулем, залегает толща темно-серых и черных, часто листоватых известняков, перемежающихся с темными сланцами, литологически сходная с нижележащей силурийской толщей. Мощность ее достигает 800 м.

Первоначально сборы фауны из этой толщи, монографически описанные Н. Л. Бубличенко (1933), позволили отнести ее к нижнему девону. Как показали последующие сборы, изученные также Н. Л. Бубличенко, эта фауна характеризует слои, переходные от силура к девону. Из этой толщи были определены: *Camarotoechia* aff. *decemplicata* Sow., *Spirifer* n. sp. (aff. *Sp. mediorhenanus* A. Fuchs), *Sp.* n. sp. (aff. *Sp. decheni* Belc. non E. Kayser), *Protathyris* cf. *praecursor* Kozl., *Mutationella podolica* Kozl., *Rhynchospira formosa* Hall.

В разрезе силурийских отложений, развитых по левобережью р. Язгулем, между сел. Джамак и Зайч, А. Н. Майоровым и Л. П. Смирновым в 1940 г. были выделены следующие горизонты:

1. Розовато-серые песчаники	45 м
2. Зеленоватые известковистые сланцы	40 „
3. Розовато-серый песчаник с маломощными прослоями известковистого сланца	70 „
4. Зеленоватый известняк, частично окремненный и пиритизированный	20 „
5. Черный филлитовидный сланец с фауной брахиопод	10 „
6. Темно-серый известняк, слагающий ядро синклинали	150 „
Общая видимая мощность 335 м.	

Здесь в нижней части разреза П. В. Мышкиным были найдены *Favosites (Eufavosites) gothlandicus* var. *ferganensis* Rukh., *F. (Euf.) hisingeri* E. et H., а в верхней части разреза — *Favosites (Eufavosites) gothlandicus* Lam., *Halysites catenularia* L., характеризующие верх венлока — низы лудлова.

Разрез силура в среднем течении р. Язгулем, напротив сел. Богуз, представляется, по данным А. Н. Майорова и Л. П. Смирнова, в следующем виде:

1. Розовато-серые песчаники	2 м
2. Полосчатые известняки с прослоями черных мергелистых известняков с остатками силурийской фауны: <i>Retzia weberi</i> Nikif., <i>Ctenodonta</i> sp., <i>Palaeotrocha</i> sp., <i>Nucula</i> sp., <i>Leiopteria</i> sp. (определение А. Ф. Лесниковой)	30 „
3. Зеленоватые массивные известняки	20 „
4. Тонкослоистые, зеленовато-серые мергелистые сланцы	60 „

В районе оз. Ранкуль силурийские отложения, согласно данным П. Д. Виноградова и Н. Н. Ошуркова (1938), имеют мощность 2400 м. Верхняя граница их определяется довольно точно по налеганию на них фаунистически охарактеризованных нижнедевонских известняков. Нижняя граница проводится условно по основанию толщи сланцев и конгломератов¹. По литологическим признакам отложения силура подразделены на пять свит (снизу вверх):

1. Сланцево-конгломератовая свита. Представлена чередующимися сланцами, конгломератами, песчаниками и известняками; преобладают сланцы и конгломераты. Судя по составу гальки, материалом для образования конгломератов послужили нижеследующие свиты нижнего палеозоя. Однако ясных следов размытия нижнего палеозоя и налегания сланцево-конгломератовой толщи на его размытую поверхность нигде не обнаружено. Мощность свыше 1200 м.

2. Свита полосчатых мраморов. Характеризуется весьма тонкой слоистостью, отчетливо наблюдающейся благодаря чередованию темно-серых и белых прослоев. Мощность 250 м.

3. Зелено-фиолетовая сланцевая свита. Эта свита всюду сопутствует полосчатым известнякам. Она представлена зелеными и темно-фиолетовыми глинистыми и мергелистыми сланцами. Мощность ее 180 м.

4. Свита серых известняков. Подразделяется на три пачки:

а) темно-серые грубослоистые известняки, 170 м;

б) белые грубослоистые известняки, 70 м;

в) чередующиеся прослои белых грубослоистых известняков и темно-фиолетовых кривоидных известняков, 80 м.

Общая мощность свиты 320 м.

5. Фиолетовая известняковая свита. Состоит из двух пачек:

а) тонкослоистых фиолетовых и зеленых известняков с *Crinoidea* и *Orthocera-tidae*, 170 м;

б) тонкослоистых черных и серых известняков и черных мергелистых сланцев; в известняках найдены *Favosites hisingeri* E. et H., 280 м.

Общая мощность свиты 450 м.

Силур в хребтах Петра Первого и Дарвазском (Северный Памир), по данным В. И. Попова (1933) и М. И. Шабалкина, по-видимому, представлен мощной толщей известняков с амфипорами. Среди последних, судя по определениям И. И. Горского, преобладает *Amphipora* cf. *socialis* Rom. Эта форма наибольшее распространение имеет в силуре, но встречается от силура до верхнего девона включительно.

По данным В. И. Попова, к западу от бассейна р. Хингоу, в амфипоровых известняках были обнаружены *Halysites catenularia* L., что определенно говорит об их силурийском возрасте. Общая мощность известняков достигает 900—1200 м.

М. И. Шабалкин был склонен считать амфипоровые известняки девонскими, полагая, что они являются фацией сауксайской свиты, имеющей примерно тот же возраст. Однако стратиграфических взаимоотноше-

¹ В 1955—1956 гг. геологами Г. Г. Мельником, Б. П. Бархатовым и др. в нижней части этой толщи, мощностью 1000—1800 м, были собраны остатки *Orthidae*, *Watsella* sp. и *Comarothedria* sp., указывающие на ее верхнеордовикский возраст. — Прим. ред.

ний амфиболовых известняков с сауксайской свитой и с другими свитами палеозоя М. И. Шабалкин не наблюдал вследствие залегания известняков в тектонической чешуе.

НИЖНИЙ ПАЛЕЗОИ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

В настоящее время в пределах Таджикистана имеются толщи, возраст которых в силу недостаточной изученности не может быть определен точнее, чем нерасчлененный нижний палеозой. Такие толщи известны главным образом на Памире и в Дарвазе, в виде сравнительно небольших выходов — в Северном Таджикистане (в Кураминском хребте и горах Моголтау). Основанием для отнесения этих толщ к нижнему палеозою является или их залегание ниже фаунистически охарактеризованных горизонтов силура (например, бассейн оз. Ранкуль на Восточном Памире), или находки в отдельных точках фауны ордовика (Южный Дарваз). В некоторых случаях нижнепалеозойский возраст для тех или иных толщ предполагается на основании большой степени их метаморфизации.

Необходимо отметить, что содержание, вкладываемое в понятие нерасчлененного нижнего палеозоя, для разных районов Таджикистана различно. Многие свиты отнесены к нижнему палеозою условно. Условны и их границы с отложениями среднего палеозоя. Не исключена возможность, что некоторые из этих свит, включаемые в настоящее время в нерасчлененный нижнепалеозойский комплекс, являются силурийскими. В то же время имеется точка зрения о возможно протерозойском возрасте наиболее древней части нижнепалеозойского комплекса.

Изучение нижнего палеозоя Таджикистана, расчленение его, обоснование возраста отдельных его составляющих является важной задачей ближайшего времени.

НИЖНЕПАЛЕЗОЙСКИЕ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ТАДЖИКИСТАНА

К нижнему палеозою в Северном Таджикистане относят мощные почти везде немые метаморфизованные песчано-сланцевые толщи. В верхней части разрезов этих толщ в ряде мест обнаружены эффузивы среднего состава. Верхняя граница нерасчлененных нижнепалеозойских отложений определяется по залеганию на размытой поверхности песчано-сланцевых толщ с угловым несогласием базальных конгломератов фаунистически охарактеризованного среднего девона; нижняя граница неясна.

Наиболее полно разрез нижнепалеозойских отложений представлен в юго-западной части Моголтау, где он фаунистически охарактеризован и лучше изучен. Нижнепалеозойские отложения обнажаются главным образом на левобережье Машрапсая, а также севернее Фархатских скал. Остальные выходы нижнего палеозоя находятся в пределах Карамазара. К ним относится песчано-сланцевая толща, обнажающаяся на значительной площади по р. Сардоп. Более мелкие выходы известны в верховьях р. Каракия, а также к югу от перевала Шантдаван. Еще более мелкие выходы зарегистрированы вдоль северного тектонического контакта Карамазарского гранодиоритового массива с известняками среднего палеозоя (Алтынтопкан, Чалата). Отдельные ксенолиты песчано-сланцевых пород известны в южной контактовой зоне Карамазарского массива (Турангысай). В смежных районах Узбекистана ниже-

палеозойская песчано-сланцевая толща известна в Алмалыкском районе и на правобережье Ангрена.

Изучением песчано-сланцевых отложений нижнего палеозоя в Кара-Мазаре занимался С. Ф. Машковцев (1935). Им эти отложения были описаны под общим названием ближе неопределенного глинисто-сланцевого палеозоя. Песчано-сланцевые толщи северо-западного Кара-Мазара изучались также К. Н. Вендландом (1933) и А. В. Королевым. Названными исследователями эти толщи были параллелизованы со сходными по литологическому составу силурийскими отложениями бассейнов Кас-сана и Сумсара в Чаткальском хребте.

Наибольший интерес и значение имеют работы Б. Н. Наследова (1935), который отнес рассматриваемые песчано-сланцевые отложения к нижнему палеозою. Б. Н. Наследов песчано-сланцевые отложения западной части Моголтау делит на три свиты (снизу вверх).

1. Курусайская свита. Метаморфизованные песчаники, кристаллические сланцы, ортогнейсы, мощность 800 м.

2. Кайракская свита. Песчаники с прослоями сланцев 1260 м.

3. Урубулакская свита. Сланцы с подчиненными песчаниками. В сланцах найдены *Ogygites* sp., *Receptaculites* sp., *Crania* sp. и *Orbiculoidea* sp., 500 м.

Общая мощность разреза около 2500 м.

Урубулакскую свиту на основании находок *Ogygites* sp. (определение О. И. Сергуньковой) Б. Н. Наследов относит к ордовику; подстилающая кайракская свита им предположительно отнесена к ордовику и кембрию. Курусайскую свиту, лежащую в основании разреза, Б. Н. Наследов считает протерозойской на основании весьма интенсивного ее метаморфизма и предполагаемого углового несогласия между ней и вышележащей кайракской свитой.

В дальнейшем, в юго-западном Моголтау Е. Д. Карповой и П. Н. Соколовым стратиграфическая схема Б. Н. Наследова была уточнена. По их данным, курусайская свита, отличающаяся интенсивным метаморфизмом, представляет собой зону контактовых роговиков, образованную за счет воздействия Музбулакского гранитоидного интрузива на песчано-сланцевую толщу. Вместе с кайракской и урубулакской свитами она образует единый мощный разрез без существенных перерывов и внутренних несогласий.

В бассейне Маршалпая нижнепалеозойские отложения образуют синклиналию складку, в южном крыле которой по Курусаю обнажается наиболее полный их разрез. Этот разрез, по Е. Д. Карповой и П. Н. Соколову, представляется в следующем виде.

1. Кварцево-биотитовые роговиковые сланцы, иногда с мусковитом, плагиоклазом и турмалином. Среди них отдельные горизонты с крупными порфиробластами кордиерита	300 м
2. Пятнистые роговики кварцево-биотитового и кварцево-биотит-кордиеритового состава	400 „
3. Серые и зеленоватые мелкозернистые кварцевые песчаники с хлоритовым и хлорито-серицитовым цементом. Среди песчаников редкие прослои зеленоватых филлитовидных сланцев	1000 „
4. Зеленые, серые и лиловые филлитовидные сланцы с отдельными горизонтами мелкозернистых кварцевых песчаников и алевроитов с серицитово-хлоритовым цементом. В средней части свиты имеется фауна <i>Ogygites</i> sp., в верхней части, в песчано-глинистых сланцах — <i>Receptaculites</i> sp., <i>Crania</i> sp. и <i>Orbiculoidea</i> sp. ¹	500 „
Общая мощность разреза по Курусаю около 2200 м.	

¹ Сборы фауны произведены Б. Н. Наследовым, определения — О. И. Сергуньковой.

В 3—4 км западнее разрез имеет несколько иной облик вследствие уменьшения ореола контактовых роговиков и роговиковых сланцев до 50 м. Вероятно, это связано с увеличением крутизны падения контакта Музбулакского массива.

Возраст четвертого, верхнего горизонта разреза, соответствующего урубалакской свите Б. Н. Наследова, определяется О. И. Сергуньковой как ордовикский на основании находок трилобита *Ogygites* sp. Выше по разрезу фауны не найдено. Возраст всей толщи следует считать нижнепалеозойским. Вероятно, кроме ордовика, в низах толщи присутствует кембрий.

Как указывалось выше, сходная по составу и степени метаморфизма немая метаморфизованная песчано-сланцевая толща встречается в западной части Кара-Мазара. Наиболее детально разрез ее изучен в бассейне Сардопая, где песчано-сланцевые отложения сложены мульдками почти широтного простирания. Основная складка осложнена складками второго порядка и гофрировкой, что затрудняет определение мощности разреза. По К. Н. Вендланду (1933), она не превышает 1000 м, по данным Б. Н. Наследова, достигает 2000 м.

Для видимой части разреза Б. Н. Наследов и А. А. Петренко дают следующее описание (снизу вверх):

1. Серые мелкозернистые кварцево-слюдистые песчаники	250 м
2. Темные зеленовато-серые узловатые сланцы с прослоями темно-серых песчаников	750 "
3. Темно-серые и зеленоватые филлиты	700 "
4. Малиновые серицито-хлоритовые сланцы	100 "
Общая мощность	1800 "

На песчано-сланцевую толщу у подножья горы Калканата согласно налегают эффузивы. По Б. Н. Наследову, в верхней части осадочной толщи появляются прослой пироксеновых порфиритов. Выше количество осадочных пород постепенно уменьшается, и они полностью вытесняются порфиритами. На пироксеновых порфиритах лежит горизонт брекчий, который, в свою очередь, перекрывается кварцевыми порфирами сначала зелеными, а потом малиновыми. Характерно присутствие в кварцевых порфирах включений подстилающих сланцев. Выше на размытой поверхности кварцевых порфиров лежат базальные конгломераты среднего девона. Мощность толщи эффузивов недостаточно ясна и, по-видимому, не превышает 800 м. Эти эффузивы, вероятно, представляют собой верхний горизонт нижнепалеозойского разреза Западного Кара-Мазара.

Остальные участки распространения нижнепалеозойских толщ в рассматриваемом районе очень незначительны по площади и характеризуются неполными разрезами.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Отложения, относимые к нерасчлененному нижнему палеозою, имеют значительное распространение в пределах Памира и Дарваза. Наиболее изучены они в Южном Дарвазе. Здесь П. П. Чуенко (1938) удалось установить, что отложения, согласно подстилающие фаунистически охарактеризованные верхи ордовика и относящиеся, по-видимому, к низам ордовика и, быть может, к кембрию, по своему литологическому составу

подразделяются на три толщи нижнего палеозоя: Pz_1^a , Pz_1^b и Pz_1^c , связанные между собой постепенными переходами.

Толща Pz_1^a — наиболее древняя нижнепалеозойская толща, — в свою очередь достаточно отчетливо по литологическим признакам подразделяющаяся на две свиты:

1) нижнюю, с видимой мощностью 800—1000 м, представленную тонкослоистыми кварцитами, которые нередко прорезаны кварцевыми хрусталеносными жилами;

2) верхнюю, сложенную филлитами, кварцевыми и кремнистыми сланцами с прослоями кварцитов внизу и маломощными горизонтами мраморов вверху. Мощность верхней свиты изменчива и в среднем составляет 600 м.

В средней части бассейна р. Язгулем толща Pz_1^a , А. Н. Майоровым и Л. П. Смирновым также подразделена на две свиты: 1) песчано-сланцевую и 2) собственно кварциты и песчаники.

Песчано-сланцевую свиту они выделяют только в верховьях р. Язгулем, выше сел. Убагынь, по южному склону Ванчского хребта. Отложения этой свиты слагают ядро антиклинали и представлены метаморфизованными кварцево-полевошпатовыми песчаниками, переслаивающимися с серыми тонкослоистыми кварцево-биотитовыми, кварцево-серицитовыми, двуслюдяными песчанистыми сланцами и роговиками. В этой свите отмечены кварцевые хрусталеносные жилы. Видимая мощность 350—400 м. Стратиграфически выше лежат кварциты и песчаники с кварцевыми жилами, включающими мелкие хрустальные погребка. Разрезы этой свиты крайне однообразны и более дробному подразделению не поддаются. Песчаники темно-розовые и серые, состоят из окатанных зерен кварца, полевого шпата, турмалина; цемент кварцево-серицитовый, иногда карбонато-серицитовый. Мощность свиты 600—700 м.

В низовьях р. Язгулем толща Pz_1^a представлена парагнейсами, песчаниками, биотитовыми и биотито-роговообманковыми сланцами. Ее метаморфизм обусловлен многочисленными кислыми пластовыми интрузиями биотитовых гранито-гнейсов и лейкократовых гранитов. По северному склону Язгулемского хребта в этой измененной интрузиями гранитоидных пород толще, по данным Н. К. Морозенко (1937), встречаются следующие осадочные и метаморфические породы: 1) песчаники полевошпатово-кварцевые с известковистым и серицитовым цементом, 2) кварциты, 3) кристаллические сланцы — биотитовые, биотито-роговообманковые, хлорито-биотитовые, двуслюдяные, 4) интрузионные гнейсы — биотитовые, биотито-роговообманковые, роговообманковые, биотито-силлиманитовые, амфиболиты. Эти породы связаны взаимопереходами. Мощность свыше 1,5 км.

Нижняя свита толщи Pz_1^a в верховьях р. Язгулем представлена кварцитами и песчаниками, которые, по данным И. Г. Баранова (1937), развиты по боковым притокам этой реки — рр. Барнавадж и Ходжауси, где они слагают ядра крупных антиклинальных складок. Разрез этой свиты крайне однообразен и более дробному подразделению не поддается. В разрезе часто встречаются небольшие прослои темных и зеленоватых серицито-хлоритовых сланцев; кварцевая свита в верховьях Барнаваджа достигает мощности 600—700 м.

Разрез верхней свиты толщи Pz_1^a в среднем течении р. Язгулем, по притоку р. Бдави, согласно данным И. Г. Баранова, достигает 740 м и рисуется в следующем виде (снизу вверх):

1. Темно-серые, темно-лиловые и светло-серые кварцево-полево-шпатовые песчаники с серицито-известковым цементом. Наблюдаются небольшие прослои зеленоватых и темных серицитовых сланцев (филлиты)	400 м
2. Черные серицитизированные сланцы с мелкими прослоями мелкозернистых кварцево-известковых песчаников и зеленовато-серых филлитов	80 „
3. Светло-серые и серые серицитизированные кварциты	выше 200 „
4. Серицитизированные песчаники и зеленые серицитизированные сланцы. На поверхности напластования песчаников встречаются неясные признаки трещин усыхания и волноприбойных знаков	60 „

Стратиграфическое положение нижнепалеозойской толщи Pz_1^a определяется согласным залеганием на ней полосчатых мраморов толщи Pz_1^b .

Толща Pz_1^b представлена полосчатыми плейчатými мраморами мощностью до 1 км (по данным А. Н. Майорова и Л. П. Смирнова). Мраморы переслаиваются с известковистыми филлитоподобными глинистыми сланцами, чем и обуславливается полосчатость толщи. Наряду с мелкой плейчатостью внутри монолитной мраморной толщи наблюдается измятость некоторых горизонтов, которая при первом взгляде создает впечатление усложненной тектоники отложений нижнего палеозоя в целом.

В низовье р. Язгулем, ниже сел. Матраун, в толще Pz_1^b выделены следующие горизонты (снизу вверх):

1. Белые и светлые, мелкокладчатые плейчатые мраморы. Видимая мощность	100 м
2. Темно-серые тонкослоистые (плитняковые) плейчатые известняки и сланцы, часто переслаивающиеся; мощность отдельных прослоев несколько сантиметров, общая мощность	340 „
3. Мучнистые светлые мраморы, перемежающиеся с известковистыми сланцами; мощность отдельных прослоев 0,5—2 м, общая мощность	80 „
4. Разнозернистые мраморизованные известняки, перемежающиеся с известковистыми плейчатыми сланцами, окрашенными в черные и розовые тона	80 „
5. Массивные мраморизованные известняки с глинистыми пропласточками, образующие глыбовые осыпи	20 „
6. Светлые плотные неравнозернистые мраморы с Crinoidea?	20 „
7. Массивные полосчатые глинистые известняки и известковистые сланцы, окрашенные в желтые, зеленые, лиловые, фиолетовые тона. Видимая мощность	200 „

В средней части р. Язгулем, по ее левому притоку Уйгок, А. Н. Майоровым и Л. П. Смирновым в 1940 г. записан следующий разрез (снизу вверх):

1. Нижние горизонты свиты, контактирующие с парагнейсами толщи Pz_1^a , представлены темно-серыми и желто-бурыми тонкослоистыми массивными мраморами. Видимая мощность	250 м
2. Черные мраморизованные известняки	120 „
3. Розовато-серый и белый ороговикованный песчаник	30 „
4. Тонкослоистые и полосчатые мраморы светло-коричневого и серого цвета с прослоями в верхних горизонтах черных филлитовидных сланцев мощностью 10 м; видимая мощность горизонта	250—300 „

Общая мощность толщи Pz_1^b по ряду разрезов достигает 600—700 м.

В средней части р. Язгулем, по ее притокам — левому Уйгок и правому Петроздара — И. Г. Баранов наблюдал следующий разрез толщи Pz_1^b :

1. Нижняя часть толщи представлена темно-серыми, серыми и иногда желтоватыми толстослоистыми и массивными мраморами	230 м
2. Черные ороговикованные сланцы и толстослоистые желтоватые ороговикованные кварциты	80 „

3. Толстослоистые серые и темно-серые мраморы	180 м
4. Плитчатые и тонкослоистые желтовато-белые, серые и темные полосчатые мраморы	250 „
5. Зеленые известковистые филлиты и серые слонстые тонкоплитчатые мраморы	100 „
6. Черные серицитизированные и зеленые серицито-хлоритовые известковистые сланцы	300 „

В районе нижнего течения Язгулема (пер. Оудуи) сводный разрез толщи Pz_1^B , по данным Н. К. Морозенко (1937), представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Мраморы светло-серые, коричневатые-серые, тонкослоистые, плейчатые	600 м
2. Темно-серые и зеленовато-серые филлиты, известково-глинистые сланцы, светло-зеленовато-серые с тонкими линзочками пирита по сланцеватости, и тонкозернистые песчаные известняки	150 „
3. Мраморы тонкополосчатые, мраморизованные известняки	200 „
4. Мраморы крупнозернистые, тонкополосчатые, светло-серые и черные мелкозернистые, зеленовато-серые, местами содержащие прослои известково-глинистых сланцев и мергелей	250 „

В результате метаморфических процессов, которым подверглись все породы нижнего палеозоя, в мраморах местами в большом количестве развиты роговая обманка, тремолит, скаполит, сфен, иногда биотит, флогопит и диопсид. Преимущественное расположение этих минералов по слоистости подчеркивает полосчатую текстуру мраморов.

Толща Pz_1^C . Выше толщи Pz_1^B залегает кварцито-сланцевая толща, аналогичная по составу толще Pz_1^A и отличающаяся от нее лишь меньшей метаморфизацией и окраской. Непосредственно над мраморами залегают известково-глинистые сланцы, окрашенные в зеленовато-желтые и буроватые тона. Их мощность достигает 300—400 м, и они дают обильные осыпи, покрывающие склоны, сложенные этими породами. Сланцы сменяются янослоистыми тонкоплитняковыми кварцитами розоватых оттенков в нижних горизонтах и черных сверху. В верхних горизонтах кварциты становятся массивными и приобретают интенсивно черную окраску. В таких разностях изредка наблюдаются образования с концентрической штриховкой, напоминающие окаменелости. Мощность кварцевой свиты достигает 500—600 м. Общая мощность кварцито-сланцевой толщи Pz_1^C приближается к 1 км.

Суммарная мощность всех трех толщ нижнего палеозоя, отложения которого подстилают фаунистически охарактеризованные верхи ордовика, достигает в пределах Южного Дарваза 3,5 км. Такая значительная мощность вряд ли отвечает только низам ордовика, по-видимому, здесь имеются и отложения кембрия. К сожалению, ни в одном из изученных обнажений не было встречено органических остатков, которые позволили бы подтвердить это предположение.

Отложения, относимые к нижнему палеозою, слагают значительные площади в восточной части Памира, в пределах бассейна оз. Ранкуль. Здесь, согласно данным П. Д. Виноградова и Н. Н. Ошуркова (1938), нижний палеозой по литологическим признакам подразделяется на девять свит:

1. Свита тальковых сланцев залегает в основании разреза и представлена чередующимися сланцами серебристо-серыми тальковыми, тальково-биотитовыми, биотито-актинолитовыми и другими, содержащими прослой метаморфизованного песчаника в верхней части. Свита пронизана большим количеством кварцевых жил. Видимая мощность 370 м.

2. Мраморная свита представлена чередующимися мощными пачками мраморов и слюдистых сланцев. Мощность их колеблется от 50 до 200 м, причем по простираанию они быстро меняются. Сеть кварцевых жил развита широко. Мощность свиты достигает 600 м.

3. Надмраморная сланцевая свита в основном сложена кристаллическими сланцами: биотитовыми, альбит-амфибол-биотитовыми, роговиковыми и др. В верхней части число прослоев слюдистых кварцитов увеличивается, и свита переходит в вышележащую кварцитовую свиту. Найденные здесь плохой сохранности губки и водоросли являются, по мнению изучавших их специалистов, несомненно, палеозойскими. Мощность свиты около 450 м.

4. Нижняя кварцитовая свита состоит из кварцитов и метаморфизованных песчаников. Мощность 400 м.

5. Междукварцитовая свита слюдистых сланцев кварцево-биотитовых, альбит-биотитовых, биотит-роговообманковых, роговиковых и других с прослоями кварцитов и метаморфизованных песчаников. Мощность 600 м.

6. Верхняя кварцитовая свита отличается от нижней преобладанием песчаников и наличием пачки слюдистых сланцев. Мощность 400 м.

7. Надкварцитовая известняковая свита представлена чередующимися черными, темно-серыми и светло-серыми тонкослоистыми известняками с крупными кристаллами роговой обманки и биотита с прослоями слюдистых кварцитов. Мощность 150 м.

8. Свита глинистых и слюдистых сланцев, непостоянная по мощности, составу и степени метаморфизации пород. Мощность 150—550 м.

9. Бельайрыкская известняковая свита представлена желтовато-белыми песчанистыми известняками и мраморами с прослоями известняковых конгломератов и иногда кварцитов. Мощность свиты достигает 280 м.

Этой свитой заканчивается разрез нижнепалеозойской метаморфической толщи, общая мощность которой достигает 3700 м. Вышележащая толща конгломератов и глинистых сланцев условно отнесена к низам силура.

В последние годы высказывается точка зрения о возможно нижнепалеозойском возрасте метаморфизованных толщ, слагающих северный склон Рушанского хребта, которые Б. П. Бархатов параллелизует с отложениями палеозоя бассейна р. Язгулем.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отложения девона на территории Таджикистана имеют широкое распространение. В настоящее время они известны в хребтах Алайской горной системы (Алайском, Туркестанском, Зеравшанском и Гиссарском), на Памире и в Дарвазе, в Кураминском хребте и Моголтау, где фаунистически охарактеризованы все отделы и ярусы девона. Но для характеристики объема, состава, границ всех отделов и ярусов на всей площади распространения девона в пределах Таджикистана в настоящее время данных еще нет.

Отложения нижнего девона наиболее часто наблюдаются в хребтах Алайской системы. На Памире и в Дарвазе они занимают небольшие площади. На севере Таджикистана, в Кураминском хребте и Моголтау, нижний девон не установлен.

Нижнедевонские отложения Северного Памира и Дарваза по литологическому составу сходны с подстилающими отложениями силура.

В известняках переходных горизонтов содержится смешанная фауна силуры и нижнего девона.

Отложения среднего девона более разнообразны. На севере, в Кураминском хребте и Моголтау, разрез среднедевонских отложений представлен двумя толщами, выдерживающимися по простиранию на всей этой территории. Нижняя представлена красноцветными песчаниками, сланцами и в основании конгломератами, залегающими, как отмечалось выше, с угловым несогласием и трансгрессивно на нижнепалеозойских отложениях. К верхней относятся темные известняки и доломиты с фауной амфипод и брахиопод живетского яруса. Фаунистически охарактеризованный эйфельский ярус не установлен, допускается возможность отнесения к этому ярусу толщи песчаников и конгломератов основания девонского разреза. По данным Е. Д. Карповой, наблюдается уменьшение мощности среднего девона в северном направлении, сопровождающееся сменой известняков терригенными осадками.

В более разнообразных и сложных условиях происходило накопление осадков среднего девона Центрального Таджикистана. Здесь имеются отложения различных фаций с морской фауной обоих ярусов.

Отложения среднего девона на Памире установлены пока в очень немногих пунктах и слабо охарактеризованы. В настоящее время еще недостаточно данных для полной характеристики этого разреза. Среднедевонские отложения, обнаруженные в Акбайтальском и Ранкульском районах, представлены черными доломитами и известковистыми сланцами сравнительно небольшой мощности с фауной брахиопод.

Возможно, что часть более верхних горизонтов имеющих здесь известняковых массивов с фауной герцинского облика окажется среднедевонской. Имеются соображения в пользу среднедевонского возраста массивных светло-серых известняков южного склона Дарвазского хребта с фауной пентамерид плохой сохранности. Возможно, что как и в пределах Центрального Таджикистана, здесь будет наблюдаться несколько типов разреза. Редкое нахождение отложений среднего девона на Памире и в Дарвазе, быть может, объясняется недостаточной изученностью этой части Таджикистана.

Интересно отметить наличие в районе оз. Ранкуль довольно мощных черных грубослоистых известняков, залегающих, по данным П. Д. Виноградова и Н. Н. Ошуркова, несогласно на силуре. В верхних горизонтах этих известняков встречаются брахиоподы, гастроподы, пелециподы, одиночные и колониальные кораллы, распространение которых ограничено средним девонем и низами верхнего девона (франским ярусом).

В более южных областях Памира и Дарваза среднедевонские отложения не установлены.

Отложения верхнего девона с фауной франского и фаменского ярусов известны на севере, в Кураминском хребте и Моголтау, в Центральном Таджикистане и на юге, в Дарвазе и на Памире. В Северном Таджикистане известняки живетского яруса сменяются известняками с фауной франского яруса, а выше — фаменского яруса. Фауна верхнего девона характеризуется однообразным составом с обильными спириферами. Состав ее, согласно Д. В. Наливкину (1926), сходен с составом фауны Каратауского района. Отличия выражаются в появлении форм, присущих более южным разрезам.

На Памире и в Дарвазе верхний девон отмечен в большем числе мест, чем средний девон. Изучены верхнедевонские отложения здесь

слабо. В Акбайтальском районе и в устье Ванча верхний девон представлен известняками, доломитами и сланцами. Здесь установлены отложения франского и фаменского ярусов с фауной главным образом спириферов.

На юге, по-видимому, эти фации отсутствуют. Здесь имеются лишь черные слоистые известняки со спириферами. Фауна, найденная Д. В. Наливкиным в валуне темных глинистых известняков на крайнем юге Памира (правый берег р. Памир, между р. Мац и сел. Лянгар), по своему облику, как это подчеркивает Наливкин, близка, с одной стороны, к фаменским фаунам Акбайтала, с другой — к читральским фаунам, найденным Гайдном и описанным Ридом. Неясно, относятся ли к верхнему или среднему девону песчаники, сланцы и конгломераты, подстилающие известняки верхнего девона в разрезе северного и южного склонов Ванчского и Язгулемского хребтов.

Интересно отметить, что южнее, в пределах хр. Гиндукуш, в ряде пунктов наблюдаются красноватые песчаники и конгломераты, подстилающие известняки, в которых найдена фауна верхнего девона. Эти отложения залегают здесь трансгрессивно на более древних толщах. Обращает внимание устойчивость этого разреза, имеющего одинаковое строение в ряде пунктов Западного и Восточного Гиндукуша.

Девонские отложения Таджикистана по составу, строению и мощности относятся к отложениям геосинклинальных областей. Осадки девона отлагались, как это было отмечено Д. В. Наливкиным (1926), в условиях обширного неглубокого теплого моря с большим количеством островов. Мелководный характер отложений, сохраняющийся на громадной площади, указывает на существование обширного архипелага.

Девонская фауна Таджикистана, как и вообще центральной и южной частей Средней Азии, представлена, по Д. В. Наливину и Б. П. Марковскому, формами из различных областей. Наибольшее сходство обнаруживается с уральскими фаунами. Разрез девона, особенно Центрального Таджикистана, тождественен с разрезом девона Урала. Д. В. Наливкин отмечает сходство девона Памира и Дарваза с девоном Алая и Гиндукуша.

Для решения многих вопросов геологии девона Таджикистана в настоящее время требуются специальные детальные исследования с одновременным монографическим изучением фауны, в первую очередь брахиопод и кораллов, а также фораминифер.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Изучение стратиграфии девонских отложений в данном районе затруднено из-за интенсивно проявившегося здесь вулканизма, в результате чего осадки девона сохранились в виде ксенолитов среди интрузивных пород и в значительной степени метаморфизованы.

В составе девонских отложений на основании находок *Spirifer aquilenus* Roem. и *Sp. archiaci* Murch. был выделен верхний девон у сел. Чалата, в горах Калканата и в Барактынтау. Б. Н. Наследов и И. В. Белов в 1942 г. определили в разрезах девона Моголтау *Stringocephalus burtini* Defg., на основании чего ими были выделены осадки живетского яруса среднего девона.

О. И. Сергунькова в 1943 г. обнаружила в известняках гор Барактынтау *Stringocephalus burtini* Defg., позволившего выделить на данной территории отложения живетского яруса. Кроме того, ею было уста-

новлено, что слои с комплексом фауны *Atrypa reticularis* Lin., *A. artimaspus* Eichw., *A. tenuisulcata* Wen., *Anatrypa heckert* Nal., *Spirifer undiferus* Roem. залегают под слоями со *Stringocephalus burtini* Defr. и также относятся к живетскому ярусу. Последний комплекс фауны определялся Д. В. Наливкиным (1926) и О. И. Сергуньковой (1927) как характерный для франского яруса. В 1943 же году О. И. Сергуньковой были выделены в горах Барактынтау отложения франского яруса, охарактеризованные многочисленными *Cyrtospirifer calcaratus* Sow. и установлен перерыв в осадконакоплении между франским и фаменским веками.

В 1951—1952 гг. О. И. Сергунькова занималась изучением стратиграфии девонских отложений в юго-западной части Кураминских гор. Полученные данные позволили разработать более детальную схему стратиграфического расчленения этих отложений по сравнению со схемами предыдущих исследователей.

Стратиграфическая схема девонских отложений. Ниже рассматривается схема стратиграфического расчленения для двух основных типов осадков девона, развитых в горах Калканата и Барактынтау. Девонские отложения представлены здесь средним и верхним отделами. Самым нижним членом разреза является терригенная толща, выделенная Б. Н. Наследовым в 1942 г. в горах Моголтау под названием машрапской свиты, отнесенной к эйфельскому ярусу. В составе живетского яруса в горах Барактынтау выделены слои (снизу вверх): 1) базальные, 2) атриповые и 3) стрингоцефаловые.

В горах Калканата девонское море трансгрессировало позже, и терригенная базальная толща, представленная здесь конгломератами, может быть сопоставлена с атриповыми слоями гор Барактынтау. Более высокие части разреза живетского яруса гор Калканата сложены песчано-мергелистыми слоями, которые могут быть сопоставлены со стрингоцефаловыми слоями Барактынтау.

Верхний девон представлен осадками франского и фаменского ярусов. В франском ярусе в горах Барактынтау выделяются (снизу вверх) следующие слои: 1) калькаратусовые, 2) амфиоровые и 3) мергелистые. В горах Калканата эти слои сопоставляются соответственно с калькаратусовыми, продуктусовыми и известняково-мергелистыми слоями. Отложения фаменского века в горах Барактынтау и Калканата расчленяются на нижне- и верхнефаменские. Нижнефаменские представлены аквилинусовыми слоями, верхнефаменские — циртоспириферовыми.

Стратиграфические соотношения выделенных типов отложений девона показаны в табл. 2.

Наиболее полный разрез девонских отложений, характерный для описываемой территории, сохранился в горах Барактынтау. Ниже приводится описание этого разреза (рис. 15).

Средний девон

Эйфельский ярус

Машрапская свита выделена Б. Н. Наследовым и И. В. Беловым (1942) в девоне гор Моголтау. Она является базальной и сложена терригенными осадками, трансгрессивно залегающими на эффузивно-сланцевой толще нижнего палеозоя.

Литологический состав свиты разнообразен и не выдерживается по простиранию. В основании развиты конгломераты «пуддинги», по про-

Таблица 2

Стратиграфическое расчленение девонских отложений Кураминского хребта

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Юго-западная часть хребта (горы Барактынтау и др.)	Северо-восточная часть хребта (горы Калканата и др.)
Девонская	Верхний	Фраменский	верхний	Циртоспириферовые слои	
			нижний	Аквилинусовые слои	
		Франский		Мергелистые слои	Известняково-мергелистые слои
				Амфиоровые слои Калькаратусовые слои	Продуктусовые слои Калькаратусовые слои
	Средний	Живетский		Стрингоцефаловые слои	Песчано-мергелистые слои
				Атриповые слои Базальные слои	Конгломератовые слои
Эйфельский			Машрапская свита		

стиранию сменяющиеся среднегалечными конгломератами. Обломочный материал этой части свиты также изменчив и состоит из обломков нижнепалеозойских песчаников, сланцев и эффузивных пород. Выше по разрезу «пуддинги» сменяются мелкозернистыми песчаниками и песчано-глинистыми отложениями.

Мощность свиты изменяется в пределах 540—640 м.

На рассматриваемой территории (кроме гор Моголтау) достоверных отложений машрапской свиты нет. Условно к ним можно отнести обнажающиеся у северо-восточных склонов гор Барактынтау в контакте с гранодиоритами контактово-измененные туфогенные песчаники, мощность которых составляет 40 м. Непосредственного контакта этих песчаников с вышележащими известняками девона не наблюдалось. Они отделены депрессией, заполненной четвертичными отложениями. Возраст машрапской свиты, на основании перекрывания ее осадками живетского яруса, условно считается эйфельским.

Живетский ярус

Базальные слои представлены темно-серыми мелкозернистыми доломитами, переслаивающимися с ленточными известняками, содержащими *Amphipora ramosa* Phill. и одиночные *Rugosa*, для которых наблюдается симбиоз со строматопорами (обрастание ругоз строматопорами). Встречаются прослойки доломита, переполненные амфиорами. Мощность 200 м.

Атриповые слои представлены мергелистыми слоистыми известняками с большим количеством атрип, образующих ракушняк. Намечается следующая смена слоев (снизу вверх):

1. Известняки глинистые, серые, слоистые с большим количеством фауны брахиопод: *Atrypa reticularis* Lin., *A. tenuisulcata* Wenjuk., *A. arimaspus* var. *tetragona* Sob., *A. tubicostata* Раекк., *Anatrypa heckeri* Nal., *Spirifer undiferus* Roem., *Reticularia curvata* Schl. 64 м
2. Известняки доломитизированные, ленточные, темно-серые, мелкозернистые, слоистые, с большим количеством крупных колоний *Stromatoporella* sp., мелких амфипор и *Thamnopora* ex gr. *cervicornis* Blainv. 31 „
3. Известняки тонкослоистые, местами мергелистые светло-серые с редкой фауной *Pentamerus* sp., *Favosites* sp., *Syringopora* sp., *Murchisonia* sp. 107 „
Выше обнажаются известняки доломитизированные темно-серые слоистые 35 „
4. Известняки серые, тонкослоистые, мергелистые, с большим количеством фауны: *Atrypa reticularis* Lin., *A. bifidaeformis* Tsch., *A. tubicostata* Раекк., *Reticularia curvata* Schl., *Spirifer urii* Flem., *Clathrodiction tschussovense* Javog. 25 „

Общая мощность пачки атриповых слоев 275 м.

Стрингоцефаловые слои. В основании пачки этих слоев развиты доломитизированные темно-серые слоистые известняки с прослоями серых слоистых местами комковатых известняков с плохими остатками ругоз, гастропод и брахиопод. Доломитизированные известняки содержат большое количество *Amphipora ramosa* Phill. Мощность 155 м.

Верхняя часть пачки представлена темно-серыми мраморизованными известняками, переполненными раковинами крупных *Stringocephalus burtini* Defr. Известняки перекрываются доломитами темно-серого цвета с многочисленной фауной крупных колоний строматопорид *Thamnopora cervicornis* Blain., *Amphipora* sp., *Atrypa arimaspus* var. *tetragona* Sol., *Stringocephalus burtini* Defr. Мощность 38 м.

Общая мощность пачки стрингоцефаловых слоев 193 м.

Присутствие широко распространенного вида *Stringocephalus burtini* Defr. позволяет отнести эти слои к живетскому ярусу.

Атриповые и базальные слои также включены в состав живетского яруса.

Общая мощность отложений живетского яруса 668 м.

Литологический состав отложений живетского яруса гор Барактынтау изменяется в северо-восточном направлении. Эта изменчивость хорошо прослеживается на базальных отложениях разреза девона в горах Калканата.

Рассмотренным осадкам живетского яруса гор Барактынтау соответствуют конгломератовые и песчано-мергелистые слои основания девонского разреза гор Калканата, общей мощностью 410 м. Сопоставление это возможно в связи с наличием в верхней части разреза пачки песчано-мергелистых слоев доломита, переслаивающегося с тонкими пропластками мергеля, содержащего крупные сферические колонии строматопорид *Thamnopora* sp. и *Spirifer urii* Flem. Такое сообщество характерно для живетского яруса гор Барактынтау.

Перекрытие песчано-мергелистых слоев гор Калканата отложениями франского яруса (калькаратусовые слои) позволяет сопоставлять их со стрингоцефаловыми слоями гор Барактынтау.

Южнее осадки живетского яруса наиболее полно представлены в горах Моголтау, где они по литологическим и фаунистическим особенностям, а также по мощности вполне соответствуют описанному выше разрезу гор Барактынтау.

На других участках между горами Барактынтау и Моголтау отложения живетского яруса установлены только в самой верхней части разреза девона, соответствующей стрингоцефаловым слоям.

В Курусае эти отложения представлены тонкослоистыми известняками с многочисленными *Atrypa* sp. (атриповые слои мощностью 184 м). Известняки перекрываются темно-серыми доломитами мощностью 10 м с многочисленными *Thamnopora* и *Amphipora*. Доломиты относятся к стрингоцефаловым слоям (мощности — по данным А. Мясникова).

В Каскансае живетский ярус представлен атриповыми слоями мощностью 194 м. Нижняя часть пачки сложена мраморизованными тонкослоистыми известняками, переполненными раковинами *Spirifer urit* Fle m. В верхней части преобладают тонкослоистые известняки с многочисленными *Atrypa reticularis* Lin. Атриповые слои перекрываются тонкослоистыми искристыми доломитами с *Thamnopora* sp. мощностью 21,3 м, которые относятся к стрингоцефаловым слоям (мощности — по данным Ю. А. Арапова).

В Такели, возможно, к живетскому ярусу относятся доломиты и мраморизованные известняки основания разреза известняковой толщи мощностью 92 м.

В Джангалыке живетский ярус представлен доломитами с *Thamnopora* и крупными сферическими колониями строматопорид мощностью 150 м.

В Чалате к живетскому ярусу относятся доломиты с *Thamnopora* мощностью 103 м.

В Окуртау в разрезе живетского яруса преобладают доломиты с *Thamnopora*.

В Кошмулла разрез живетского яруса представлен незначительными по мощности атриповыми и стрингоцефаловыми слоями, а именно — доломитами с *Thamnopora* и мраморами с плохими остатками *Atrypa* sp.

Верхний девон

Франский ярус

Наиболее полные разрезы этих отложений известны на территории гор Калканата. Здесь выделены (снизу вверх): калькаратусовые, продуктусовые и известняково-мергелистые слои. Довольно отчетливо эти слои выделяются и на других участках юго-западной части Кураминского хребта.

Калькаратусовые слои. На территории Северного Таджикистана эти слои представлены мощными тонкослоистыми известняками, переслаивающимися с мергелями и доломитами. В мергелистых комковатых известняках содержится большое количество *Cyrtospirifer calcaratus* Sow., *Thamnopora cervicornis* Blainv. и *Amphipora*. В горах Калканата мощность калькаратусовых слоев достигает 112 м. Верхняя часть пачки слоев мощностью 14,5 м сложена темно-серыми доломитами с большим количеством мелких амфипор, переслаивающимися с ленточными известняками. В Барактынтау калькаратусовые слои достигают мощности 115 м. В основании они представлены светло-серыми мраморизованными известняками со сферическими желваками сине-зеленых водорослей, определенных В. Н. Рябининым как *Pycnostroma* sp., известного из франского яруса Главного девонского поля Южного Тимана и западного склона Урала. В этих же слоях встречены *Amphipora ramosa* Phill.

Выше по разрезу калькаратусовые слои сменяются тонкослоистыми узловатыми известняками, а также тонкослоистыми серыми мергелистыми известняками, переполненными однообразной фауной *Cyrtospirifer calcaratus* Sow., *Megalodon* sp. и *Amphipora ramosa* Phill. В Барактынтау разрез франского яруса на этом заканчивается. Здесь калькаратусовые слои перекрываются осадками фаменского яруса, в основании которого развит известняковый конгломерат.

В Такели наблюдается более полный разрез отложений франского яруса. В основании разреза обнажаются тонкослоистые узловатые мергели с прослоями, переполненными *Cyrtospirifer calcaratus*. Мощность 133,8 м.

В Чалате мощность калькаратусовых слоев достигает 200 м, в Туранглы 88 м, в Джангалыке 115 м, в Касканасу 92,4 м.

Продуктусовые слои. Эти слои широко развиты в горах Калканата. Они представлены здесь тонкослоистыми криноидными известняками, переслаивающимися с тонкослоистыми мергелями и ленточными известняками. Кроме многочисленных члеников криноидей, в этих слоях найдены также многочисленные *Productus lachrimosus* Сопг. и *Amphipora* sp. Мощность 98 м.

На других участках рассматриваемой территории эта часть разреза франского яруса представлена осадками иного состава, а именно, темно-серыми слоистыми доломитами с большим количеством амфипор и с редкими тамнопорами. Они выделены под названием амфипоровых слоев. Мощность их в Такели 47,5 м, в Чалате 51 м, в Туранглы 38 м, в Джангалыке 40 м, в Касканасу 36 м.

Известково-мергелистые слои. Пачка этих слоев венчает разрез франского яруса в горах Калканата. Слои представлены чередующимися брекчированными доломитами, известняками и мергелями, окрашенными окислами железа в бурый цвет. Мощность пачки 114 м.

В других районах Северного Таджикистана эти отложения имеют незначительное развитие. Более или менее отчетливо под названием мергелистых слоев они выделены только в разрезах Такели, где их мощность достигает 40 м.

Таким образом, из всего сказанного об отложениях франского яруса, распространенных на территории юго-западной части Кураминских гор, следует, что наиболее полный комплекс этих осадков имеется в горах Калканата. В других разрезах выпадает верхняя часть яруса — амфипоровые (продуктусовые) и известняково-мергелистые слои. Наиболее отчетливо это наблюдается в горах Барактынтау, где присутствуют только калькаратусовые слои.

Упомянутое выше трансгрессивное налегание на калькаратусовые слои в горах Барактынтау отложений фаменского яруса приводит к заключению о существовавшем перерыве в осадконакоплении перед трансгрессией фаменского моря. Наибольшая мощность осадков франского века в горах Калканата 324 м, в Такели 313 м, в Чалате 251 м, в Туранглы 200 м, в Джангалыке 155 м, в Касканасу 128 м, в Барактынтау 115 м.

В горах Окуртау франский ярус представлен всеми вышеописанными слоями. Калькаратусовые слои установлены в западной части гор в 500 м западнее меридиана пер. Окурдаван и затем прослежены в широтном направлении до ущелья Дарбаза. Они представлены сильно пореятыми узловатыми известняками с включением многочисленных

Cyrtospirifer calcaratus Sow. Известняки перекрываются темно-серыми доломитами, характерными для амфипоровых слоев.

Вышележащие мраморы, по-видимому, относятся к мергелистым слоям. На юге, в районе западной Дарбазы, узловатые известняки и доломиты, содержащие *Thamnopora*, переслаиваются с темно-серыми известняками с фауной брахиопод, по-видимому, принадлежащих *Atrypa*; здесь же найден обломок крупной раковины *Stringocephalus burtini* Defr. Все это позволяет относить их к стрингоцефаловым слоям.

В Кошмулла осадки франского века неизвестны.

Фаменский ярус

Осадки фаменского яруса на территории Северного Таджикистана имеют широкое развитие. По особенностям литологического состава и характеру содержащейся в них фауны они весьма однообразны; наблюдается некоторое колебание мощности этих отложений. Повсеместно в разрезах четко выделяются: в нижней части — аквилинусовые слои, в верхней — циртоспириферовые.

Наибольшей мощности отложения фаменского яруса достигают в горах Барактынтау, где выделены следующие слои: (снизу вверх).

Аквилинусовые слои. В основании пачки слоев распространены светло-серые мелкообломочные известняки с неясными органическими остатками и включениями крупной (до 5 см в поперечнике) хорошо окатанной гальки подстилающих темно-серых известняков. Выше по разрезу следуют светло-серые и голубоватые известняки со сферическими колониями строматопорид, которые, по определению Н. Н. Яковлева (1945), принадлежат к *Clathrodiction* aff. *tschussovense* J a v.

В верхней части этих слоев развиты серые тонкослоистые известняки с многочисленной фауной *Cyrtospirifer aquiltnus* Rom., *Camarotoechia bolontensis* Orb., *C. turanica* Rom., *C. deprati* Man s., *Productus prae-longes* Sow., *Pr. vlagalii* Rom., *Hypothyridina schelonica* Na l. и одиночными *Rugosa*. Мощность 217 м.

Циртоспириферовые слои. Эти слои представлены мелкозернистыми доломитизированными темно-серыми тонкослоистыми известняками с плохо сохранившимися остатками *Amhipora* sp. и разрезами *Cyrtospirifer* sp. Мощность 165 м.

Общая мощность осадков фаменского яруса в горах Барактынтау 382 м.

В других районах Кураминского хребта разрезы фаменского яруса характеризуются большим однообразием, но мощность их изменяется в широких пределах. Мощность аквилинусовых и циртоспириферовых слоев равна соответственно (в м).

В Такели	144 и 65	, общая мощность	209;
в Чалате	134 „ 70	, „ „	204;
в Туранглы	115 „ 64	, „ „	179;
в Джаналыке	50 „ 100	, „ „	150;
в Касканасу	73 „ 35,8	, „ „	108,8.

В Окуртау к фаменскому ярусу отнесены известняки с аквилинусовыми и циртоспириферовыми слоями, обнажающиеся на северном склоне хребта в западной его части. В 500 м западнее пер. Окурдаван они залегают на амфипоровых слоях франского яруса.

Разрез фаменских отложений в горах Калканата несколько отличается от рассмотренных выше. В нижней его части аквилиновые слои представлены чередующимися пластами песчаников (косослоистых с волноприбойными знаками), мергелей, доломитов, оолитовых и ленточных известняков с *Cyrtospirifer aquilinus* Rom. Мощность 143 м. Циртоспириферовые слои представлены здесь темно-серыми доломитами с разрезами *Cyrtospirifer* sp. Мощность 169 м.

Общая мощность фаменского яруса в Калканата 312 м.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Отложения девонской системы в Центральном Таджикистане распространены широко. Наибольшее число выходов девонских отложений на этой территории известно на северных склонах Туркестанского хребта и в Зеравшано-Гиссарской горной области. Отложения девона представлены различными известняками и терригенными образованиями. Установлены фаунистически охарактеризованные все отделы и ярусы девона.

Первые сведения о нахождении девонских отложений на территории современного Центрального Таджикистана имеются в работах Г. Д. Романовского, который описал ряд форм, найденных Д. Л. Ивановым в известняках Исфаринского района, и отнес их к девону. В 1900 г. Крафтом была найдена фауна кораллов верхнедевонского возраста в Гиссарском хребте, к северу от пер. Мура. Значительное развитие девона в восточной части Туркестанского хребта (бассейн р. Исфары) было установлено В. Н. Вебером (1909—1911 гг). В 1917 г. О. Ф. Нейман обнаружила фаунистически охарактеризованные девонские отложения в западной части Туркестанского хребта. В Зеравшанском хребте, в его юго-западной части, девонские отложения с фауной впервые были констатированы С. Ф. Машковцевым в 1924 г., а в Искандеркульском районе — в 1926 г. П. М. Васильевским.

С 1926 г. в пределах Центрального Таджикистана девонские отложения в процессе геологической съемки изучались А. П. Марковским, в западной части Зеравшанского хребта — С. И. Клунниковым. Новые данные были получены в процессе детальных геологических съемок П. Д. Виноградовым, А. В. Григорьевым, А. Б. Коровкиным, В. Р. Мартышевым, А. П. Недзвецким, С. К. Овчинниковым и др. Специальные тематические работы по изучению девона Центрального Таджикистана не производились. Фауна изучалась Д. В. Наливкиным, Б. П. Марковским, О. И. Никифоровой, Б. С. Соколовым, Э. З. Бульванкер и др.

Туркестанский хребет

Фаунистически охарактеризованные отложения нижнего девона в Туркестанском хребте обычно представлены различными известняками и тесно связаны с силуром. Д. В. Наливкин в своих работах неоднократно отмечал наличие переходных слоев от силура к девону со смешанной фауной.

Имеются фаунистически охарактеризованные жединский и кобленцкий ярусы. К жединскому ярусу Д. В. Наливкиным (1926) были отнесены выделенные им под названием манакских слоев известняки с фауной, представленной силурийскими и девонскими формами. О. И. Никифорова (1933), изучавшая фауну нижнего девона, отмечает следующие

характерные формы: *Pentamerella* (?) *arataeformis* Nikif., *Chonetes ferganensis* Nikif., *Ferganella turkestanica* Nikif., *Spirifer* (*Eospirifer*) *subturjensis* Nikif., *Sp.* (*Eospirifer*) *inflectens* Barr. var. *katranensis* Nikif.

К кобленцкому ярусу, по Д. В. Наливкину, относятся светлые зернистые известняки, выделенные им под названием герцинских, с богатой и разнообразной фауной брахиопод. Наиболее характерными формами, по данным О. И. Никифоровой, являются: *Sieberella sieberi* Buch, *Pentamerella alaica* Nikif., *Gypidula acutolobata* Sandb., *Stropheodonta stephani* Barr., *Camarotoechia nympha* var. *pseudoltvonica* Barr., *Stenochisma*? *atrypoidea* Nikif., *Atrypa comata* Barr. var. *barbara* Nikif., *Karpinskia conjugula* Tschern., *Spirifer vetulus* Eichw., *Sp. togatus* Barr., *Sp. secans* Barr.

Отложения нижнего девона встречаются во многих местах Туркестанского хребта. Они установлены в Уратюбинской гряде, к северу от сел. Кенагаз, в Южно-Уратюбинской гряде к северо-западу от сел. Нижний Дальян, в Кунжак-Дальянской гряде, в гряде Курганак, в ущелье Янги-Арык-Аучи, в нескольких местах к востоку от сел. Насраут, в урочище Кызыл-Мазар-Суна. На востоке нижний девон развит в среднем течении р. Исфара в районе кишлаков Варух и Матчай.

Наиболее полно изучены девонские отложения в Кунжак-Дальянской гряде и в Матчайском районе, где, по данным А. П. Марковского и О. И. Никифоровой, наблюдается следующий разрез.

Плотные серые известняки верхнего лудлоу (маргиналиевые слои) с фауной *Atrypa marginalis* Dalm., *A. linguata* var. *columbella* Barr., *Gypidula pelagica* Barr., *Uncinulina kekelikensis* Nal., *Spirifer* (*Eospirifer*) *togatus* Barr. и др. постепенно переходят в рыхлые светлые, почти совершенно белые — сплошь переполненные фауной брахиопод известняки манакских слоев. О. И. Никифорова отсюда приводит следующий список форм: *Schizophoria striatula* Schloth., *Fascicostella gervilei* Defr., *Cypidula acutolobata* Sandb., *Sieberella sieberi* Buch, *S. brevirostris* Phill. var. *prima* Nikif., *Stropheodonta stephani* Barr., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Schellwienella umbraculum* Schloth., *Chonetes ferganensis* Nikif., *Camarotoechia nympha* Barr., *Stenochisma amalthea* Barr., *A. reticularis* L., *A. arimaspus* Eichw., *A. cf. muniери* Grünw., *A. marginaloides* Nal., *Spirifer* (*Eospirifer*) *admirabilis* Nikif., *Spirifer* (*Delthyris*) *kundschakenensis* Nikif., *Spirifer irbitensis* Tschern., *Spirifer* (*Eospirifer*) *togatus* Barr., *Bronteus* sp., *Lichas* sp., *Orthoceras* sp., *Rugosa*, *Tabulata*, *Bryozoa*. Мощность этих известняков около 250 м.

Эти известняки (манакские слои) постепенно переходят в светлые известняки с желтовато-розовым оттенком. По данным О. И. Никифоровой, в них имеется следующая фауна: *Karpinskia* cf. *conjugula* Tschern., *Atrypa* cf. *arimaspus* Eichw., *A. reticularis* L., *A. comata* Barr., *A. muniери* Grün., *Chonetes verneuili* Barr., *Spirifer* (*Eospirifer*) *togatus* Barr., *Camarotoechia nympha* Barr., *Gypidula galeata* Dalm., *Bronteus* sp., *Platyceras* sp., *Rugosa*. Видимая мощность около 150 м. Общая мощность нижнего девона здесь достигает 400 м.

В Исфаринском районе к югу от сел. Матчай, по данным О. И. Никифоровой, имеется следующий разрез.

Фаунистически охарактеризованные известняки маргиналиевых слоев силура постепенно сменяются криноидными зернистыми известняками с фауной, присутствие среди которой таких форм как *Clorinda aratae-*

formis N i k i f., *Atrypa marginaloides* N a l., *Uncinulina kekelikensis* N a l. позволило О. И. Никифоровой отнести данные известняки к манакским слоям. Мощность около 100 м.

Выше наблюдаются несколько более плотные серые известняки с фауной, среди которой О. И. Никифоровой отмечаются: *Orthis* sp., *Stropheodonta stephani* B a r r., *Streptorhynchus umbraculum* S c h l o t h., *Leptaena rhomboidalis* W i l c k., *Gypidula procerula* B a r r., *Stenochisma? latona* B a r r., *Atrypa reticularis* L., *A. arimaspus* E i c h w., *Karpinskia* sp., *Spirifer rollandi* B a r r o i s, *Sp. ex gr. secans* B a r r., *Sp. togatus* B a r r. Мощность около 200 м. Эти известняки сменяются массивными преимущественно светло-розовыми, а также светло-серыми известняками с фауной среднего девона *Stropheodonta uralensis* V e r n., *Conchidium* ex gr. *baschkiricum* V e r n., *Atrypa arimaspus* E i c h w. и др.

В Уратюбинской гряде на темных жилковатых известняках и филлитах силура лежат известняки с фауной, среди которой Д. В. Наливкиным определены: *Atrypa arimaspus* E i c h w., *A. ex gr. reticularis* L., *Camarotoechia* ex gr. *nympha* B a r r., *Spirifer secans* B a r r., *Pentamerus acutolobatus* S a n d b., *Platyceras* sp., *Cyrtina* sp.

Известняки жединского (манакские слои) и кобленцкого (герцинские слои) ярусов фаунистически охарактеризованные, имеются в урочище Сула у западной границы Шахристанского района. Темные известняки с манакской фауной часто встречаются к востоку от селений Насраут и Ходжамет, где они тесно связаны с силурийской известняково-сланцевой свитой, и еще восточнее по левым притокам р. Аксу. Здесь на водоразделе между рр. Джумрут и Джакурт среди известняково-сланцевой толщи выходят темные нижедевонские известняки с фауной. О. И. Никифоровой отсюда определены: *Sieberella* ex gr. *sieberi* B ü c h., *Spirifer uraloaltaicus* T s c h., *Sp. ex gr. togatus* B a r r., *Stenochisma* ex gr. *amalthaea* B a r r., *Atrypa reticularis* L., *A. comata* B a r r., *Chonetes* sp., *Murchisonia* sp.

Аналогичные известняки наблюдаются и на склоне долины реки Джакурт. В них, по определению О. И. Никифоровой, присутствуют: *Atrypa arimaspus* E i c h w., *Atrypa comata* B a r r., *Spirifer* ex gr. *indifferens* B a r r., *Atrypa reticularis* L., *Pentamerella* cf. *arataeformis* B a r r. Мощность известняков нижнего девона здесь около 400 м.

Отложения среднего девона в Туркестанском хребте установлены во многих пунктах. Изученность этих отложений еще недостаточна для их полной характеристики, для выделения и описания отдельных горизонтов и слоев. Намечаются, по сравнению с нижним девонам, более разнообразные и сложные условия накопления этих осадков. Имеются фаунистически охарактеризованные отложения эйфельского и живетского ярусов. Устанавливается два типа разрезов, присущих отдельным участкам территории Туркестанского хребта.

Один тип разреза характеризуется мощными светлыми, иногда розоватыми толстослоистыми, чаще массивными известняками с фауной брахиопод и частично кораллов эйфельского и живетского ярусов. Изучавшие эту фауну Д. В. Наливкин, а затем Б. П. Марковский подчеркивали близость фауны нижних горизонтов среднего девона к герцинским и бурастовым (силурийским) фаунам.

Комплекс фауны, характеризующий нижний горизонт среднего девона, впервые в Средней Азии был выделен Д. В. Наливкиным под названием ляглинского (урочище Ляглян, бассейн р. Ак-Бура в Восточной Фергане). Ляглинская фауна отличается большим разнообразием.

Б. П. Марковский указывает на близость ее к фауне кобленцкого яруса нижнего девона, с которой она имеет некоторые общие формы.

От нижнедевонских фаун лягрянская фауна отличается отсутствием в ее составе *Karpinskia conjugula* Tschern. и появлением продуктид из широко распространенной девонской группы *Productella subaculeata* Murch. Наличие таких характерных форм, как *Productella mesodevonica* Nal., *Gypidula ivalensis* Khod., *Camarotoechia alaica* Nal., *Atrypa arimaspus* Eichw., *A. paradoxa* Scup., *Spirifer (Theodossia) superbus* Eichw. дает основание слою с лягрянской фауной относить к эйфельскому ярусу.

Более высокие горизонты среднего девона в этом типе разреза относятся к живетскому ярусу. Они обычно представлены разнообразными светло-серыми известняками с фауной брахиопод; очень часто встречаются скопления крупных пентамеров; характерны гастроподы. Пентамеровая фауна представлена грубобрюстыми пентамерами *Conchidium baschkirikum* Vern. *C. pseudobaschiricum* Tschern., а также крупными строфеодонтами — *Stropheodonta uralensis* Vern. Гастроподовая фауна включает большое число видов, из которых характерными, так же как и для более восточных районов Туркестано-Алайской системы, являются *Macrochilina delthinuloides* Goldf., *Murchisonia angulata* Phill., *Pleurotomaria delphinuloides* Goldf.

Разрезы среднего девона данного типа в пределах Туркестанского хребта встречаются довольно часто.

В восточной части Туркестанского хребта на северном склоне гряды Сухумтау, по данным О. И. Никифоровой, известняки нижнего девона постепенно переходят в светло-серые и светло-розовые плотные массивные разности. Среднедевонский их возраст устанавливается по наличию фауны *Stropheodonta uralensis* Vern., *Conchidium* ex gr. *baschkiricum* Vern., *Atrypa arimaspus* Eichw. и др. Мощность указанных известняков около 500 м.

Западнее в пределах этой же полосы известняков среднего палеозоя наблюдается более полный разрез. В долине р. Сарыкунгей (пограничная территория Киргизии и Таджикистана), по данным А. П. Марковского, имеется следующий разрез.

Светлые зернистые известняки с герцинской фауной (кобленцкий ярус) постепенно сменяются светлыми, местами розоватыми плотными известняками мощностью около 200 м. Выше лежат известняки с фауной лягрянского типа (эйфельский ярус), где Д. В. Наливкиным определены: *Ortothetes umbraculum* Schl., *Productus mesodevonicus* Nal., *Dalmanella* sp., *Pentamerus acutolobatus* Sandb., *Pentamerella arata* Hall, *Atrypa arimaspus* Eichw., *A. reticularis* L. и др. Мощность около 170 м.

Известняки среднего девона с фауной лягрянского типа в эйфельском ярусе и крупными пентамерами в живетском ярусе установлены в Уратюбинском районе, в хребте Курганак, в горах Акташ.

Второй тип разрезов среднего девона в Туркестанском хребте характеризуется наличием темных, часто черных слоистых доломитов и доломитизированных сильно битуминозных известняков. Фауна, встречающаяся в этих разрезах, отличается однообразием. Преобладают амфипоры *Amphipora ramosa* Phill., реже встречаются остракоды *Leperditia barbotana* Schmidt, в небольшом числе—брахи-

оподы *Atrypa desquamata* Sow., *Spirifer aviceps* Kay s., *Chascothyris* sp. и гастроподы. Наличие этих форм указывает на живетский ярус. Фаунистически охарактеризованный эйфельский ярус в разрезах этого типа не установлен. Возможно, что к нему относятся залегающие ниже немые известняки, а также красно-бурые песчаники и конгломераты основания разреза. Отмечается залегание этих песчаников и конгломератов местами непосредственно на силурийских отложениях.

В Туркестанском хребте среднедевонские темные доломиты и доломитизированные известняки с фауной амфипор и остракод были установлены А. П. Марковским в 1928 г. в водораздельной части рр. Аксу и Маран. Более низкие горизонты с подчиненными доломитами, песчаниками и конгломератами здесь не наблюдаются. Возможно, это объясняется сложной тектоникой. Разрез здесь сильно осложнен многочисленными разрывами. Указанные нижние горизонты известны, по данным А. П. Марковского, к западу от долины Бюроган (Шахристанский район) в урочище Супа, где в разрезах среднего палеозоя наблюдаются буроватые песчаники и конгломераты, подстилающие темные доломитизированные известняки верхних горизонтов среднего девона. Надо отметить, что красновато-бурые песчаники и конгломераты в основании темных доломитизированных известняков с амфипорами и остракодами живетского яруса наблюдаются и западнее, в долине Санзара (сай Карашакшак и др.). По-видимому, аналогичные отложения имеются в некоторых разрезах хребта Курганак.

В настоящее время наиболее полно темные доломиты и доломитизированные известняки с амфипорами изучены в бассейнах рр. Исфара и Сох, где значительное развитие их установлено В. Н. Вебером («червячковые» известняки). Важным фактом явилось установление в 1940 г. песчаников и конгломератов в основании среднего девона П. Н. Соколовым при участии А. П. Марковского в разрезе долины р. Аксу (Газ) и красноцветных песчаников в девонских известняковых массивах Д. П. Резвым и А. П. Марковским к югу от с. Хайдаркан (долина Гаумыш). Наиболее подробно эти отложения описаны Г. С. Поршняковым в 1947 г. По его данным, отложения среднего девона представлены в этих районах характерной толщей доломитов и известняков темного цвета, содержащих фауну амфипор, с песчаниками и конгломератами в основании. Наиболее хорошие обнажения наблюдаются по долине р. Аксу (Газ). Здесь непосредственно на песчаниках и сланцах с фауной граптолитов ландовери—венлока залегает известняково-доломитовая толща с постоянным горизонтом конгломератов в основании. Фаунистически здесь охарактеризован только живетский ярус (*Amphipora ramosa* Phil). Мощность указанной толщи в разрезе Аксу достигает 800 м. В других разрезах мощность ее значительно меньше. Отмечается большая изменчивость мощности среднего девона в этих районах. Интересно указать на наличие среди доломитов среднего девона гипсов. Они наблюдались Г. С. Поршняковым восточнее (вне пределов Таджикистана), на левом берегу р. Сох против сел. Кан. Здесь, по его данным, на сланцах и известняках силура залегает толща доломитов с фауной *Amphipora* cf. *ramosa* var. *minor* Riab., имеющая в основании горизонт белого гипса и доломитово-гипсовой брекчии мощностью 10—15 м.

Отложения верхнего девона в Туркестанском хребте имеют значительно меньшее распространение. Установлены фаунистически охарактеризованные франский и фаменский ярусы. Так же, и в среднем девоне, здесь намечается два типа разрезов.

Один тип разрезов представлен светлыми толстослоистыми известняками с богатой и разнообразной фауной, аналогичной комплексу фаун, выделенных Д. В. Наливкиным под названием кубоидной и чильмайрамской. В разрезах этого типа для франского яруса по Б. П. Марковскому, характерны *Hypothyridina cuboides* Sow., *Atrypa alticola* Frech., *Cyrtospirifer conoideus* Roem., *Spirifer bifidus* Roem. Для фаменского яруса в данном районе наиболее характерна форма *Liorhynchus baschkiricus* Tschern.

Известняки данного типа разреза являются непосредственным продолжением аналогичных по составу известняков среднего девона, в нижних горизонтах которых имеется фауна ляглианского типа, а в верхних — скопление пентамеров.

Разрезы другого типа обычно продолжают разрезы известняков среднего девона и представлены темными битуминозными известняками с подчиненными им горизонтами малой мощности красновато-бурых песчаников и конгломератов.

В известняках содержится однообразная фауна спириферид (каратауский комплекс фауны Д. В. Наливкина). Франский ярус в разрезах этого типа характеризуется, по Б. П. Марковскому, наличием *Spirifer (Theodossia) anossofi* Vern., фаменский — *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *S. brodi* Vern.

Разрезы второго типа главным образом встречаются на северных склонах Туркестанского хребта, в частности на востоке в Исфаринском районе на водоразделе бассейнов рр. Исфара и Сох, а также на крайнем западе на границе с Узбекистаном (район пер. Кумбель). Разрезы первого типа распространены значительно шире.

На северных склонах Туркестанского хребта наиболее полный разрез верхнего девона находится в пределах Сарыкунгейского района. Здесь, по данным А. П. Марковского (1936), выше толстоплитчатых розовато-серых известняков среднего девона с фауной *Stringocephalus burtini* Defr., *Uncites gryphus* Defr., *Proetus* sp. и др. (живетский ярус) залегают плотные серые известняки. В их нижних горизонтах мощностью 180—200 м содержится фауна *Camarotoechia* aff. *angulata* Roem., *Atrypa bifidaeformis* Tschern., *A. reticularis* L., позволяющая относить эти горизонты, согласно Д. В. Наливкину, к франскому ярусу. Выше плотные серые известняки переходят в массивные известняки фаменского яруса с *Liorhynchus baschkiricus* Tschern. Мощность массивных известняков около 300 м.

Отложения франского яруса наиболее полно представлены несколько западнее. К ним здесь относятся серые мелкозернистые известняки. В нижней части разреза имеется фауна низов франского яруса, среди которой Д. В. Наливкиным были определены: *Hypothyris cuboides* Sow., *Pentamerus biplicatus* Schnur, *P.* sp., *Atrypa* sp. В более верхних горизонтах этих известняков имеется фауна, указывающая на верхнефранский возраст. По определению Д. В. Наливкина и Б. П. Марковского, в состав ее входят следующие формы: *Schizophoria striatula* Schl., *Productus subaculeatus* Murch., *Pentamerus globus* Bronn., *Rhynchonella* sp., *Pugnax* ex gr. *pugnax* Mart., *Spirifer verneuili* Murch., *Sp. anossofi* Vern., *Sp. tenticulum* Vern., *Athyris* sp., *Atrypa reticularis* L., *A. bifidaeformis* Tschern.

Мощность известняков франского яруса здесь около 130 м. Комплекс фауны франского яруса Туркестанского хребта сходен с чильмайрамским и очень близок к уральскому.

К самым верхним горизонтам девона, помимо фаменских известняков с *Liorhynchus baschkiricus* Tschern., относятся серые зернистые песчаники, в осыпи которых имеется фауна *Spirifer barumensis* Sow., *Sp. sp.*, *Retzia sp.*, *Camarotoechia* ex *g. pleurodon* Sow., *Schizophoria sp.*, *Athyris (Cliothyridina) sp.*, *Posidonia sp.*, указывающая, по определению Д. В. Наливкина и Б. П. Марковского, на присутствие здесь слоев, переходных к карбону.

В пределах Уратюбинского района верхнедевонские известняки, тесно связанные со средним девонем, установлены в нескольких пунктах.

Зеравшано-Гиссарская горная область

В Зеравшано-Гиссарской горной области разрез девонских отложений изучался более детально только в самое последнее время в связи с тематическими исследованиями (В. Р. Мартышев, П. Д. Виноградов, А. Е. Довжиков) и составлением геологических карт (С. К. Овчинников, В. И. Солун, П. Н. Кабанов, В. П. Пнев и др.).

Установлено широкое распространение терригенных отложений в составе средне- и верхнедевонских отложений. Прежде эти отложения относились обычно к силуру, хотя уже давно, судя по некоторым косвенным данным, нельзя было с уверенностью считать возраст многих сланцевых толщ Зеравшано-Гиссарской горной области силурийским.

Еще в 1930 г. А. П. Марковский высказал предположение о девонском возрасте хлорито-серицитовых сланцев, развитых в бассейне р. Ягноб. В 1940 г. А. В. Григорьев, производивший геологическую съемку в западном Алае и восточном Каратегине, заметил, что известняки с фауной девона во всех случаях являются неотъемлемой частью толщи сланцев, и что последние, считавшиеся ранее силурийскими, скорее всего принадлежат к девонской системе. Среднедевонскую фауну А. В. Григорьев обнаружил в известняковых прослоях в верховьях р. Текелик, откуда Д. В. Наливкиным были определены *Stringocephalus burtini* Defr.

В верхней части бассейна р. Карамук, непосредственно к востоку от Каратегина, среди собранных А. В. Григорьевым из известняковых линз органических остатков оказались формы *Carinatina paradoxa* Scipr. (по П. С. Лазуткину), свойственные эйфельскому ярусу, и неопределимые водоросли.

В дальнейшем фауна девона среди прослоев известняков в терригенных отложениях была установлена Д. П. Резвым в целом ряде мест на северном склоне Алайского хребта, к северу от Каратегина.

Накопление новых данных заставляло сомневаться в силурийском возрасте сланцевых толщ Алайского хребта и сланцев Каратегина, и все более укреплялась мысль о возможной принадлежности хотя бы части их к девону. Специальные исследования девонских отложений в Зеравшано-Гиссарской горной области долгое время не проводились, что затрудняло разработку стратиграфии и выявление фацialsных зон на площади развития этих отложений.

Стратиграфические исследования в Зеравшанском и Гиссарском хребтах были начаты в послевоенные годы. В результате этих исследований, проводившихся В. Р. Мартышевым и др., были получены новые данные. Согласно В. Р. Мартышеву, девонские отложения в северо-западной части Зеравшано-Гиссарской горной области (здесь имеется в виду территория, ограниченная с юга водоразделом Гиссарского хребта, с севера

долиной р. Зеравшан, с востока верховьями р. Ягноб и с запада долиной р. Магиан) характеризуются следующими особенностями.

Нижний отдел девона представлен светло-серыми, массивными, местами слоистыми известняками, содержащими довольно редкую и плохой сохранности фауну брахиопод и кораллов. Наиболее распространенными здесь являются следующие формы: *Favosites* ex gr. *gregalis* Porf., *F.* cf. *prostrericus* Charles., *Heliolites* ex gr. *porosus* Goldf., *Thamnopora* aff. *vermicularis* McCoy (определения Б. С. Соколова) и *Karpinskia conjugula* Tschern. (определения Б. П. Марковского). В известняках гряды Хозретиулан видовой состав фауны более разнообразен. Кроме *Karpinskia conjugula* Tschern., здесь в большом количестве встречаются *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Chonetes verneuli* Barr., *Stenochisma* cf. *amalthoides* Barr., *Spirifer* sp., *Platyceras* sp. и *Rugosa* (определения Б. П. Марковского). Восточнее Искандеркуля, в бассейне Ягноба известняки при массивном сложении обладают хорошо выраженной полосчатостью. Они лишены фауны, но хорошо сопоставляются с известняками более западных районов, где полосатые разности встречаются значительно реже и содержат фауну *Karpinskia conjugula* Tschern. Мощность нижнедевонских отложений колеблется в этих районах в пределах 900—1300 м.

Отложения эйфельского и нижней половины живетского ярусов среднего девона представлены толщей тонкослоистых, часто детритусовых, серых известняков, иногда с прослойками черных кремнистых сланцев. Максимальная мощность толщи 400 м. Разрез этой толщи наиболее хорошо изучен у вершины Хаузирам (А. Е. Довжиков) и в Шинк-Магианском районе (П. Д. Виноградов, А. Е. Довжиков, В. Р. Мартышев, В. П. Пнев, П. Н. Кабанов, С. К. Овчинников, А. И. Менаков, Б. Б. Елизаров и др.). В нижней части толщи известняки более тонкослоисты. Обычная толщина отдельных прослоев равна 5—15 см. Цвет темно-серый, иногда черный. Для этой части толщи характерны прослой черных кремнистых сланцев, которые чаще всего образуют тонкие пропластки (3—5 см) между известняковыми пластами. Встречаются также и более мощные прослой кремнистых сланцев — 10—20 см, редко до 1 м. В верхней половине толщи известняки становятся более толстослоистыми и более светлыми. Отдельные пласты достигают мощности 0,5—0,8 м, а иногда и более 1,5 м. Прослой кремнистых сланцев исчезают. На других участках развития известняковой толщи среднего девона разрез ее изучен менее детально. Однако установлено, что общий характер толщи выдерживается на большой площади. На некоторых участках, например в районе сая Чашкат (бассейн р. Кштут), в составе толщи отсутствуют кремнистые породы.

В Зеравшано-Гиссарской горной области толща среднедевонских известняков распространена довольно широко. Тем не менее, до самого последнего времени в большинстве случаев (кроме района сая Чашкат) эти известняки считались силурийскими. Причиной этому явилось их большое сходство со слоистыми («брахиоподовыми») известняками самой верхней части лудловского яруса.

Во время полевых исследований, проводившихся в 1950—1953 гг., в целом ряде обнажений (более 20) в слоистых известняках обнаружены органические остатки эйфельского и низов живетского ярусов. Общий список фауны из этих известняков следующий: *Favosites* aff. *alveolitoides* Porf., *F.* cf. *sagittatus* Lec. (?), *F.* ex gr. *placenta* Rom. (?), *F.* cf. *rabinafolia* Vin. de Regn., *F.* cf. *nitella* Winch., *F.* aff. *brusnitzini* Peet.,

F. ottiliae Pen., *F. ex gr. alpina* R. Horn., *F. ex gr. gregalis* Porf., *F. (Pachyfavosites) ex gr. exilis* Sok., *F. spinosus* Sallee), *F. sp. nov.* (ex gr. *F. obliquispinus* Tchern.), *Alveolites cf. stroeleni* Lec., *A. ex gr. crassus* Lec., *A. sp.*, сходный с *A. taenioformis* Schl., *Heliolites porosus* Goldf., *Thamnopora crassa* (Schlot), *Th. cf. angusta* Zec., *Cladopora sp.*, *Amphipora ramosa* Phill., *Clathrodiction sp.*, *Actinostroma ex gr. clathratum* Nich., *Chaetetes sp.*, *Stalyodes sp.* (определения Б. С. Соколова), *Grypophyllum sp.* (определение Э. З. Бульванкер), *Stromatoporella cf. undata* (определения В. Н. Рябинина), *Gipidula cf. acutolobata* Sandb., *Stenochisma cf. amalthoides* Barrois, *Atrypa ex gr. reticularis* L., *Carinatina cf. arimaspus* Eichw., *C. cf. paradoxa* Scur., *Spirifer sp.*, *Stringocephalus sp.*, *Camarotoechia sp.* (определения Б. П. Марковского) и много Crinoidea.

Кроме того, слоистые известняки района сая Чашкат (бассейн р. Кштут), по данным А. П. Марковского (1937), П. Д. Виноградова и Н. Н. Бобковой (1942—1943 гг.), содержат: *Sieberella acutolobata* Sandb., *Camarotoechia cf. nympha* Barr., *Atrypa aspera* Schl., *A. sublepidata* Vern., *A. arimaspus* Eichw., *A. cf. marginalis* Dalm. (?), *Spirifer (Delthyris) subtiro* Scur., *Glassia beyrichi* Kays. (?), *Rhynchonella alaica* Nal., *Rh. nympha* Barr., *Chonetes cf. verneuili* Barr., *Schizophoria sp.*, *Phacops sp.*, *Orthoceras* (определения Д. В. Наливкина).

Приведенный палеонтологический материал позволяет две трети толщи слоистых известняков отнести к эйфельскому, а верхнюю треть — к нижней половине живецкого ярусов среднего девона.

Взаимоотношения среднедевонской известняковой толщи с более древними отложениями в настоящее время еще недостаточно ясны. В Шинк-Магианском районе, например, слоистые известняки эйфельского яруса связаны постепенными переходами с подстилающими их массивными известняками нижнего девона. На других же участках (водораздел рр. Амшут и Зиндон, долины рр. Пушневат и Арг и др.) они лежат непосредственно на известняках силура. По-видимому, на границе нижнего и среднего девона в результате проявления тектонических движений, комплекс силуро-нижнедевонских отложений был собран в пологие складки. Последние были эродированы, и среднедевонские слоистые известняки отложились уже на размытую поверхность силуро-нижнедевонского основания.

На различные горизонты известняков силура, нижнего девона и эйфельского яруса среднего девона трансгрессивно, с угловым несогласием (достигающим местами 30°) налегают отложения, возраст которых на основании заключенных в них остатков фауны определяется от середины живецкого яруса среднего девона до низов турнейского яруса нижнего карбона включительно. Эти отложения Зеравшано-Гиссарской горной области имеют широкое распространение к северу от водораздела Гиссарского хребта. Ими сложено не менее 50% рассматриваемой территории. Разрез этих отложений отличается пестротой состава, фациальной изменчивостью и значительными колебаниями мощностей (см. рис. 12).

На северном склоне Гиссарского хребта на широте озера Искандеркуль, в верховьях рр. Аксу, Карасу, Шинк, Сарымат, в гряде Дукдон, в нижней части долин рр. Мура, Кончоч, Сарыдевол, Хазормеч (южная полоса) и на небольшом участке в Зеравшанском хребте, в долине сая Чашкат, рассматриваемые отложения представлены почти исключительно светлыми массивными и серыми толстослоистыми известняками. Здесь

только в нижней части долины р. Дукдон в основании известняковой толщи залегает пачка терригенных пород, представленных известковистыми, глинистыми и кремнистыми сланцами с прослоями песчаников, песчанистыми известняками и конгломератами. Мощность пачки около 120 м. Общая мощность известняковой толщи в южной полосе достигает 800 м, а на севере, в районе сая Чашкат, около 200 м.

В известняках среднего и верхнего девона остатки фауны встречаются сравнительно редко, главным образом в самой нижней и в верхней частях толщи. Они найдены в следующих пунктах:

1. В правом борту ущелья р. Дукдон, близ ее устья в обрыве, в 200 м над руслом реки. Здесь в известняках собраны: *Bornhardtina uncitoides* Schulz? B. sp. и *Gypidula* sp., характеризующие живетский ярус среднего девона (определения Б. П. Марковского).

2. На восточном берегу оз. Хазорчашма. Здесь в известняках обнаружены: *Alveolites* aff. *maillieuxi* Salee, A. sp., *Coenites* sp. nov., *Thamnopora polyforata* (Schl.) (определения Б. С. Соколова), *Heliophyllum* sp., *Grypophyllum* sp. (определения Э. С. Бульванкер) и *Atrypa* sp. (определения Б. П. Марковского). Возраст этих форм отвечает верхам живетского — низам франского ярусов.

3. В долине р. Сарыдевол, где в известняках имеется много *Stringocephalus burtini* Defr. (определение Б. П. Марковского). Возраст среднедевонский.

4. На левом склоне долины р. Кончоч, в известняках, обнажающихся в виде изолированной гряды среди терригенных отложений верхнего палеозоя при подъеме на пер. Чукасанг собраны: *Gypidula* ex gr. *galeata* Dalm., *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schl., *Productella spinulicosta* Hall., *Hypothyridina* cf. *cuboides* Sow., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L. и *Atrypa* sp. Возраст франский (определения Б. П. Марковского).

5. В районе сая Чашкат, где по данным А. П. Марковского (1937), известняки содержат: *Spirifer* ex gr. *verneuli* Murch., *Sp. simplex* Phill., *Pentamerus brevirostris* Phill. и *Atrypa reticularis* L. По определению Д. В. Наливкина, эта фауна характерна для верхнего девона.

Известняковая толща среднего и верхнего девона на северном склоне Гиссарского хребта (южная полоса) или налегает на слоистые известняки нижней половины среднего девона (бассейн р. Аксу) со следами размыва, или трансгрессивно залегает на известняках нижнего девона (долина р. Дукдон). В последнем случае в нижней части известняковой толщи встречаются прослой своеобразных конгломератовидных известняков, в которых, наряду с остатками фауны среднего девона, имеются органические остатки венлокского яруса силура *Favosites* ex gr. *maximus* Quenst., *F.* cf. *subgothlandicus* Sok., *F. gothlandicus* Lam., *F.* cf. *lazutkini* Tchern., *F. forbesi* M. Edw. et Haime, *Palaeofavosites alveolaris* d'Orb., *P.* cf. *balticus* (Rukh.) *Mesofavosites* sp. nov., *Clathrodictyon fastigiatum* Nich. (определения Б. С. Соколова).

В конгломератовидные известняки среднего девона остатки венлокских организмов, по-видимому, попали из более древних отложений в результате размыва в среднедевонское время суши, прилегающей к этому участку с севера.

В районе сая Чашкат толща известняков среднего и верхнего девона лежит согласно на слоистых известняках эйфельского и низов живетского ярусов.

На остальной, большей части северного склона Гиссарского хребта и в Зеравшанском хребте (исключая южный и северо-западный участки развития известняковой толщи) комплекс девоно-нижнекаменноугольных отложений (середина живетского яруса — низы турне) представлен терригенной толщей, которая по литологическим особенностям разделяется на две части.

Нижняя часть толщи представлена невыдержанными горизонтами черных и зеленовато-серых кремнистых, глинистых, углисто-глинистых, известковистых, алевролитовых и других сланцев, песчаников и различных слоистых и массивных известняков. Иногда здесь встречаются прослои конгломератов. Этот довольно пестрый комплекс пород, несмотря на частые и быстрые фациальные изменения, позволяет отличать нижнюю часть толщи от ее более высоких горизонтов.

Мощность нижней части толщи на северном склоне Гиссарского хребта (в верховьях р. Магиан и по рр. Дарайколон, Арчамайдан и Арг) обычно не превышает 100 м. К востоку и северо-востоку (бассейн р. Ягноб, Зеравшанский хребет) она возрастает до 500 м и более.

Как было сказано выше, терригенная толща налегает трансгрессивно, с угловым несогласием (местами до 30°) на различные горизонты известняков силура, нижнего девона и эйфельского яруса среднего девона¹.

Верхняя часть терригенной толщи по составу более однородна, однако так же, как и для нижней части толщи, для нее характерна фациальная изменчивость разреза. На северном склоне Гиссарского хребта, южнее линии, проходящей от вершины Даврич через район нижних озер по р. Шинк, через долину р. Зиндон, верховья рр. Арг, Серима и западную часть хр. Хазормеч, она сложена преимущественно темными глинистыми и алевролитовыми сланцами с прослоями и линзами полимиктовых песчаников и конгломератов. При этом песчаники и конгломераты сосредоточены главным образом в средней части толщи. Количество грубообломочных пород и сланцев непостоянно. Обычно это небольшие по мощности пласты и линзы, группирующиеся в пачки мощностью от 20 до 50 м. Однако на некоторых участках, как, например, в районе сая Катор, в верховьях сая Рогич, по долине р. Бирхурак, по саю Тодор (бассейн р. Нарват), конгломераты слагают почти полностью всю описываемую часть терригенной толщи.

Мощность верхней половины терригенной толщи в южной части района ее распространения (бассейны рр. Магиан, Арчамайдан, Арг) обычно не превышает 500—600 м, и только на некоторых участках, например по саю Катор, ее мощность возрастает до 1000 м.

В северном и северо-восточном направлениях состав толщи меняется. Темные глинистые и алевролитовые сланцы постепенно переходят в зеленовато-серые серицито-хлоритовые сланцы. В тех же направлениях уменьшается количество песчаниковых и конгломератовых прослоев и появляются эффузивы среднего состава и их туфы. Последние наиболее широко распространены по долинам рр. Хучируд, Заххона, Амшут, Зормеч (бассейн р. Арчамайдан), в верховьях рр. Тагобиджуфт и Тагобисар и в бассейне р. Ягноб.

По мере продвижения с юго-запада на северо-восток мощность верхней части толщи возрастает до 1000—1200 м в бассейнах рр. Пасруд и

¹ По мнению ряда геологов: Я. А. Губайдулина, А. И. Менакова, Д. Р. Мучаидзе и др., контакты этих отложений, относимых ими к ягнобской свите, с известняками силура и девона в большинстве своем тектонические. — *Прим. ред.*

Уреч и до 3000 м в восточной части Зеравшанского хребта и в бассейне р. Ягноб.

Рассматриваемый комплекс терригенных отложений относился до 1948 г. или к силуру (света ягнобских сланцев), или (в Магианском районе) к верхнему палеозою.

Во время геологических исследований, проводившихся на территории Зеравшано-Гиссарской горной области в 1948—1955 гг., более чем в 100 обнажениях терригенной толщи в известняковых прослоях, встречающихся в ее разрезе, были найдены остатки фауны живетского яруса среднего девона и переходных слоев от фаменского яруса верхнего девона к турнейскому ярусу нижнего карбона.

В известняковых прослоях нижней части терригенной толщи наиболее часто встречаются: *Favosites* cf. *basalticus* (Goldf.), *F.* cf. *robinaeformis* Vin. de Regn., *F.* aff. *brusnitzini* Peetz, *F.* aff. *atyrinata* R. Horn., *F.* ex gr. *alveolitoides* Porf., *F.* cf. *italica* Vin. de Regn., *F.* *gregalis* Porf., *F.* ex gr. *ottiliae* Pen., *F.* cf. *saginitus* Lec., *F.* ex gr. *bowerbanki* M. Edw. et Haime, *F.* aff. *nitella* Wich., *Heliolites* ex gr. *porosus* Goldf., *Alveolites* aff. *crassus* Lec., *A.* cf. *collinensis* Vin de Regn., *Thamnopora* *crassa* (Schlüt.), *Th.* cf. *reticulata* (de Blainv.), *Caliapora* aff. *battersbyi* M. Edw. et Haime, *Cladopora* sp., *Oculipora* sp. nov. (ex gr. *Oculipora tschotschikai* Sok.), *Amphipora* *ramosa* Phill., *Actinostroma* *clathratum* Wich., *Stachydes* sp., *Syringopora* sp. (определения Б. С. Соколова), *Stromatoporella* cf. *undata* Javor., *S.* cf. *voltschensis* Javor. (определения В. Н. Рябинина), *Natalephyllum* sp., *Neostrophophyllum* sp. (определения Э. З. Бульванкер), *Atrypa* ex gr. *reticularie* L., *Uncinulus* sp., *Spirifer* sp. (определения Б. П. Марковского); возраст — живетский ярус.

В кремнистых сланцах встречаются остатки радиолярий плохой сохранности: *Carposphaera* (?) sp., *Stylostaurus* (?) sp., *Xiphostylus* (?) sp. и др. из семейств Staurosphaeridae и Astrosphaeridae (определения Р. Х. Липман).

В известняках нижней и в известковистых песчаниках верхней части терригенной толщи найдены остатки фораминифер и микроводорослей: *Endothyra globulus* (Eichw.) var. *parva* Tchern., *E. tuberculata* Lip., *E.* ex gr. *communis* Raus., *E.* aff. *minuta* Lip., *E.* cf. *primaeva* Raus., *E.* sp. cf. *similis* Raus et Reitl., *E.* aff. *robinsoni* Tchern., *E.* ? cf. *krainica* Lip., *Parathuramina* aff. *oldae* Sul., *P. dagmarae* Sul., *P.* sp., *Archaesphaera minima* Sul., *A.* sp., *Spiroplectamina* sp., nov., *Tubertina* sp., *Tournyella* sp., *Nanicella* sp., *Brunsia* sp., возраст — верхи фаменского яруса среднего девона — низы турнейского яруса нижнего карбона (определения К. В. Миклухо-Маклай и М. И. Сосниной).

По данным А. Е. Довжикова (1951), примитивные фораминиферы, считающиеся этрень-турнейскими, имеются как в верхних, так и в нижних горизонтах терригенной толщи, в том числе и в известняках, содержащих кораллы живетского яруса. Эти данные заставляют более осторожно подходить к определению верхней и нижней возрастных границ терригенной толщи.

До тех пор, пока не будут детально изучены органические остатки, заключенные в породах терригенной толщи, целесообразно весь комплекс этих отложений отнести к верхней части живетского яруса среднего девона, к верхнему девону и к нижней части турнейского яруса ниж-

него карбона, не разделяя его на отдельные стратиграфические элементы¹.

Небольшие площади распространения выходов девонских отложений известны также на южном склоне Гиссарского хребта. Один из них находится на водоразделе рр. Чош и Шатрут в пределах территории Узбекской ССР. Второй более значительный выход расположен в бассейне р. Обизаранг (верховья сая Шаргунь). Здесь девонские отложения в виде полосы шириной до 3 км протягиваются в широтном направлении на 24—25 км. По данным С. К. Овчинникова, они представлены мощной толщей (до 800 м) мраморизованных известняков, содержащих остатки среднедевонской фауны *Amphypora ramosa* Phill, *Thamnopora vermicularis* Mc Coy., *Oculipora* sp. nov., *Favosites* sp. и обломки *Rugosa* (определения Б. С. Соколова и И. И. Горского). На известняках согласно лежит мощная толща (1500—2000 м) темно-серых, иногда зеленоватых или почти черных, тонкослоистых кварцево-серицитовых и филлитовых сланцев, вероятно, верхнедевонского возраста. В основании толщи имеется пачка серых тонкослоистых известковых сланцев, залегающих непосредственно на мраморизованных известняках среднего девона. На размытой поверхности терригенной толщи с угловым несогласием залегают основные эффузивы среднего карбона.

В восточной части Зеравшано-Гиссарской горной области, в Каратегине и на западе Алайского хребта отложения девона распространены не менее широко, чем в других районах Центрального Таджикистана. Однако вследствие труднодоступности этой области девонские отложения здесь изучены менее детально, чем на западе.

Нижние горизонты девонских отложений, которые, по-видимому, соответствуют только нижнему девону, в восточной части области тесно связаны с верхами силура и представлены немymi массивными известняками, наращивающими толщу слоистых известняков, содержащих фауну фолидофиллид лудловского яруса. Массивные известняки в Каратегине констатированы поблизости от сел. Назарайляк, а восточнее, в Алае, — в верховьях рр. Текелик и Коксу. Мощность их измеряется многими сотнями метров. К среднедевонским отложениям здесь принадлежат, по-видимому, весьма значительной мощности темные серицито-глинистые сланцы правобережья Сурхоба близ Джиргетая, содержащие редкие прослойки песчаников и линзы серых, светло-серых, местами розоватых известняков, к которым в западном Алае относятся находки *Stringocephalus burtini* Defr. и *Carinatina paradoxa* Sсnр. Эти сланцы на правобережье р. Кызылсу в районе между сел. Дамбурачи и ур. Карамук включают линзы известняков, содержащих остатки перекристаллизованных амфипор.

От долины р. Сурхоб сланцы прослеживаются довольно далеко к северу. На р. Карагушхана, например, сланцы развиты от ее устья вплоть до слияния ее истоков, где эти породы неясно соприкасаются с гранитолитовой толщей силура. Кроме темно-серых серицито-глинистых разновидностей, встречаются глинистые сланцы с примесью черного углистого вещества, а также прослойки песчаников и изредка линзы мраморизован-

¹ Ряд геологов, в том числе Я. А. Губайдулин, А. Б. Коровкин, А. И. Менаков и др. считают, что большая часть этих отложений относится к вендоку и лудлову и только незначительная их часть представляет средний и верхний девон. Этот вывод обосновывается ими находками в данных отложениях остатков силурийской фауны. Однако нет полной уверенности в том, что известняковые линзы, содержащие силурийскую фауну, не являются тектоническими клиньями. — *Прим. ред.*

ных известняков. Близ Хаита в известняковой линзе среди серицито-глинистых сланцев обнаружен коралл *Tryplasma* sp., который, по заключению Е. Д. Сошкиной, имеет распространение от низов силура до середины среднего девона. Находка эта полностью исключает досилурийский возраст части каратегинской сланцевой серии, развитой на восток от Хаита.

Представление о верхнем пределе возраста этих сланцев на правобережье Сулоба дают наблюдения в бассейнах рр. Дивона и Тутек. Здесь толща сланцев согласно залегает на лудловских известняках и как будто перекрывается мощной серией серо-зеленоватых серицито-хлоритовых филлитовидных сланцев ягнобской свиты, которая ранее многими исследователями (А. П. Марковский, А. В. Григорьев, А. П. Недзвецкий и др.) относилась к силуру. В настоящее время в более западных районах Зеравшано-Гиссарской области в известняковых прослоях, залегающих среди «ягнобских» сланцев, найдены органические остатки среднего девона и переходных слоев от фаменского яруса верхнего девона к турнейскому ярусу нижнего карбона¹.

К западу от р. Тутек в долинах рр. Дарайпиоз, Назарайлок и др. ягнобские сланцы залегают на известняках нижнего девона—лудлова и по системе разрывов граничат с темными сурхобскими сланцами каратегинской серии.

Как упоминалось выше, терригенные отложения и, в частности, серицито-глинистые сланцы (с прослоями известняков), считавшиеся ранее силурийскими в западной части Зеравшано-Гиссарской горной области (верховья р. Арчамайдан), содержат слои низов карбона, которые устанавливаются по наличию в известняковых прослоях микрофауны (остатки раковин нижнетурнейских фораминифер).

Для Каратегина, где специального изучения этих отложений не проводилось и где породы отличаются гораздо большей метаморфизованностью и чаще всего не содержат органических остатков, подобные данные отсутствуют. Восточнее, в западном Алае, сланцевая серия девона заключает значительное количество известняковых прослоев и линз и на основании находок фауны сравнительно легко сопоставляется с терригенной толщей района оз. Искадеркуль. Показательной является находка А. В. Григорьевым в 1940 г. в верховье Карамука в конгломератовидных известняках кораллов—ругоз плохой сохранности, по определению И. И. Горского, нижнекаменноугольного облика. Эти известняки залегают в виде линз среди той же толщи сланцев, в которой в непосредственной близости от указанного выше места в известняковых же линзах были найдены среднедевонские брахиоподы, с одной стороны, и лудловские граптолиты (в сланцах) — с другой.

Учитывая эти находки фауны кораллов, можно предполагать, что слои карбона вероятны и в сланцевой серии правобережья р. Сурхоб.

¹ До последнего времени считалось, что мощный комплекс зеленых хлорит-серицитовых сланцев, широко развитый в Каратегине и восточной части Гиссара, состоит из двух толщ—силурийской (венлокской), подстилающей лудловские известняки, и средневерхнедевонской, налегающей на известняки лудлова и нижнего девона. В случае тектонического выклинивания этих известняков или их размыва (в конце эпохи D_1) обе сланцевые толщи приходят в непосредственное соприкосновение и тогда разделение их представляет практически неосуществимую задачу.

В 1957 г. Б. В. Тимофеевым по данным спорово-пыльцевого анализа образцов сланцев из коллекции А. Б. Коровкина, П. Д. Виноградова и др., было установлено, что кроме указанных толщ в составе сланцевого комплекса присутствуют отложения среднего и нижнего кембрия и, возможно, протерозоя. — *Прим. ред.*

Таким образом, можно допустить, что каратегинские (восточнее Хаита) и ягнобские сланцы являются очень близкими по возрасту.

Каратегинские сланцы правобережья Сурхоба в нижней части своего разреза, возможно, относятся еще к верхнему лудлову и нижнему девону.

Детальное изучение отложений девонского возраста имеет большое практическое значение, так как в карбонатно-терригенных породах девона установлены многочисленные проявления сурьмяно-ртутного оруденения, приуроченные к зонам разломов и к поверхностям несогласного налегания терригенных отложений девона и карбона на более древние (нижнедевонские и силурийские) толщи известняков.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Фаунистически охарактеризованные девонские отложения в данном районе приурочены к центральной зоне Памира, которая протягивается почти в широтном направлении от оз. Ранкуль на востоке до Южного Дарваза на западе. Выходы девона известны в районах оз. Ранкуль и пер. Акбайтал, по правобережью р. Бартанг и в долине Ванча. Кроме того, к девону условно отнесена сауксайская свита метаморфических эффузивно-туфогенных пород, развитая на севере Памира и в Дарвазе.

Полного разреза девона в пределах Юго-Восточного Таджикистана не установлено. Нижний девон через переходные слои тесно связан с силуром. Средний и верхний девон обычно слагают тектонические чешуи.

Нижний девон в районе оз. Ранкуль согласно налегает на силур и связан с ним постепенным переходом. Здесь П. Д. Виноградов и Н. Н. Ошурков выделяют два горизонта: 1) переходные слои мощностью 320 м и 2) герцинские известняки мощностью 600 м.

1. Переходные слои представлены грубослойстыми, массивными светло-серыми, серыми и черными известняками, которые включают в себе фауну: *Pentamerus* sp. ex gr. *optatus* Barr., *P. ocutolobatus* Barr., *Rhynchonella princeps* Barr., *Rh. numpha* Barr., *Atrypa reticularis* L., *Platyceras (Orthonychia) cornutum* Tschern., *Isocardia* cf. *librata* Barr., *Rugosa*.

2. Герцинские слои представлены массивными, светло-серыми и белыми известняками, внизу преимущественно обломочно-детритусовыми, вверху — плотными. Верхняя граница нижнего девона неизвестна, так как известняки срезаны надвигом.

Из герцинских слоев была определена следующая фауна: *Karpinskia conjugula* Tschern., *Spirifer tiro* Barr., *Sp. viator* Barr., *Rhynchonella princeps* Barr., *Rh. nympha* Barr., *Rh. nympha* var. *pseudolivonica* Barr., *Rh. amalthea* Barr., *Rh. transuralica* Tschern., *Orthis praecursor* Barr., *Pentamerus acutolobatus* Barr., *Platyceras cornutum* Tschern., *Rugosa*, *Favosites* ex gr. *forbesi* M. Edw. et Haime и др.

Средний девон известен в районе перевала Акбайтал, где, по данным П. Д. Виноградова и Н. Н. Ошуркова, он представлен свитой доломитов и известняков общей мощностью в 250 м. Здесь наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Оранжево-желтые трещиноватые доломиты	70 м
2. Темные тонкослойные плотные известняки с фауной брахиопод <i>Spirifer</i> aff. <i>mediotextus</i> A. V., <i>Denckmanella</i> sp. (?) и др.	130 "
3. Оранжево-желтые доломиты	50 "

Отложения среднего девона были обнаружены Гайдном в районе оз. Ранкуль, где они представлены черными известковистыми сланцами. Коупер-Рид определил одну из форм, собранных в этой свите, как *Rutotia cf. elliptica* Whidb. и предположительно отнес ее к среднему девону.

Верхний девон широко развит в районе пер. Акбайтал, где он составляет ряд тектонических чешуй. По данным П. Д. Виноградова и Н. Н. Ошуркова, наибольшего развития здесь достигает фаменский ярус, но имеются отложения и франского яруса. Граница между франским и фаменским ярусами точно не установлена. Литологически франский ярус представлен в основном грубослоистыми черными зернистыми доломитами. Известняки с прослоями мергелей и углистых сланцев приурочены главным образом к фаменскому ярусу.

На основании сопоставления изученных разрезов верхнего девона в районе пер. Акбайтал П. Д. Виноградов и Н. Н. Ошурков предлагают следующую стратиграфическую схему:

Франский ярус

1. Черные слоистые известняки с *Spirifer verneuili* Murch., *Sp. cf. koltubanicus* Nal., *Productus subaculeatus* Murch., *Atrypa reticularis* L. 180 м
2. Черные грубослоистые доломиты
3. Черные грубослоистые доломиты с тонкими (30—40 см) прослоями зеленоватых мергелистых известняков и черных сланцев с *Productus cf. petini* Nal., *Schuchertella umbraculum* Schl., *Stropheodonta ex gr. interstitialis* Phill. Здесь намечается условная граница между франскими и фаменским ярусами 100 ..

Фаменский ярус

4. Черные доломиты с прослоями темных мергелистых известняков с *Spirifer pamiricus* Reed, *Sp. aff. disjunctus* Murch., *Productella baitalensis* Reed, *Pr. membranacea* Phill., *Pr. subaculeata* Phill., *Productus* n. sp., *Camarotoechia* aff. *baitalensis* Reed, *Schuchertella umbraculum* Schl. 40 ..
5. Красноцветные известняки с брахиоподами, гастроподами и криноидеями 15 ..
6. Черные сланцеватые известняки с прослоями мергелистых сланцев с *Productella baitalensis* Reed, *Liorhynchus lentiformis* Gur. 30 ..
7. Черные доломиты с прослоями известняков с *Spirifer pamiricus* Reed, *Productella baitalensis* Reed и др. 40 ..
8. Серые слоистые известняки с прослоем (0,5 м) конгломератов с *Spirifer pamiricus* Reed, *Productella baitalensis* Reed 25 ..
9. Темные и серые слоистые известняки с прослоями темных сланцев с *Schuchertella umbraculum* Schl., *Camarotoechia letiensis* Goss., *C. baitalensis* Reed, *Spirifer pamiricus* Reed, *Productella baitalensis* Reed, *Productus praelongus* Sow., *Pugnax* aff. *acuminata* Mart. 50 ..
10. Черные известняки с *Spirifer pamiricus* Reed, *Camarotoechia livonica* Buch. и др. 46 ..
11. Серые известняки с прослоями углистого сланца с *Rugosa* 50 ..

Видимая мощность верхнего девона достигает здесь 600 м.

Единичные выходы верхнего девона известны как к востоку (оз. Ранкуль), так и к западу от пер. Акбайтал (р. Зорташкол), а также в бассейнах рр. Ванча и Бартанга. Однако детальному изучению эти отложения здесь не подвергались и поэтому не могут быть параллелизованы с разрезом верхнего девона района пер. Акбайтал.

В Дарвазском хребте и в более восточных районах Каракуль-Дарвазской зоны широко развиты метаморфические эффузивно-туфогенные породы — сауксайская свита. Верхняя граница этой свиты устанавливается по налеганию на нее известняков, заключающих кораллы верхневизейского возраста (В. И. Попов, М. И. Шабалкин). При этом, по дан-

ным В. И. Попова, этот контакт носит явно трансгрессивный характер. Нижняя же граница свиты, по Попову, определяется ее согласным залеганием на амфиоровых силурийских (девонских?) известняках. В состав сауксайской свиты входят разнообразные зеленые метаморфические сланцы, представляющие собой метаморфизованные эффузивные и осадочные породы. Мощность свиты свыше 3 км.

Правобережье р. Ванча и оба склона долины р. Танымас сложены филлитами, серицитовыми, хлоритовыми, двуслоядными и другими сланцами с горизонтами мраморизованных известняков. В осыпи известняков была найдена фауна плохой сохранности, среди которой присутствуют представители *Megaladontidae*, указывающие на среднепалеозойский возраст этих отложений (силур или средний девон). Стратиграфическое соотношение этой толщи с фаунистически охарактеризованными отложениями Дарвазского и Ванчского хребтов не установлено вследствие сложного тектонического строения данной области.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения каменноугольной системы в пределах Таджикской ССР слагают значительные площади.

По литологическому составу они очень разнообразны. Выделяются две основные толщи. Нижняя, соответствующая нижнему отделу каменноугольной системы, и верхняя, соответствующая среднему и верхнему отделам. Эти толщи существенно различаются по составу, фациям, фауне и соотношениям с другими отложениями. Нижний отдел чаще представлен карбонатными осадками, близкими к девонским, с которыми они иногда связаны постепенными переходами. Их мощность достигает нескольких сотен метров. Средне- и верхнекаменноугольные отложения отделяются от нижнего карбона и более древних толщ перерывом и обычно угловым несогласием. Они представлены разнообразными песчаниками, конгломератами, сланцами, эффузивами; известняки имеют сравнительно подчиненное значение.

В деталях строения, состава и в соотношениях для отложений нижнего отдела в пределах различных геологических районов Таджикистана наблюдается значительное разнообразие.

Так, в Кураминском хребте (Северный Таджикистан) нижний отдел представлен известняками, тесно связанными со сходными по составу отложениями девона и вместе с ними слагающими монолитные массивы известняков. Здесь фаунистически доказаны турне и визе.

Значительно более сложные разрезы нижнего карбона имеются в Центральном Таджикистане. Здесь разрезы представлены известняками, среди которых по фауне выделяются турне, визе и намюр; известняки связаны постепенными переходами с девонскими известняками (Уратюбинский район, западная часть Туркестанского хребта). Имеются разрезы, в которых известняки девона перекрываются известняками фаунистически охарактеризованного верхнего визе и где турнейские отложения не установлены (Исфаринский район, восточная часть Туркестанского хребта), или где в основании верхнего визе находятся песчаники и сланцы (Зиддинский район). Известны обнажения, где визе с конгломератами в основании залегает с угловым несогласием на размытой поверхности известняков силура—девона. В юго-западной части Гиссарского хребта, на территории Узбекистана, примыкающей к Таджикистану, наблюдается налегание песчаниково-конгломератовых горизонтов

нижнего карбона непосредственно на граниты, метаморфизирующие более древние толщи палеозоя, и на метаморфические толщи неустановленного возраста.

Таким образом, в пределах Центрального Таджикистана намечается некоторая зональность в распределении фаций нижнего карбона и в характере его соотношений с подстилающими толщами.

По-видимому, аналогичная картина наблюдается в Дарвазе и на Памире. В Дарвазе визейский ярус представлен песчаниками, сланцами, спилитами и конгломератами в основании, залегающими с резким угловым несогласием на сланцах силура и известняках силура — девона. На Северном Памире отложения нижнего карбона тесно связаны с подстилающими толщами среднего палеозоя без следов перерывов или несогласий (если только здесь нет разломов). В Ранкульском районе установлены турне, визе и намюр. Особенностью этих ярусов является присутствие в них толщ с фауной североуральского типа и толщ, содержащих фауну с индийскими формами.

Средний карбон на Северном Памире залегает в основании толщи, характеризующейся, как отмечалось выше, большим разнообразием состава. Среди среднекаменноугольных отложений преобладают сланцы, песчаники, конгломераты. В Кураминском хребте и на южных склонах Гиссарского хребта широко развиты среднекаменноугольные эффузивы. Как правило, в разрезах известняки имеют подчиненное значение. Однако есть районы, где средний карбон представлен почти исключительно известняками; в таких случаях они тесно связаны с известняками нижнего карбона, отделяясь от них едва уловимым несогласием и иногда только небольшой мощностью горизонтом бокситов — остатками древней коры выветривания (Туркестанский хребет). В большинстве же районов отложения среднего карбона лежат на более древних толщах с отчетливо выраженным несогласием.

Отложения верхнего карбона характеризуются особенно большим разнообразием состава, невыдержанностью разреза в горизонтальном и вертикальном направлениях. Это является следствием значительной сложности геологических процессов, протекавших в верхнем карбоне на территории Таджикистана. Устанавливается общая закономерность изменения фаций верхнего карбона в направлении с севера на юго-восток: увеличивается роль морских фаций и, в частности, карбонатных отложений.

При более детальном анализе распределения отложений верхнего карбона на территории Таджикистана выявляются сложные и неодинаковые условия их накопления. Большое разнообразие отмечается и в характере их соотношений с другими толщами.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Нижний карбон

Отложения нижнего карбона известны в многочисленных пунктах на южном склоне Кураминского хребта. Они представлены здесь в основном известняками, постепенно переходящими в осадки девона (см. рис. 15).

Начальный период изучения нижнекаменноугольных отложений Северного Таджикистана связан с именем Д. В. Наливкина (1926). В даль-

нейшем они изучались при проведении геологической съемки на территории ташкентского листа С. Ф. Машковцевым (1935). Машковцев на основании определения Г. Н. Фредериксом фауны хористит выделил к северу от рассматриваемого района, а именно на территории, прилежащей к Алмалыку, пачку известняков, соответствующую мячковскому горизонту среднего карбона. Им также был выделен нерасчлененный нижний карбон—девон. В его описаниях указывается на находки в отдельных пунктах нижнекаменноугольной фауны (*Productus semireticulatus* Mart., *Caninia*).

Следующий этап изучения нижнего карбона в Северном Таджикистане начался в 1940 г. в связи с проведением крупномасштабной геологической съемки на территории Юго-Западного Кара-Мазара. В результате этих работ на территории гор Моголтау Е. Д. Карпова установила присутствие турнейского яруса на основании находок *Martinia* sp., которые, по заключению Д. В. Наливкина, имеют сходство с некоторыми *Martinia* из турнейских отложений Урала. На территории гор Барактынтау ею обнаружены известняки нижнего карбона, заключающие в верхней части разреза фауну нижнего визе.

Кроме того, не был подтвержден среднекаменноугольный возраст отложений, выделенных ранее С. Ф. Машковцевым (1935) в горах Калканата, Кайсар, Ташбулак, Саукбулак, Ургас. Как указывалось, присутствие мячковского горизонта здесь предполагалось на основании определений Г. Н. Фредериксом спириферид плохой сохранности. Наличие у спириферид сильно развитых, почти параллельно расположенных зубных пластин побудило Г. Н. Фредерикса отнести их к верхнепалеозойскому роду *Choristites* и сравнить со среднекаменноугольными видами. Последующие исследователи, не производя детального палеонтологического анализа этой фауны, принимали среднекаменноугольный возраст содержащих ее отложений. В 1953 г. при обработке сборов 1951—1952 гг. было обращено внимание на сопутствующий комплекс фораминифер, который, по определению О. А. Липиной и М. Н. Соловьевой, является верхнетурнейским.

Дополнительные сборы фауны спириферид, произведенные в известняках из района Чалата в 1953 г. Г. А. Осиповой и из Ургаза в 1954 г. А. С. Макаровым, позволили пересмотреть состав брахиоподовой фауны. Найденные формы были отнесены к роду *Palaeochoristites*, выделенному А. Н. Соколовым (1941) и сравниваемому с турнейским видом *Palaeochoristites desinatus* Liss, известным в Донецком бассейне.

Нижнекаменноугольные отложения, развитые в горах Барактынтау, Калканата и на других участках, характеризуются выдержанностью состава и содержащейся в них фауны. Поэтому для юго-западной части Кураминского хребта может быть предложена следующая схема их расчленения.

В составе турнейского яруса в описываемом районе выделяются:

1) нижнетурнейские отложения — паратурамминовые известняки, соответствующие малевскому и упинскому горизонтам лихвинского подъяруса Русской платформы;

2) верхнетурнейские отложения — палеохориститовые известняки, отвечающие черепетскому горизонту чернышинского подъяруса Русской платформы.

Вышележащие осадки отнесены к низам визейского яруса. Они представлены коралловыми известняками, сопоставляемыми с яснополянским подъярусом и, по-видимому, с кизеловским горизонтом.

На присутствие более высоких слоев визейского яруса указывают лишь отдельные находки фауны, которую предположительно можно считать средневизейской.

Турнейский ярус

Отложения этого яруса представлены в разрезе гор Барактынтау. Ниже приводится разрез паратурамминовых известняков, обнажающихся в юго-западной части этих гор.

В основании пачки развиты светло-серые массивные известняки, выше по разрезу сменяющиеся темно-серыми слоистыми и массивными разностями, в которых найдены многочисленные *Productus kassini* NaI., *Schizophoria chauteauensis* Well., позволяющие относить их к верхам нижнего турне.

В массивных известняках нижней части разреза в данном обнажении фауны не обнаружено, но в изолированных выходах таких известняков, обнажающихся юго-западнее и относящихся к другому крылу синклинальной складки, найдена фауна фораминифер, представленная *Archaeosphaera* (?) sp., *Parathuramina* sp. Последний род известен из верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона. На основании этих находок известняки отнесены к нижнему турне. Мощность их составляет 426 м.

Сходные известняки развиты в долине р. Чалата (у сел. Чалата) по левому ее склону, где их мощность достигает 96 м. Такие же известняки обнажаются в основании горы Чалата.

В Джангалыке в основании нижнекаменноугольных отложений выделяются оолитовые и ленточные известняки, перекрывающиеся массивными светло-серыми известняками, имеющие небольшую мощность и отнесенные также к пачке паратурамминовых известняков.

В Такели паратурамминовые известняки светло-серые, массивные обнажаются в восточной части гор, где они залегают в основании разреза карбона. Мощность их на данном участке 357 м. Выше следуют слоистые серые известняки мощностью 170 м, в которых найдены многочисленные отпечатки *Productus* ex gr. *gorskii* NaI. очень плохой сохранности. Общая мощность паратурамминовых слоев в Такели достигает 527 м.

В горах Окуртау и в сопках Кошмулла к пачке паратурамминовых известняков отнесены светло-серые и розоватые мраморы, обнажающиеся на контакте с известняками девона.

Палеохориститовые слои представлены серыми слоистыми известняками с большим количеством *Palaeochoristites desinuatius* Liss. и фораминифер *Parathuramina* cf. *dagmarae* Sol., *P. Suleimanovi* Lip., *P. cushmani* Sul., *Endothyra nordvinensis* Lip., *E. Spinosa* N. Tschern., *E. cf. nana* Lip., *E. inflata* Lip., *E. antiqua* Raus., *E. cf. trausita* Lip., *E. tuberculata* Lip. Вся эта фауна характерна для верхней части турнейского яруса.

На рассматриваемой территории палеохориститовые известняки с многочисленной фауной широко развиты в долине р. Чалата по левому ее склону в районе Ташбулака. Они здесь темно-серые слоистые, содержат многочисленные *Palaeochoristites desinuatius* Liss. и достигают 150 м мощности. Такие же известняки с *Palaeochoristites* обнажаются в верховьях сая Чалата на вершине одноименной горы.

В Джангалыке в разрезе нижнего карбона серые слоистые известняки имеют незначительную мощность. В горах Барактынтау к палео-

хориститовым слоем отнесены известняки темно-серые тонкослоистые с кремнистыми конкрециями, согласно перекрывающие пачку паратурамминовых известняков. Их мощность достигает здесь 310 м. В горах Калканата известняки незначительной мощности с *Palaeochoristites* обнаружены по правому склону устья сая Джарбулака. Наибольшая в районе мощность отложений турнейского яруса составляет 736 м.

Визейский ярус

К отложениям визейского яруса отнесены известняки серые слоистые с кремнистыми конкрециями, содержащие многочисленную фауну, среди которой преобладают кораллы *Diphyphyllum vesicostabulatum* Ju., *D. calamiforme* Lud., *Caninia* sp., *Syringopora gracilis* Keys., а также *Gigantoproductus* ex gr. *latissimus* Sow. Фауна ругоз определялась В. А. Аникиной под руководством Т. А. Добролюбовой, которые считают возможным отнести ее к верхам турнейского яруса. Однако В. Д. Фомичев, просматривавший эту фауну и определивший в ней: *Diphyphyllum* sp., *Palaeosmia*? sp., *Caninia* ex gr. *cylindrica* Scoul., *Syringopora* sp., считает, что эти кораллы могут указывать на «визе», скорее верхнее, а может быть нижнее». Встречаемые совместно с кораллами брахиоподы из рода *Gigantoproductus* также указывают на принадлежность этих известняков к визейскому ярусу.

Кроме того, для определения возраста рассматриваемых известняков имеет значение фауна фораминифер. П. Н. Соколов и Е. Д. Карпова приводят для гор Барактынтау следующий список фораминифер, определенных Н. Е. Чернышевой: *Endothyra kirgisana* Raus., *E.* cf. *pauciseptata* Raus., *E.* aff. *convexa* Raus., *Hyperammina* ex gr. *globulus* (Eichw), *Hyperammina* ex gr. *vulgaris* Raus. et Reitl., позволяющий отнести эти известняки к нижнему визе. Эти же авторы указывают на определение Д. В. Наливкиным брахиопод — *Schizophoria* sp., *Chonetes* sp., *Productus* cf. *birubiatatus* Sow., *Martinia* sp., *Euomphalus* sp., характерных в целом для визейских комплексов. В самой верхней части разреза карбона гор Барактынтау совместно с кораллами в известняках найдена микрофауна фораминифер, среди которой М. Н. Соловьевой определены следующие формы: *Archaediscus baschki-ricus* Krest. et Theod., *A. Krestovnikovi* Raus., *Eostafella* ex gr. *ikensis* Viss., характерные для верхней части визейского яруса.

Приведенные данные говорят о том, что известняки с многочисленными кораллами еще недостаточно изучены палеонтологически. В настоящее время нижняя их часть относится несомненно к нижнему визе. Верхняя часть их может иметь и несколько более молодой возраст. К этой части разреза относятся также известняки, в которых в 1,5 км к юго-востоку от сел. Бегулы и в Алтынтопкане Е. Д. Карповой были найдены *Productus deruptus* Rom. (определение Д. В. Наливкина).

Выходы коралловых известняков отмечены в следующих пунктах:

- 1) в горах Калканата в устье ущелья Джарбулак (мощность около 50 м);
- 2) в горах Барактынтау (мощность 150 м);
- 3) в горах Чалата у Ташбулака и на водоразделе с Алтынтопканом (мощность незначительная);
- 4) в Джангалыке (мощность незначительная);
- 5) в Алтынтопкане;
- 6) в Касканасае на горе Ташгезе.

Рассмотренные отложения нижнего карбона по литологическим особенностям и содержащейся в них фауне являются образованиями открытого морского бассейна, накопление которых происходило без прерыва на осадках фаменского века. Возможно, что на границе девона и карбона данная область испытала незначительное поднятие, о чем можно судить на основании развития ленточных и оолитовых известняков в базальной части разреза нижнего карбона, которые хорошо выражены в гряде Джангалык и в верховьях сая Чалата.

Последующее погружение области в нижнем карбоне привело к образованию открытого морского бассейна, который в верхнетурнейский век имел связь с морским донецким бассейном, откуда в него мигрировали *Palaeochoristites desinuatatus* Liss. К концу турнейского века здесь существовал, по-видимому, открытый морской бассейн типа теплых морей с коралловой фауной.

Известняки нижнего карбона западной части Кураминского хребта являются вмещающими для многочисленных полиметаллических месторождений и рудопроявлений. В связи с этим дальнейшее изучение стратиграфии этих отложений представляет не только научный, но и большой практический интерес.

Средний и верхний карбон

Средне- и верхнекаменноугольные отложения в пределах южного склона Кураминского хребта имеют широкое распространение. Гораздо меньше их в горах Моголтау, где они обнажаются только вблизи Чорухдайрона. Представлены они различными эффузивными и пирокластическими образованиями с резко подчиненными прослоями осадочных пород. Последние содержат редкую и плохо сохранившуюся морскую фауну (водоросли, губки, кораллы), а в прослоях песчаников — растительные остатки. Наибольшее развитие в районе имеют отложения верхнего карбона. Общая мощность отложений среднего и верхнего карбона превышает 3 км.

Несмотря на то что в Моголтау и на южном склоне Кураминского хребта проводились различные геологические исследования, стратиграфия этих отложений до настоящего времени разработана еще недостаточно. Объясняется это тем, что верхнепалеозойские эффузивы сильно изменчивы по составу как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Фауна в осадочных породах встречается редко и очень плохой сохранности. Работы, проводившиеся обычно на небольших площадях различными исполнителями, не давали достаточного материала для расчленения эффузивов и корреляции отдельных разрезов. Неудивительно поэтому, что в литературе по Кара-Мазару до сего времени не существовало единого мнения относительно стратиграфического расчленения верхнепалеозойских отложений.

Первую попытку расчленения этих отложений сделал А. Д. Каленов (1934), выделивший среди них две свиты: кушайнакскую и тарыэканскую общей мощностью в 920 м. Затем М. М. Юдичев в 1941 г. пытался обосновать трехчленное деление этого комплекса, не совпадающее с делением А. Д. Каленова. Общая мощность верхнего палеозоя, по М. М. Юдичеву, составляет только 1100 м. Особого внимания заслуживают работы Н. П. Васильковского, занимавшегося в течение ряда лет изучением верхнего палеозоя более северных и северо-восточных районов и частично данного района. Им выработана схема стратиграфического деления

верхнепалеозойских отложений, подкрепленная находками органических остатков.

Детальные геологические исследования, проведенные на территории Северного Таджикистана А. П. Недзвецким в 1943—1946 гг., Е. Д. Карповой, П. Н. Соколовым, Ю. А. Лихачевым, Е. А. Худобиной и др. в последующие годы, позволили разрешить ряд вопросов геологии этой интересной и трудной для изучения области и, в частности, стратиграфии верхнепалеозойских отложений. Верхнепалеозойские отложения залегают на различных горизонтах более древних пород, а иногда (р. Уткемсу) на размытой поверхности гранодиоритов.

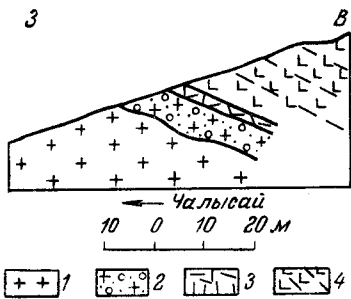


Рис. 16. Налегание уткемсуйской подсыты на размытую поверхность гранодиоритов в устье Чалысай

1 — гранодиориты; 2 — разрушенные гранодиориты; 3 — липарито-дацитовые туфы; 4 — липарито-дацитовые порфир-туфы

Средний отдел. Самым нижним горизонтом верхнепалеозойских отложений является толща часто переслаивающихся между собой серых полимиктовых песчаников, сланцев, листоватых темных известняков, зеленых кварцевых порфиров и их туфов, обнажающаяся в верховьях Долоньсая (долонинская толща). Видимая мощность толщи около 250 м. С юга и с севера она ограничена разрывами. На северо-востоке на ней залегают эффузивные и пирокластические отложения андезито-дацитового состава, которые представляют, по-видимому, нижнюю часть разреза карамазарского вулканогенного комплекса.

В прослоях известняков долонинской толщи А. П. Недзвецким были собраны плохо сохранившиеся органические остатки, состоящие главным образом из водорослей и реже губок, ядер брахиопод и кораллов. Из этих сборов Н. Н. Яковлеву удалось определить только один экземпляр коралла, относящегося к роду *Meniscophyllum*, что позволило ему считать возраст вмещающих пород среднекаменноугольным.

Н. П. Васильковским в Приташкентском районе подобные отложения, заключающие в нижней части разреза нормальные осадки с фауной среднего карбона и залегающие в основании разреза верхнепалеозойских эффузивов, выделены под названием минбулакской свиты. По-видимому, последняя отвечает слоям долонинской толщи в Кара-Мазаре. Долонинская толща, по данным А. П. Недзвецкого, в урочище Тохтобаст, в верховьях Долоньсая и по Надаксаю прорывается и местами метаморфизуется гранодиоритами кураминского типа. Подобные соотношения этой толщи с гранодиоритами установлены Н. П. Васильковским (1952) и в ряде других районов Каржантау-Кураминской структурно-фациальной подзоны.

Верхний отдел. Основная часть разреза верхнепалеозойских отложений в Северном Таджикистане сложена вулканогенными породами, относимыми к верхнему карбону. В верховьях р. Уткемсу эти породы залегают на размытой поверхности кураминских гранодиоритов среднекаменноугольного возраста (рис. 16), а в верховьях Долоньсая — на долонинской толще (минбулакской по Н. П. Васильковскому), прорванной гранодиоритами.

Материалы новейших исследований позволили разработать новую детальную схему стратиграфического расчленения вулканогенного ком-

плекса. В его разрезе выделяется 12 подсвит, получивших местные географические названия. Одиннадцать из них представляют типичные вулканогенные образования и только одна (кызылтауская) сложена осадочными породами. Они располагаются в следующей последовательности (снизу вверх): 1) уткемсуйская, 2) чалысайская, 3) алмалысайская, 4) караташская, 5) кызылтауская (осадочная), 6) нижнекушайнакская, 7) верхнекушайнакская, 8) тарыэканская, 9) аксайская, 10) сферолитовая, 11) тавакская и 12) адрасманская.

Первые четыре подсвиты слагают нижнюю свиту комплекса, остальные — верхнюю (рис. 17). Верхняя свита залегает на нижней с угловым несогласием на размытой ее поверхности. Мощность нижней свиты 1380 м. Максимальная мощность верхней свиты в бассейне Кармазар-сая достигает 1520 м. На участках, где верхние горизонты комплекса размыты, ее мощность колеблется от 500 до 1180 м. Таким образом максимальная общая мощность всего вулканогенного комплекса составляет 2900 м, а минимальная 1880—2560 м.

В региональной схеме расчленения вулканогенных образований Каржантау-Кураминской подзоны, разработанной Н. П. Васильковским (1952), эти свиты относятся к Акташскому комплексу, причем нижняя свита в нашей схеме отвечает, видимо, его акчинской свите (конец среднего карбона — начало верхнего), а верхняя — оясайской (верхний карбон). Для нижней свиты характерно преобладание липарито-дацитовых лав и туфолав, а для верхней — почти исключительно липаритовых лав.

Важное место в разрезе вулканогенных толщ Северного Таджикистана занимают пирокластические образования, представленные туфолавами (игнимбритами), являющимися продуктами извержений катмайского и пелейского типов (Заварицкий, 1947).

Краткая характеристика выделенных подсвит представляется в следующем виде:

Уткемсуйская подсвита распространена в верховьях Алмалысая, по левобережью Чалысая и в среднем течении Чиберлисая. В ее составе выделено два горизонта: а) липарито-дацитовые порфир-туфы и андезито-дацитовые туфы с прослоями липаритовых туфов; б) липарито-дацитовые туфы. Мощность 550—620 м.

Чалысайская подсвита является первой порфиритовой подсвитой в разрезе эффузивных отложений района. Основные ее выходы расположены в верховьях Чалысая, где она залегает на размытой поверхности уткемсуйской подсвиты и покрывается алмалысайской подсвитой. Мощность ее достигает 300, местами 350 м.

В разрезе подсвиты выделяется три горизонта: а) туфы андезитовых и дацитовых порфиритов и туфопесчаники; б) андезитовые порфириты; в) туфы андезитовых и дацитовых порфиритов.

Алмалысайская подсвита широко распространена в Кармазарсае и по правобережью Чалысая. Здесь отчетливо наблюдается ее согласное налегание на чалысайскую подсвиту. Соотношения с вышележащими отложениями более сложные. В районе пер. Бурачар на ней лежит верхнекушайнакская подсвита, на склонах горы Кызылтау и по левобережью Талсая на ее размытой поверхности залегают конгломераты и песчаники кызылтауской подсвиты, а в районе горы Желтимас она покрывается караташской подсвитой. Такие соотношения описываемой подсвиты с покрывающими ее породами объясняются, с одной стороны, большим размывом, имевшим место перед отложением осадков

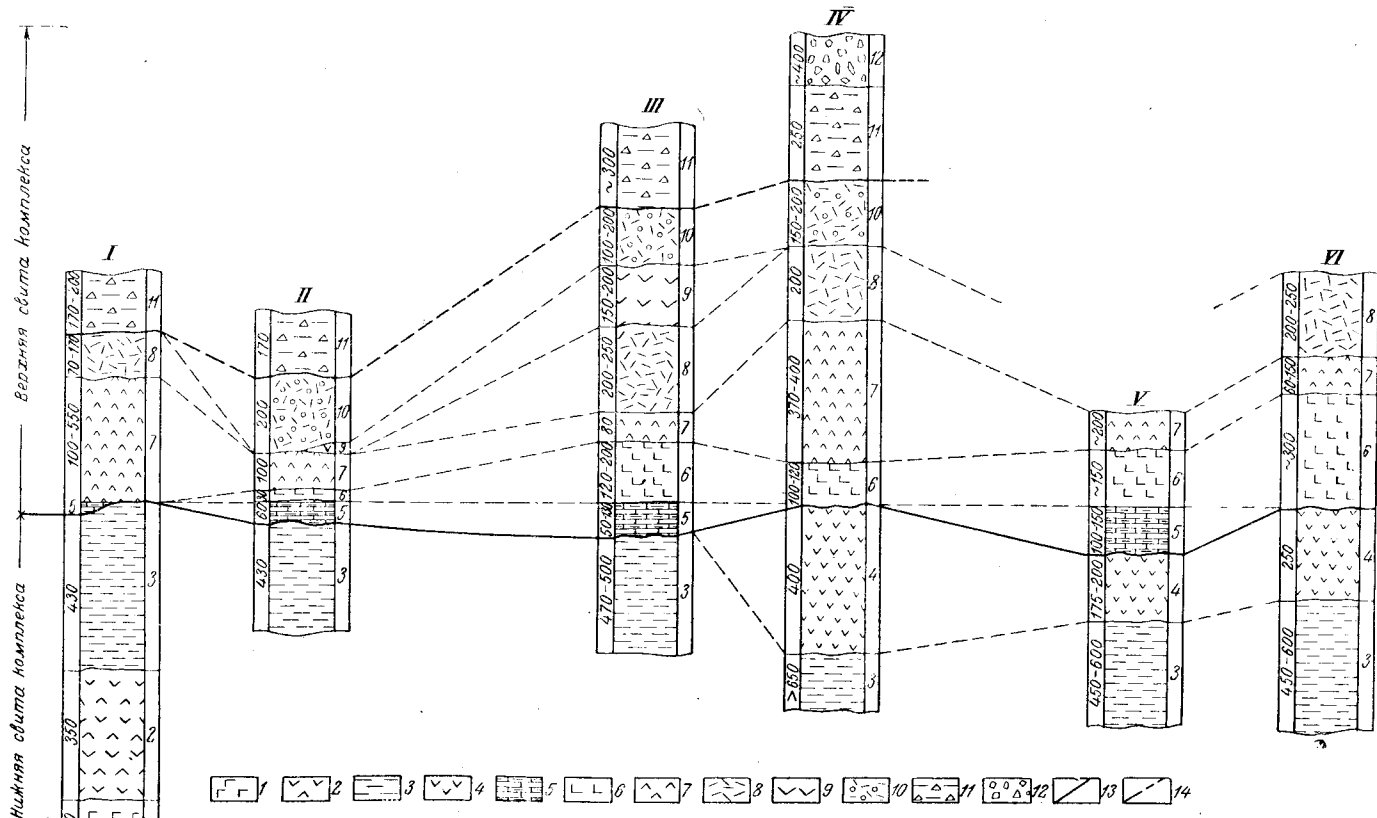


Рис. 17. Схема стратиграфических соотношений верхнепалеозойских вулканогенных толщ в Восточном Кара-Мазаре. Составил Ю. А. Лихачев

Разрезы: I — по меридиану месторождения Бурачар; II — через верховье Яманся; III — по меридиану г. Кызылтау; IV — по меридиану Канмансура; V — по меридиану Желтима; VI — по меридиану Джеркамара. Подсвиты эффузивных пород: 1 — уткемсуйская (дипарито-дацитовые туфолавы и туфы); 2 — чалысайская (андезитовые порфириты); 3 — алмалысайская (алмазайская (дипаритовые туфолавы); 4 — караташская (дацитовые порфириты); 5 — кызылтауская (конгломераты, известняки, сланцы); 6 — нижнекушайнакская (фельзиты и фельзит-порфиры); 7 — верхнекушайнакская (андезито-дацитовые порфириты и их туфы); 8 — тарыэканская (фельзиты, фельзитовые туфолавы); 9 — аксайская (кварцево-амфиболовые альбитофиры); 10 — сферолитовая (дипаритовые порфиры, сферолит-порфиры); 11 — тавакская (дипаритовые туфолавы); 12 — адрасманская (дипарито-дацитовые туфолавы); 13 — линия разлома; 14 — линия подтавакского размыва

кызылтауской подсвиты, с другой стороны, локальным характером распространения названных выше лежащих подсвит, выпадающих на некоторых участках из разреза.

Разрез подсвиты разделен на три горизонта:

а) светлые липаритовые псевдофлюидалные туфолавы; б) светлые массивные липаритовые порфир-туфы; в) липаритовые псевдофлюидалные туфолавы.

Мощность алмалысайской подсвиты достигает 450 м.

Караташская подсвита сложена преимущественно дацитовыми порфиритами, их туфами и лавобрекчиями. Главные выходы подсвиты сосредоточены в пределах Кушайнакской депрессии и к югу от нее. Нижняя граница с алмалысайской подсвитой отчетливо видна на восточном склоне горы Коктау и на участке Катран. Контакт между подсвитами здесь под углом 10—15° падает на северо-восток. Мощность караташской подсвиты изменяется от 20 до 175 м.

Верхняя часть караташской подсвиты была размыта перед отложением покрывающих ее пород; западнее Карамазарся она смыта совсем и в разрезе не наблюдается. Караташской подсвитой заканчивается разрез нижней свиты карамазарского вулканогенного комплекса.

Кызылтауская подсвита залегает в основании верхней свиты и является единственной, сложенной осадочными породами. Последние представлены известняками, конгломератами и сланцами с подчиненными прослоями туфогенного материала. Она несогласно лежит на размытой поверхности караташской и алмалысайской подсвит и таким образом представляет характерный маркирующий горизонт между выделенными свитами.

В бассейне Карамазарся и восточнее все выходы этой подсвиты перекрываются нижнекушайнакской подсвитой; на левобережье Уткемсу, где последняя выпадает из разреза, кызылтауская подсвита отчетливо покрывается порфиритами верхнекушайнакской подсвиты.

Выходы кызылтауской подсвиты установлены в бассейне Карамазарся, по Алмалысаю, на левобережье Уткемсу, а также в бассейнах рр. Надак и Пангаз на востоке района. Они прослеживаются с перерывами в направлении с запада на восток. Максимальная мощность (до 130—160 м) отмечена на склонах гор Кызылтау и Асказан. Залегание пород пологое.

Нижнекушайнакская подсвита развита преимущественно в восточной части района. В бассейне Карамазарся она залегает на кызылтауской подсвите, а на востоке — на караташских порфиритах. В районе сел. Долоны и к югу от него описываемая подсвита согласно перекрывается верхнекушайнакской подсвитой. Максимальная ее мощность достигает 300 м.

Преобладающими породами являются фельзиты и фельзит-порфиры; часто встречаются сферолитовые фельзит-порфиры. В районе Джеркамарся и к югу большим распространением в составе подсвиты пользуются псевдофлюидалные фельзит-порфировые туфолавы.

Верхнекушайнакская подсвита является последней порфиритовой подсвитой в разрезе рассматриваемого комплекса отложений. Выходы этой подсвиты прослеживаются с перерывами от левобережья Уткемсу до сел. Долоны и далее на восток. Восточнее пер. Кушайнак и южнее сел. Долоны верхнекушайнакская подсвита подстилается нижнекушайнакской. На участке Кушайнак она залегает на караташской подсвите, а западнее пер. Бурчар — на алмалысайской и местами на кызыл-

тауской подсветах. В большинстве обнажений она перекрывается тарыэканской подсветой и лишь на западе, севернее пер. Бурачар, вследствие выпадения из разреза тарыэканской и сферолитовой подсвет, на ее размытую поверхность ложатся туфолавы тавакской подсветы (рис. 18).

Мощность подсветы колеблется от 100 до 790 м, что связано с локальным характером ее распространения. Преобладающими породами являются андезит-дацитовые порфириты, их туфы, туфолавы и туфобрекчии.

Тарыэканская подсвета обнажается в бассейнах рр. Уткемсу, Карамазарсая, Долоньсая и в верховьях Аштсая. Она согласно



Рис. 18. Налегание туфолав тавакской подсветы на порфириты верхнекушайнакской подсветы севернее перевала Бурачар. Фото Ю. А. Лихачева

лежит на верхнекушайнакской подсвете и перекрывается сферолитовой. Мощность подсветы 170—300 м. Сложена она фиолетовыми флюидальными фельзитами, фельзит-порфирами и их туфолавами.

Аксайская подсвета отличается от других своеобразным сравнительно постоянным составом пород и локальным распространением. Выходы ее установлены по Аксаю, Бурачирсаю, Замбараксаю и их притокам. Она сложена кварцево-амфиболовыми альбитофирами, амфиболовыми сферолит-порфирами и подчиненными им туфами. В пределах рассматриваемого района аксайская подсвета лежит на тарыэканской подсвете и перекрывается в большинстве обнажений сферолитовой подсветой. На некоторых участках на ее размытую поверхность ложится тавакская подсвета. Восточнее Аксая мощность подсветы достигает 200 м. В других направлениях мощность ее постепенно уменьшается, и она выклинивается.

Сферолитовая подсвета обнажается преимущественно к югу от Баштавакского разлома по южным и западным склонам Тавакского плато и в бассейне Карамазарсая. В большинстве обнажений она залегает на тарыэканской подсвете и перекрывается тавакской. Мощность 200—250 м.

Отличительной внешней особенностью пород сферолитовой подсветы является их пестрая окраска светлых тонов и наличие туфов, туфобрек-

чий и сферолитовых образований в липаритовых порфирах. Нижний горизонт подсвиты представлен туфами и туфопесчаниками, липаритовыми порфирами, а верхний — липаритовыми порфирами и сферолит-порфирами.

Тавакская подсвита, если не считать адрасманской подсвиты, стратиграфическое положение которой остается неясным, представляет самый верхний член разреза верхнекаменноугольных отложений южного склона Кураминского хребта.

Породы этой подсвиты — преимущественно липаритовые красно-бурые туфолавы — являются наиболее типичными представителями пирокластических образований из всех отмеченных выше. Четко выраженная псевдофлюидальная текстура этих пород и красно-бурая окраска являются характерными внешними признаками подсвиты.

Главные площади ее распространения располагаются на Тавакском плато, на водоразделе между Бурачирсаем и Замбараксаем и на Саттарском плато. Мощность подсвиты от 200 до 300 м. Верхняя часть ее всюду размыта и за верхнюю границу условно принимается пенепленизированная в домеловое время поверхность Тавакского плато.

Отложению тавакской подсвиты предшествовал длительный размыв подстилающих ее отложений, определивший ее залегание на разновозрастных породах. На севере и востоке района она лежит на сферолитовой подсвите, на водоразделе между Замбараксаем и Бурачирсаем — на аксайской, в верховьях Бурачирса — на верхнекушайнакской и в верховьях Чиберлиса — на тарыэканской.

Адрасманская подсвита, подобно аксайской, имеет узко-локальное распространение. Она обнажается в окрестностях Адрасмана. Выходы ее, занимающие площадь 8—9 км², со всех сторон ограничены тектоническими контактами, в связи с чем ее положение в общем разрезе верхнепалеозойских вулканогенных пород района осталось неустановленным.

Породы адрасманской подсвиты представлены бурыми и коричневато-серыми туфолавами липарито-дацитового состава. В средней части ее разреза встречаются относительно рыхлые породы, состоящие из грубо-обломочного материала и крупных глыб (до 10 м и более в поперечнике) подстилающих толщ. Глыбы представлены фельзитами, сферолит-порфирами, андезитовыми порфиритами, мраморизованными известняками и роговиковыми сланцами. Видимая мощность адрасманской подсвиты достигает 350, местами 500 м.

Локальность распространения адрасманской подсвиты и резко выраженный обломочный характер слагающих пород позволяет предполагать, что ее образование связано с деятельностью местного вулканического центра, близкого по характеру извержения к вулканам типа Пеле. По-видимому, эту подсвиту, содержащую обломки и крупные глыбы пород, сходных с породами сферолитовой, тарыэканской и верхнекушайнакской подсвит, следует считать самой верхней в рассматриваемом комплексе вулканогенных образований. Однако, не имея более убедительных фактов, подтверждающих этот вывод, мы подчеркиваем условность такого предположения.

Адрасманской подсвитой заканчивается разрез верхней свиты верхнекаменноугольных вулканогенных отложений рассматриваемого района. В западной его части на размытой поверхности этих отложений трансгрессивно залегают останцы покрова мезо-кайнозойских осадков.

Отмеченные выше стратиграфические соотношения вулканогенных пород позволяют наметить особенности процесса их формирования.

В начальную стадию отлагались в основном пирокластические породы липарито-дацитового состава (уткемсуйская подсвита), затем следовали мощные излияния андезито-дацитовых лав (порфиры чалысайской подсвиты), сменившиеся отложением новых порций пирокластического материала (липаритовые туфолавы алмалысайской подсвиты). Пирокластические образования были снова перекрыты дацитовыми порфиритами (караташская подсвита). На этом вулканическая деятельность здесь на некоторое время прекратилась и сменилась периодом складкообразования, а затем размывом.

Новая вспышка вулканизма началась с излияния липаритовых лав (нижнекушайнакская подсвита), потом произошло излияние лав андезито-дацитового состава (верхнекушайнакская подсвита). Затем до конца процесса шло образование пород липаритового состава, причем закономерного чередования их с более основными породами до конца разреза больше не наблюдается.

Вопрос о связи отдельных вулканогенных толщ района с центрами вулканических извержений недостаточно ясен. В большинстве случаев эти центры не наблюдаются. По-видимому, большинство из них или было замаскировано последующими тектоно-магматическими процессами, или находится за пределами данного района. Можно предполагать, что значительная часть вулканических продуктов выбрасывалась из вулканов трещинного типа, на возможность существования которых указывает общее линейное расположение вулканогенных толщ района, вытягивающихся в северо-восточном направлении.

Установлено лишь два вулканических канала. Один из них расположен на левобережье Замбаракся в 1 км выше места его слияния с Дрешсаем. Он представляет собой типичный неэк овальной формы размером 700×230 м, по которому происходило извержение альбитофиров, образовавших локально распространенную вокруг него аксайскую подсвиту. Другой подводный канал, выраженный менее отчетливо, находится северо-западнее Адрасмана. По наблюдениям Л. И. Лукина, глыбовый горизонт адрасманской подсвиты здесь прорван и перекрыт пестрыми липарито-дацитовыми туфолавами. Последние выполняют небольшую жерловину с крутыми стенками, а выше переходят в покров.

Подводя итог краткому описанию верхнепалеозойских вулканогенных образований Северного Таджикистана, необходимо указать на широкое развитие среди них пирокластических отложений, типичными представителями которых являются туфолавы и туфы липаритового и липарито-дацитового состава, которыми почти целиком сложены уткемсуйская, алмалысайская и тавакская подсвиты. Предыдущие исследователи Северного Таджикистана таких пород в этой области не выделяли и принимали их за обычные эффузивные отложения, образовавшиеся за счет застывания излившихся на поверхность лавовых потоков. Однако иной процесс их формирования позволяет иначе подходить к объяснению некоторых особенностей геологического строения данной области.

Так, например, залегание туфолав тавакской подсвиты в виде покрова на денудированной поверхности разновозрастных нижележащих пород, определяется в первую очередь рельефом, существовавшим здесь перед отложением этого покрова. Так, образование покрова туфолав тавакской подсвиты происходило, по-видимому, следующим образом. Из вулканических центров в атмосферу выбрасывались продукты извержения,

которые затем в виде распыленных частиц вязкого стекла, пемзы и других обломков переносились во взвешенном состоянии на большие расстояния и отлагались на слабо холмистой поверхности древнего рельефа, перекрывая разные горизонты нижележащих отложений.

Таким образом, несогласие между тавакской и нижележащими подлитами не связано с проявлением складчатости, как это представляли себе предыдущие исследователи района, выделявшие здесь подтавакскую фазу складчатых движений, на самом деле не имевшую места.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Отложения камменноугольной системы в Центральном Таджикистане наиболее широко распространены в Южной Фергане и на южном склоне Гиссарского хребта, реже встречаются на территории Зеравшанского и Туркестанского хребтов. Литологический состав камменноугольных образований весьма разнообразен: известняки, сланцы, песчаники, конгломераты и различные эффузивы основного и среднего состава.

Осадки камменноугольной системы в северо-восточном районе Центрального Таджикистана (Южная Фергана) изучались В. Н. Вебером (1934), Н. П. Васильковским (1946), Д. П. Резвым (1948), в более западных и южных районах (Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский хребты) — А. П. Марковским (1936—1937), в западной части Зеравшанского и Гиссарского хребтов — С. И. Клунниковым (1937), А. В. Пейве и А. Д. Смирновым (1940). В процессе геологической съемки в Зеравшанском и Гиссарском хребтах В. Р. Мартышевым (1937 и более поздние годы), А. П. Недвецким и А. В. Григорьевым были получены новые данные по описываемым отложениям. Расчленение верхнего палеозоя, в частности выделение средне- и верхнекамменноугольных отложений на южном склоне Гиссарского хребта, произведено С. К. Овчинниковым и А. Т. Тарасенко.

Нижний карбон

В пределах описываемой области нижнекамменноугольные отложения представлены преимущественно известняками, реже встречаются сланцы, и, как исключение, песчанико-конгломератовые горизонты. Для более северных районов (Туркестанского и некоторых участков Зеравшанского хребтов) характерна тесная связь известняков нижнего карбона с известняками девона. Литологически они неотличимы, и их разделение возможно только на основании фаунистических находок.

Турнейский ярус

Отложения турнейского яруса с остатками фауны известны на северном склоне Туркестанского хребта. В восточной части последнего в верховьях р. Аксу (сае Андарак), вне пределов Таджикистана, но в непосредственной близости от его границ, А. П. Марковским (1936) были найдены известняки с фауной турнейского возраста. Здесь на склонах ущелья, сложенных известняками, обнажаются (снизу вверх):

- | | |
|---|-------|
| f) Светлые толстослоистые известняки с фауной верхнего девона <i>Spirifer bifidus</i> Roem., <i>Athyra</i> sp., <i>Rugosa</i> | 135 м |
| g) Темно-серые известняки | 120 " |
| h) Светлые, почти белые тонкозернистые слоистые известняки с фауной турнейского яруса <i>Spirifer</i> cf. <i>tornacensis</i> Коn., <i>Sp. sp.</i> , <i>Stromatopora</i> sp. (определение Д. В. Наливкина) | 22 " |

9*

- i) Плотные серые слоистые известняки с отдельными пропластками более светлых, с фауной *Spirifer* cf. *tornacensis* Ко п., *Athyris* sp. 50 м
- j) Серые плотные местами зернистые, толстослойные известняки, в средней части которых найдена фауна: *Spirifer* cf. *attenuatus* Si w., *Sp.* cf. *duplicostata* Phill. 300 „

Несколько восточнее, в районе пер. Уймерен наблюдается непрерывный переход известняков девона в известняки с турнейской фауной (*Productus hyperboreus* Nal.), а выше в известняки с визейской фауной (*Productus maximus*).

В Западной части Туркестанского хребта, в урочище Супа, к турнейскому ярусу А. П. Марковским (1937) отнесены известняки с фауной *Productus niger* Cass, *Rhynchonella pleurodon* Phill., *Schuchertella lens* (White) Weller. Эти известняки также согласно перекрываются известняками, в верхних горизонтах которых имеется визейская фауна.

В западной части северного склона Гиссарского хребта, в бассейне р. Иджам, в прослоях известняков среди толщи сланцев, песчаников и конгломератов, лежащих с угловым несогласием на известняках среднего девона, были найдены (по данным С. К. Овчинникова) *Endothyra* sp. cf. *tuberculata* Dip., *E. sp.*, *Spiroplectamina* sp. nov., *Nanicella* (?) sp., *Brunsia* sp., *Turniella* sp. По заключению М. И. Сосниной, «комплекс перечисленных фораминифер носит явно выраженный нижнекаменноугольный (турнейский) облик». На смежных участках, в аналогичных известняках, были найдены паратураммины (*Paraturamina* sp.), которые встречаются в верхнем девоне, в слоях этрень и в нижнем турне.

Фауна, собранная в более восточных участках А. Е. Довжиковым, П. Н. Кабановым, по составу весьма сходна с приведенной выше.

Изложенные данные заставляют считать, что некоторая часть рассматриваемой терригенной толщи является турнейской, а остальная представляет собой более древние осадки (средне- и верхнедевонские).

Визейский ярус

Отложения визейского яруса представлены преимущественно известняками и значительно реже сланцами и конгломератами. Они известны на многих участках Центрального Таджикистана. Так, в виде узких полос они выделяются А. П. Марковским (1937) на северном склоне и в приосевых участках Туркестанского хребта, отмечаются рядом авторов в Гиссарском хребте, а также в западной части Зеравшанского хребта.

Известняки визе иногда связаны постепенным переходом с подстилающими карбонатными толщами более древних горизонтов среднего палеозоя но в ряде мест: на северном склоне Туркестанского хребта, в долине р. Зеравшан и в Гиссарском хребте они лежат на более древних отложениях с угловым несогласием, имея в основании базальные конгломераты. Фауна в известняках визе встречается довольно часто, в большом количестве и разнообразная по составу.

Для характеристики нижнего карбона более южных районов приведем разрез, составленный В. Р. Мартышевым вблизи осевой части Гиссара, в верховьях р. Варзоб, по притоку р. Зидды:

1. Массивные серые жилковатые известняки. По литологическому составу и условиям залегания (под визе) они условно относятся к турнейскому ярусу. Видимая мощность 100 м
2. Бурые мелкозернистые песчаники и сланцы, переслаивающиеся с темными, почти черными углистыми известняками с микрофауной: *Endothyra* ex gr. *globulus* Moller, *Orobias* sp., *Bradyina* sp.,

- Archaediscus* sp., *Palaeotextulariana*. По возрасту этот горизонт относится к нижнему визе. Мощность около 80 м
3. Темные, почти черные, тонкослонистые известняки с характерной фауной: *Productus sarsimbaai* var. *Serg.*, *Pr. minbaschi* Nal., *Pr. corrugatus* M. Соу., *Schizophoria* sp., *Lithostrotion caespitosum* Mart., *L. irregulare* Phill., *Palaeosmilla stutchbury* E. H. var. *marginocarinata* Уп., *Endothyra* ex gr. *parva* Moller, *Arshaediscus* ex gr. *A. karreri* Brady.
- Некоторые слои переполнены крупными формами *Productus sarsimbaai* var. *Serg.*, *Lithostrotion caespitosum* Mart. Этот горизонт выдерживается на больших расстояниях и по своему однообразию и характерному составу является маркирующим; по приведенной фауне относится к нижнему визе. Мощность около 50 „
4. Массивные серые и светлые известняки (связаны постепенным переходом с нижележащим горизонтом) с богатой фауной брахиопод: *Productus plicatulus* Sow., *Pr. punctatus* Mart., *Pr. tenuistriatus* Vern., *Pr. ex gr.*, *Pr. mesolobus* Phill., *Pr. concinnus* Sow., *Pr. pectinoides* Peck., *Pr. spinulosus* Sow., *Pr. jerganensis* Jan., *Spirifer ovalis* Phill., *Athyris subtilita* Hall., *Schizophoria resupinata* Mart. и др. Возраст устанавливается как средневизейский, возможно, верхняя часть известняков относится к верхнему визе. Видимая мощность 250 „
5. Тонкослонистые темно-коричневые известняки с микрофауной: *Staffella atokensis* Thompson., *St. keitei* var. *maccoyensis* Thompson., *Bradyina* ex gr. *magna* Rorh et Skin., *Orobias* sp., *Glomospira* sp., *Endothyra* cf. *prisca* Rauser et Reittl., *Ammovertella* sp., *Palaeotextularia* sp., *Glimacammina* sp. и кораллами *Lophophyllum* (*Koninckophyllum*). Комплекс фауны указывает на среднекаменноугольный возраст данного горизонта. Он лежит согласно на подстилающих отложениях. Мощность горизонта 40 „
- Общая видимая мощность каменноугольных известняков около 525 м. В соседних районах — Искандеркульском и Ягнобском мощность их достигает 800 м. Сокращение мощности на описываемом участке скорее всего объясняется тектоническими, а не фаціальными причинами, в частности, здесь отсутствует горизонт белых массивных известняков с *Productus striatus* Fisch.
- Интересный разрез отложений визе имеется севернее, в бассейне р. Ягноб по саю Джижикрут, где А. П. Недзвецким установлено залегание известняков визе с конгломератами в основании на размытой поверхности силура и девона. В. Р. Мартышевым здесь составлен следующий разрез (рис. 19):
1. На размытой поверхности светлых, массивных, слегка розоватых известняков девона трансгрессивно, с ясно выраженным угловым несогласием, залегают красно-бурые конгломераты с галькой зеленых и бурых сланцев силура. В подчиненном количестве встречается галька кремнистых пород. Цемент песчано-известковый красно-бурого цвета 40 м
 2. Зеленые среднезернистые известковистые песчаники 2 „
 3. Мелкогалечные, зеленовато-серые конгломераты, переслаивающиеся с зеленоватыми известковистыми песчаниками. Галька кремнистая, хорошо окатанная, 1—2 см в диаметре 34 „
 4. Мергели, тонкослонистые, буро-серые до коричневых, иногда песчанитые, комковатого сложения, с прослоями известковистых песчаников и мелкогалечных конгломератов. В середине пачки залегает слой известняка мощностью 40 см, сплошь состоящий из табулят. В верхних слоях горизонта встречаются крупные кораллы из группы *Lithostrotion*. Мергели содержат многочисленные остатки фауны брахиопод *Productus minbaschi* Nal. и др. 30 „
 5. Конгломерато-брекчия очень плотная красно-бурого цвета. Обломки совершенно не окатанные, состоят главным образом из зеленых и бурых серицито-хлоритовых сланцев; кремнистые и известняковые гальки встречаются очень редко 21 „
 6. Темные, почти черные глинистые сланцы, переслаивающиеся с зеленоватыми известковистыми песчаниками; встречаются редкие про-

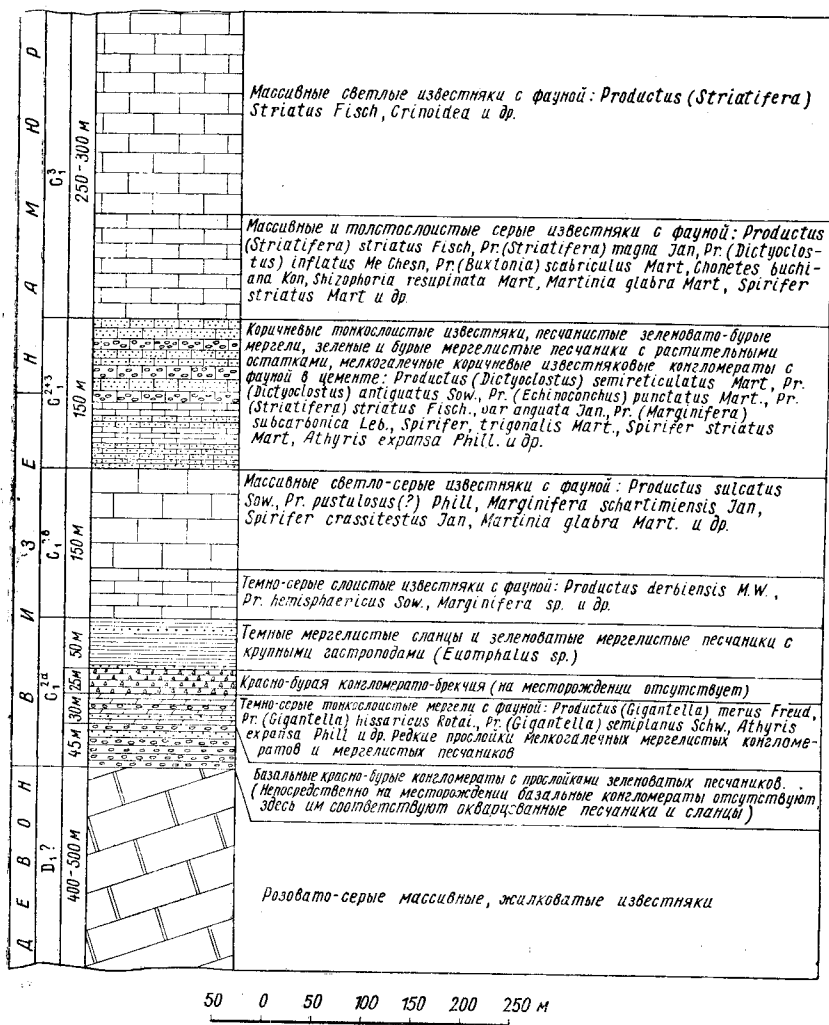


Рис. 19. Стратиграфический разрез каменноугольных отложений приустьевой части долины р. Джигжикрут. Составил В. Р. Мартышев

слои песчанистых мергелей с крупными гастроподами (*Euotphalus* sp.).

Мощность около 50 м

7. Массивные серые, иногда коричневатые, жилковатые известняки 150 „

8. В основании горизонта лежат коричневые, очень плотные тонкослоистые известняки, переслаивающиеся с зелеными песчаниками и серозелеными песчанистыми мергелями; песчаники содержат растительные остатки

Выше среди этих пород появляются прослойки очень плотных бурых мелкогалечных конгломератов с галькой хорошо окатанных кремнистых пород. Диаметр галек обычно 1—2 см, но изредка встречаются и крупные гальки до 10 см в поперечнике. Цемент буро-красный песчанисто-известковый, занимает иногда более половины объема породы.

Прослойки мелкогалечных конгломератов содержат в цементе богатую, очень хорошей сохранности брахиоподовую и пелециподовую фауну и одиночные крупные кораллы (ругозы) 150 „

9. Светлые, массивные известняки с однообразной фауной брахиопод. Видимая мощность 250—300 „

Верхние части разреза карбона на данном участке не сохранились. На основании предварительного просмотра сборов фауны Д. В. Наливкиным было высказано предположение, что верхние части описанной толщи могут относиться к намюру и даже к среднему карбону. Общая мощность толщи около 700—750 м.

В более западных районах северного склона Гиссарского хребта, в бассейне оз. Искандеркуль и по р. Арчамайдан, отложения верхней части нижнего карбона представлены светло-серыми и белыми (сахаровидными) известняками массивного сложения. Во многих точках в известняках найдена многочисленная брахиоподовая и коралловая фауна, которая определялась А. П. Ротаем (брахиоподы) и М. И. Сосниной (микрочауна). Фауна брахиопод позволяет считать, что образование этих толщ происходило от середины визе до намюра включительно. Микрофауна характерна для визейского яруса.

Весьма вероятно, что в основании известняков визе залегают кластические осадки, представленные сланцами, песчаниками и мелкогалечными конгломератами; ввиду сложной дислоцированности толщи этот горизонт выделяется только предположительно.

На южном склоне Гиссарского хребта известняки визе с характерной фауной известны в ряде участков нижней части склона (р. Варзоб, сел. Яккатут, сел. Нейли по саю Фатруф). Они выходят вблизи тектонического контакта палеозойских толщ с отложениями мезозоя. В некоторых случаях известняки переслаиваются со сланцами. Все эти выходы можно объединить в полосы широтного простиранья, которые иногда прослеживаются на значительное расстояние. Почти всегда можно наблюдать, что известняки везде покрыты вулканогенными образованиями среднего карбона, которые, по всей вероятности, лежат на известняках с угловым несогласием.

В более западных районах южного склона Гиссарского хребта известняки визе лежат на различных подстилающих породах с ясным угловым несогласием и базальными конгломератами в основании. В более восточных районах Гиссарского хребта нижняя часть визейских отложений не обнажена.

Намюрский ярус

Представлен известняками, иногда с прослоями сланцев, или сланцами с линзами известняков. Отложения этого возраста выделяются по находкам фауны *Spirifer bisulcatus* Sow., характерных для так называемых бисулькатовых слоев, которые выделяются В. Н. Вебером (1934) и А. П. Марковским (1935) на северном склоне Туркестанского хребта. В верховьях бассейна р. Исфара эти слои представлены известняками, отличающимися от светлых массивных карбонатных толщ визе темным цветом и слоистостью. Мощность их около 50 м. Восточнее, в Газском разрезе, по данным Б. Н. Вебера (1934), мощность этих известняков достигает 385 м.

В горах Тахтубуз, по данным Д. П. Резвого, осадки намюра представлены слоистыми известняками с прослоями кремня; мощность толщи около 300 м; фауны не найдено. Эта толща согласно перекрывает толщу визе — намюра и с угловым несогласием перекрывается песчанико-конгломератовой толщей верхнего палеозоя.

Отложения намюра на южном склоне Гиссарского хребта не установлены.

Средний карбон

Среднекаменноугольные отложения известны в Туркестанском и Гиссарском хребтах. Особенно широко они распространены в нижней части южного склона Гиссарского хребта. В западной части Зеравшанского хребта средний карбон не выделен из толщи верхнего палеозоя. В западной части северного склона Гиссарского хребта отложения среднего карбона известны только на небольших участках.

В Туркестанском хребте, по данным В. Н. Вебера (1934) и А. П. Марковского (1937), отложения среднего и нижнего карбона представлены однородными известняками. В их нижних горизонтах имеется фауна визе и намюра, а выше по разрезу — типичная фауна среднего карбона.

Мощность известняков среднего карбона в Уратюбинском районе непостоянна и составляет не более 200 м, что может быть объяснено значительным их размывом перед отложением песчанико-конгломератовой толщи верхнего карбона.

На северном склоне Туркестанского хребта Д. П. Резвым среди отложений среднего карбона указывается сланцево-песчаниковая свита мощностью 440 м. В ней в прослоях известняков найдены *Tuberitina* sp., *Pseudostaffella* cf. *crowia* Lee et Chen., *Fusuliulla* sp. (определения А. Д. Миклухо-Маклая).

На северном склоне гор Каратау к отложениям среднего карбона Д. П. Резвым условно относятся альбитофировые туфы, измененные диабазы (?) и сливные плотные конгломераты с галькой пироксено-гранатового скарна и мелкокристаллического известняка; мощность толщи 320 м.

В урочище Мадыген (Шодымир) имеется сильно дислоцированная толща, состоящая из песчаников, конгломератов, сланцев и известняков; по данным Д. П. Резвого, мощность толщи изменяется от 500 до 1500 м. В прослое известняков этой толщи найдена фауна: *Schubertella* sp. cf. (*magna*) Lee et Chen., *Triticites* ex gr. *irregularis* Schellw. et Staff. *Tr. ferganensis* M. — Macclay, которую А. Д. Миклухо-Маклай считает характерной для нижней части верхнего карбона. В известковистых песчаниках этой же толщи найдены (определения О. Л. Эйнора): *Productus bathykolpos* Cheilw., *Pr. (Dictyoclostus) inca* d'Orb. и др., характерные для верхнего карбона. На других участках выходов этой толщи обнаружены (определения О. Л. Эйнора): *Productus (Dictyoclostus) molleri* (Stuck.) *Pr. (Dictyoclostus) inf. latiformis* Tv. et Tv., *Spirifer (Choristites) sp.*, *Productus cora* d'Orb. — комплекс, характерный для среднего и верхнего карбона. На основании перечисленных данных Д. П. Резвой отнес эту толщу к среднему и верхнему карбону.

На южном склоне Гиссарского хребта, вблизи его осевой части, средний карбон представлен известняками, сланцами, конгломератами, эффузивами основного и среднего состава. Для характеристики этих отложений, выделенных А. П. Марковским (1937) под названием зиддинской свиты, В. Р. Мартышевым в долине р. Зидды составлен по ряду обнажений следующий разрез:

1. Нижний конгломератовый горизонт. Состоит из крупно- и мелкогалечных конгломератов, песчаников и сланцев. В средней части имеется пачка черных толстослоистых известняков мощностью 25 м. Мощность горизонта около 250 м

2. Сланцевый горизонт, представленный темными, почти черными кремнистыми сланцами; в верхней части встречаются пласты мелкогалечниковых кремнистых конгломератов и кремнистых песчаников. Мощность горизонта

120 м.

3. Верхний конгломератовый горизонт. Сложен однообразными плотными брекчиевидными известняковыми конгломератами. В верхней части имеются плотные известковистые песчаники. Мощность горизонта

около 250 „

В гальках нижнего конгломератового горизонта установлена верхневизейская фауна (кораллы и микрофауна). В известняках нижней половины свиты А. П. Недзвецким в 1940 г. была найдена фауна среднего карбона.

В нижней части южного склона Гиссарского хребта, по данным С. К. Овчинникова (1946), в бассейнах рр. Кафирниган, Варзоб, Ханака, Каратаг и западнее, широко развиты зеленокаменные породы, представляющие собой довольно сильно измененные эффузивы основного и среднего состава. Среди этих образований встречаются линзовидные прослои сланцев, песчаников, мелкогалечных конгломератов и известняков. Местами среди спилитов попадаются пласты известняков или отдельные их глыбы, часто оплавленные. В известняках в ряде точек найдена фауна среднего карбона (микрофауна определена М. И. Сосниной и А. В. Григорьевым, брахиоподы — О. В. Григорьевой): *Spirifer (Choristites) cf. priscus* Eichw., *Sp. (Chor.) cf. trautholdi* Stuck., *Sp. (Chor.) cf. mosquensis* Fisch, *Sp. (Chor.) ex gr. uralicus* Leb., *Sp. (Chor.) cf. fritschi* Schellw., *Sp. (Chor.) ex gr. adigensis* Semich., *Sp. (Chor.) cf. obratundus* Semich., *Sp. (Chor.)* sp. nov., *Spirifer (Brachytyrina) cf. rectangulus* Kut., *Productus aff. pseudoprattenianus* Semich., *Pseudostaffella* ex gr. *sphaeroidea* Ehrenb., *Ps. ex gr. ozawai* Lee et Chen., *Profusulinella cf. parva* Lee et Chen., *Pr. ex gr. Pr. rhimboides* Lee et Chen., *Pr. cf. prisca* Deprat., *Pr. ex gr. Pr. librovitchi* Dutk., *Fusulinella cf. pseudobrocki* Lee et Chen., *Fusulina cf. triangula* Raus. ex gr. *samarica* Raus. и др., кораллы, строматопоры, членики криноидей.

Мощность эффузивного комплекса, носящего название нижней вулканогенной толщи Гиссарского хребта, из-за отсутствия маркирующих горизонтов определяется приблизительно не менее чем 2000 м.

Из приведенного материала видно, что соотношения между толщами нижнего и среднего карбона довольно разнообразны. В северных районах местами наблюдается постепенный переход от известняков нижнего карбона к известнякам среднего карбона, но в то же время на северном склоне Туркестанского хребта, в Уратюбинском районе, присутствие бокситов в основании московского яруса указывает на некоторый перерыв в осадконакоплении в этот период. На северном склоне Гиссарского хребта установлена толща сланцев, песчаников и конгломератов, охарактеризованная фауной среднего карбона и залегающая на различных горизонтах среднего палеозоя с угловым несогласием.

На южном склоне Гиссарского хребта (Зиддинский район) известняки нижнего и среднего карбона связаны постепенным переходом, но выше наблюдается резкая смена фациальных условий накопления осадков — появление песчанико-конгломератовых фаций и проявление эффузивной деятельности. Далее к югу (средняя и нижняя части бассейнов рр. Варзоб и Каратаг) образования среднего карбона представлены почти исключительно основными эффузивами, которые лежат на различных горизонтах более древних толщ.

Верхний карбон

Верхнекаменноугольные отложения представлены сланцами, песчаниками, конгломератами, реже встречаются пласты темных известняков и прослои эффузивов. В настоящее время фаунистически охарактеризованные осадки верхнего карбона установлены лишь в восточной части Туркестанского хребта и на южном склоне Гиссарского хребта. В других районах Центрального Таджикистана в ряде мест имеются отложения, сходные по условиям залегания, стратиграфическому положению и литологическому составу с осадками верхнего карбона, но слабая изученность не позволяет выделить их из состава верхнего палеозоя, ближе не определенного, а иногда даже из сходных по внешнему виду силурийских отложений.

В Южной Фергане отложения верхнего карбона изучены наиболее детально: здесь были проведены специальные палеонтолого-стратиграфические работы, которые в пределах Таджикистана захватили Исфаринский район. В северных предгорьях Туркестанского хребта, в горах Гузан, по данным В. Н. Вебера (1934) и Н. П. Васильковского, обнажаются глинистые сланцы, песчаники и конгломераты; подчиненную роль играют известняки. Местами среди осадочных пород верхнего карбона встречаются пласты кератофинов, порфиритов и туфов; в песчаниках часто присутствует туфогенный материал. Фауна разнообразна, встречается редко, но в значительном количестве. В известняках обычны фузулиниды, много продуктид и др. Отмечается своеобразный характер фауны. Встречаются виды, указывающие на среднекаменноугольный возраст, но с другой стороны, целый ряд видов тяготеет к верхнему карбону. Анализ всех данных приводит к выводу о раннем верхнекаменноугольном возрасте этих отложений. Их мощность, по данным В. Н. Вебера (1934), изменяется от 1600 до 3000 м.

На южном склоне Гиссарского хребта А. П. Марковским (1937) был выделен ряд свит, в частности курукская и майхуринская, которые относились им к верхнему палеозою, ближе не определенному. На основании более детальных работ в настоящее время к верхнему карбону С. К. Овчинниковым (1946) относятся средняя часть курукской свиты и вся майхуринская свита.

В бассейне р. Лючоб (правый приток р. Варзоб) и западнее, в бассейнах рр. Ханка и Каратаг, С. К. Овчинниковым (1946) описан следующий разрез отложений верхнего карбона.

В основании видимой части разреза обнажаются преимущественно песчаники и сланцы, хотя имеется значительное количество мелкогалечных (гравийных) конгломератов, в которых встречаются гальки серых гранитов и гранодиоритов. Среди этих отложений залегают согласные тела порфиритов. В средней части толщи заметно увеличивается количество конгломератов, преимущественно мелкогалечных. К верхней части толщи, вероятно, следует отнести крупногалечные конгломераты, песчаники и сланцы, выходы которых наблюдаются в среднем течении р. Ханака и между селениями Шамаль и Арджилак. Видимая мощность всей толщи около 1000 м, однако нельзя утверждать, что здесь обнажается весь ее разрез, так как контакты с окружающими породами в пределах данного района в большинстве случаев тектонические; кроме того, верхние горизонты толщи смыты.

Верхнекаменноугольный возраст описанной песчанико-конгломератовой толщи южного склона Гиссарского хребта определяется на фауне, найденной С. К. Овчинниковым и А. Т. Тарасенко (1940—1947).

В притоках правого склона долины р. Лючоб, где, по-видимому, обнажается нижняя часть разреза описанных отложений, в песчаниках и конгломератах (преимущественно мелкогалечных) как в гальке, так и в цементе, найдена следующая фауна (определения микрофауны М. И. Сосниной и А. В. Григорьева, брахиопод — О. В. Григорьевой): *Archaediscus* sp., *Ozawainella angulata* Col., *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehrend., *Ps. compressa* Raus., *Profusulinella* ex gr. *prisca* Deprat. Приведенные формы характерны для среднего карбона; на указанном участке они, по всей вероятности, находятся во вторичном залегании.

Песчаники и конгломераты с микрофауной переслаиваются с темными известковистыми сланцами. В последних имеется фауна верхнего карбона (определения М. И. Сосниной, А. В. Григорьева и О. В. Григорьевой): *Spirifer* cf. *poststriatus* Nikit., *Sp. (Brachythyryna)* cf. *strangewaysi* Vern., *Productus* ex gr. *donetzius* Lich., *Pr. (Buxtonia)* *subpunctatus* Nikit., *Pr.* ex gr. *cora* S. I., *Pelecypoda*, *Gastropoda*, *Crinoidea*. Встречаются растительные остатки плохой сохранности.

В бассейне р. Ханака, на 200—300 м выше устья р. Ходжамофрач, у моста через р. Ханака, в нижней части левого склона долины, у самой тропы, в темных сланцах, найдена следующая фауна: *Productus* cf. *donetzius* Lich., *Pr. (Echionoconchus)* ex gr. *Pr. sterlitamakensis* Ster., *Spirifer (Choristites)* ex gr. *pavlovi* Stuck. sp. (*Chor.*) cf. *semichatovae* Lich., sp. (*Brachythyryna*) ex gr. *subcarnica* Llow., *Neophricadothyris asiatica* Chao., *Martinica* cf. *orientalis* Tschern., *Schizophoria* sp. (?), *Lima* ex gr. *retifera shumard*, *Aviculopecten* sp., *Streptorhynchus* cf. *pelergonatus* Schloth., *Schubertella* cf. *magna* Lee et Chen., *Fusulinella* cf. *schwagerinoides* (Deprat), *Triticites* sp., *Pseudofusulina* sp.

По правому берегу р. Ханака, в ее среднем течении, в 0,5 км выше моста, который находится у завала, найдены: *Productus* ex gr. *inflatus* Tschern., *Pr.* ex gr. *cora* d'Orb. var. *neffedievi* Vern., *Pr. (Buxtonia)* ex gr. *subpunctatus* Nikit., *Pr. (Linoproductus)* aff. *villiersi* d'Orb., *Pr. (Krotovia) pseudoaculeatus* Krot., *Pr. (Dicytolatus)* cf. *genuinus* Kut., *Pr. (Marganifera)* sp., *Spirifer (Brachythyryna)* ex gr. *subcarnica* Llow., *Schizophoria* sp. (?), *Omphalotrochus* sp. ex gr. *canaliculatus*, *Pseudostaffella* sp., *Fusulinella* cf. *schwagerinoides* (Deprat.) и остатки кораллов.

О. В. Григорьева, определявшая фауну брахиопод, отмечает сходство ее с комплексом фауны из отложений верхнего карбона — перми в Алайском хребте, где фауна содержится в прослойках черных глинистых известняков в нижней части толщи. Общий облик фауны указывает на ее реликтовый характер, а плохая сохранность — на возможность ее переотложения, ввиду чего фауна может быть древнее, чем включающие ее осадки.

Выше отмечалось, что в Южной Фергане, в подобных отложениях которые считаются верхнекаменноугольными, содержатся как виды, указывающие на среднекаменноугольный возраст, так и целый ряд видов, тяготеющих к верхнему карбону.

Можно предполагать, что двойственный характер комплекса фауны характерен и для толщ верхнего карбона южного склона Гиссарского хребта.

Пестрый литологический состав песчанико-конгломератово-сланцевой толщи указывает на частую смену физико-географических условий при ее

отложении. При этом весьма возможно, что во время формирования толщи имели место перерывы в осадконакоплении. Приведенная выше фауна содержится в нижних горизонтах, в верхних горизонтах фауны не найдено. Поэтому не представляется возможным точно установить возраст этой толщи; условно она относится к верхней части верхнего карбона.

Следует остановиться на отложениях майхуринской свиты, встреченных в нижней части долин рр. Майхуры и Зидды, составляющих р. Варзоб. В этой свите местами преобладают сильно дислоцированные, а иногда и метаморфизованные темные, почти черные сланцы. Среди них располагаются пласты песчаников, реже конгломератов и темных плотных известняков. Среди гальки конгломератов преобладают известняки и, как исключение, встречаются сланцы и серые гранитоиды. По всей мощности разреза, но довольно редко встречаются эффузивы среднего состава и их туфы. Контакт этой свиты с породами других возрастов на всем протяжении ее выходов тектонический. Видимая мощность отложений около 600 м. В. Р. Мартышев отмечает, что по отношению к зиддинской свите среднего карбона эти отложения являются более молодыми. Р. С. Циммерманом (1941 г.) в сланцах этой толщи были найдены растительные остатки, определенные Е. Ф. Чирковой как *Calamites* sp. каменноугольно-пермского типа и *Cordaites principalis* Germ. (?). Наиболее вероятный возраст последней формы верхнекаменноугольный.

По литологическому составу майхуринская свита сходна с отложениями верхнего карбона более южных участков Гиссарского хребта, что позволяет предполагать ее верхнекаменноугольный возраст.

Стратиграфия каменноугольных отложений Центрального Таджикистана изучена неравномерно. Если в северных районах эти отложения исследованы довольно подробно, то в южных районах стратиграфия их разработана недостаточно. Дальнейшее изучение каменноугольных отложений необходимо, так как с ними связаны месторождения различных полезных ископаемых.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Каменноугольные отложения в этом районе слагают значительные площади, разнообразны по литологическому составу и возрасту. Фаунистически охарактеризованные каменноугольные отложения на Памире известны с начала восьмидесятых годов прошлого столетия (А. П. Карпинский, Д. Л. Иванов и др.). Осадки нижнего карбона были впервые обнаружены Д. В. Наливкиным в 1915 г. в 6 км к северу от пер. Акбайтал.

Нижний карбон

Нижнекаменноугольные отложения наиболее развиты на севере Юго-Восточного Таджикистана, где они в виде отдельных пятен и разрозненных полос протягиваются от Пянджа (устье р. Обиниоу) на западе до меридиана пика Ленина на востоке. В районе пер. Акбайтал и оз. Рангкуль нижний карбон слагает отдельные тектонические чешуи.

В районе пер. Акбайтал установлены турнейский и визейский ярусы. Нормальные стратиграфические контакты отсутствуют, поэтому взаимоотношения между ярусами, а также с отложениями девона и верхнего карбона остались невыясненными. Согласно данным П. Д. Виноградова и Н. Н. Ошуркова (1937), здесь наблюдается следующий разрез:

Турнейский ярус	
1. Слоистые черные детритусовые известняки	2 м
2. Массивные светло-серые, мелкозернистые известняки, содержащие большое количество хорошо окатанных зерен кварца	11 „
3. Темно-серые обломочно-оолитовые известняки, содержащие детритусовый материал	2 „
4. Песчанистые известняки, аналогичные слою 2	5 „
5. Чередующиеся светло-серые, розовато-серые, иногда песчанистые тонкослоистые известняки и темно-серые детритусовые и обломочно-оолитовые известняки. В нижней части пачки имеется тонкий прослой известняковых конгломератов. Ниже этого прослоя собрана фауна <i>Camarotoechia baitalensis</i> Reed., <i>Dielasma</i> sp., <i>Syringothyris</i> sp., <i>Athyris</i> sp., <i>Aviculopecten</i> sp., <i>Rugosa</i> и <i>Bryozoa</i>	17 „
6. Массивные светло-серые песчанистые известняки, аналогичные слоям 2 и 4	7 „
Общая мощность отложений турнейского яруса	44 „
Визейский ярус	
7. Массивные серые известняки, местами переполненные члениками <i>Crinoidea</i>	50 „
8. Темно-серые грубослоистые известняки, переполненные члениками <i>Crinoidea</i>	15 „
9. Массивные темно-серые известняки с фораминиферами <i>Archaeidiscus</i> ex gr., <i>A. karreri</i> Brady, <i>A. sp. nov.</i> , <i>Endothyra</i> sp., <i>Palaeotextularia</i> sp., <i>Endothyra</i> aff. <i>prisca</i> Rauser	15 „
10. Темно-серые тонкослоистые известняки с богатой фауной брахиопод: <i>Productus crdwjordiillensi</i> Well., <i>Spirifer fasciger</i> Keys., <i>Sp. mortonanus</i> Well., <i>Gigantella</i> sp., <i>Rhipidomella</i> sp., <i>Cyrtina</i> sp., <i>Overtonia</i> sp., <i>Rugosa</i> , <i>Bryozoa</i> и др.	62 „
Видимая мощность визейского яруса достигает 150 м.	

Нижний карбон, развитый в районе оз. Ранкуль, представлен, по данным П. Д. Виноградова и Н. Н. Ошуркова, светло-серыми, серыми и темно-серыми известняками с прослоями тонкослоистых фиолетово-красных детритусовых известняков, переполненных *Crinoidea*. В одном из таких прослоев собрана фауна аммоней и наутилид (определение Л. С. Либровича): *Merocanites djaprakensis* Libr., *M. cf. pamirticus* Libr., *Muensteroceras tianshanicum* Libr., *Maccoyoceras discors* M'Coу., *M. cf. leveilleanum* Коn., *Orthoceras* sp., близкая к фауне из района оз. Сонкуль (Тянь-Шань) и указывающая на нижневизейский возраст отложений. Кроме того, здесь же в осыпях был найден плохой сохранности *Homonoceras* sp., указывающий на намюрский возраст части известняков.

Видимая мощность нижнего карбона 350 м.

Разрез нижнего карбона, развитого в Дарвазе, по р. Обихирак, по данным В. И. Попова, представляется в следующем виде:

1. Базальный конгломерат с глыбами кремнелого верхнесилурийского известняка	15 м
2. Сланцы глинистые, кварц-порфировые туфы с линзами известняка, содержащего колонии <i>Lithostrotion</i> sp. и мелкие брахиоподы	40 „
3. Кварцевые порфиры и их туфы с пачкой известняка	200—250 „
4. Спилиты красноватые, миндалекаменные, их туфы с пластами рифовых известняков, содержащих нижнекарбовую фауну брахиопод: <i>Productus</i> ex gr. <i>giganteus</i> , <i>Pr. striatus</i> Fisch., <i>Chonetes papilionacea</i> Phill., <i>Athyris</i> cf. <i>variabilis</i> , <i>Lithostrotion junctulum</i> Flem., <i>Caninia</i> aff. <i>spumosa</i> Gorsk. и др.	200 „
5. Известняки и брекчи	20 „
6. Шаровые диабазы	100—120 „
7. Туфы и черные сланцы	50—70 „
8. Покров диоритовой магмы	300 „
Общая мощность около 1000 м.	

Эти отложения несогласно и с размывом залегают на более древних породах и трансгрессивно перекрываются средним карбоном.

Нижний карбон широко развит также в бассейнах верхнего течения рр. Муксу и Хингоу. Согласно данным М. Н. Шабалкина (1937 и 1940 гг.), здесь выделяются северный и южный пояс каменноугольных отложений.

Северный пояс палеозойских отложений примыкает к полосе сауксайских метаморфических сланцев с севера. Он протягивается по южному склону Заалайского хребта и далее уходит на юго-запад в пределы хребта Петра Первого и Дарваза. Здесь в бассейне р. Муксу, сауксайская свита метаморфических сланцев на севере граничит с сагранскими известняками нижнего карбона. Соотношения обеих толщ, согласно М. И. Шабалкину, нормальные и согласные¹, но залегание опрокинутое. Известняки Саграна серые и черные, толстослоистые и массивные, мраморизованные, жилковатые. Верхняя граница их неясна, так как контакт с развитыми севернее нижнепермскими отложениями тектонический. Видимая мощность 500—600 м. В верхней части толщи сагранских известняков собраны плохие остатки фауны брахиопод и кораллов. Брахиоподы представлены исключительно крупными *Gigantella*. Среди кораллов, принадлежащих к *Rugosa*, обнаружены (по определению И. И. Горского) *Lonsdaleia duplicata* Mart., *Palaeosmilla* sp. nov., *Lophophyllum* (*Koninskophyllum*) sp., *Botrophyllum* (?) sp. Кораллы позволяют определить возраст сагранских известняков как верхи визейского яруса (верхи зоны *Didunophyllum*).

Южный пояс (белеулинская свита) палеозойских отложений примыкает к полосе сауксайских метаморфических сланцев с юга. Белеулинская свита состоит главным образом из известняков черных и темно-серых, плитчатых и сланцеватых с прослоями черных известковистых сланцев и рассланцованных известковистых конгломератов. В нижней части ее наблюдаются горизонты зеленых сланцев, представляющих собой метаморфизованные туфы. Эта свита, по данным М. И. Шабалкина, постепенно переходит в сланцевую свиту верхнего палеозоя.

Мощность белеулинской известняковой свиты колеблется от 200 до 1000 м. Кроме *Crinoidea*, в верхней части свиты встречаются гониатиты (определения Л. С. Либровича) *Cravenoceras*, *Gastrioceras*, *Proshumardites*, позволяющие определить возраст вмещающих их отложений как намюрский. Эта толща известняков широко развита и в бассейне р. Хингоу, где она содержит нижнекаменноугольные кораллы *Lithostrotion junceum* Flem., *L. irregulare* Phill., *Syringopora* sp. (cf. *S. conferta* Keys.).

Сравнивая разрез спилитовой свиты по р. Обихирак с разрезом свиты белеулинских известняков по р. Белеули, можно обнаружить некоторые черты сходства между ними. Это сходство выражается в существовании в нижних частях указанных разрезов однотипных фаунистических форм и в переслаивании горизонтов известняков с туфами и сильно измененными конгломератами, состоящими из гальки сланцев и известняков.

Средний карбон

Среднекаменноугольные отложения наиболее полно развиты в Юго-Западном Дарвазе, где они вместе с отложениями верхнего карбона образуют толщу до 300 м мощности, которая залегает в основании верхнего

¹ Вероятнее, осложнено разрывами. — Прим. ред.

палеозоя. Эта толща известна в литературе под названием базально-известняковой свиты, а также шагонской серии. Она протягивается по правобережью Пянджа.

Средний карбон Дарваза трансгрессивно и с угловым несогласием залегает на различных горизонтах среднего палеозоя. Представлен мергельно-известняковой толщей с микрофауной, свойственной исключительно верхам среднего карбона. Мощность этой части среднего карбона достигает 70 м.

По правобережью р. Пяндж, выше сел. Шагон, имеется довольно полный разрез среднего и верхнего карбона. Здесь, на восточном склоне хребта Кухифруш, в 1935 г. Г. А. Дуткевичем был составлен следующий разрез (снизу вверх):

1. Известняки серые, толстопластующиеся, переполненные мелкими среднекаменноугольными фузулинеллами: *Fusulinella librovitchi* Dutk., *F.* ex gr. *F. parya* Lee et Chen, *F.* ex gr. *F. bocki* Möll., а также крупными одиночными и колониальными ругозами и члениками стеблей морских лилий . . . 45 м
 2. Известняки, близкие по литологическому составу и окраске к предыдущим, с большим количеством полипников *Chaetetes* и фораминифер, близких к упомянутым выше. В некоторых прослоях много члеников криноидей 26 ..
- Выше следуют отложения верхнего карбона.

Единичные находки фауны среднего карбона в верховьях р. Возгина были сделаны в 1946 г. М. И. Рабкиным и Т. И. Анодиным. Фауна, по определению Н. Н. Яковлева, представлена *Campophyllum* cf. *uralicum* Dobr., *Botrophyllum* sp., что также указывает на среднекаменноугольный возраст вмещающих ее известняков. Эти же известняки среднего карбона установлены Т. И. Анодиным в верховьях р. Висхарви, где в них был найден плохой сохранности гониатит, определенный Н. Н. Яковлевым как *Gastrioceras* sp., имеющий среднекаменноугольный облик.

На Памире отложения среднего карбона также, по-видимому, присутствуют. Но, к сожалению, они палеонтологически слабо охарактеризованы и определение их возраста в достаточной мере условно. Так, в районе Мургаба Г. А. Дуткевичем в известняках сланцево-мраморной свиты верхнего палеозоя были обнаружены сильно разрушенные остатки микрофауны: *Nodosaria* sp., *Agathammina* aff. *pusilla* Gein., *Archaediscinae*, *Fusulinella* sp. (по типу *F. bocki* Moller), *F.* sp., несколько напоминающая *F. rhomboides* Lee et Chen, а также весьма архаического *Triticites* n. sp., очень напоминающего *Fusulinella giraudi* Derpat. Плохая сохранность фауны позволяет только условно отнести эти отложения к самым верхам среднего или к низам верхнего карбона.

Мощность сланцево-мраморной свиты подвержена значительным колебаниям и составляет в пределах Мургаба от 500 до 800 м, уменьшаясь к востоку до 300—350 м. В этом же направлении изменяется и литологический состав свиты: сланцевые пропластки постепенно исчезают, и в ее разрезе наблюдаются лишь одни мраморы.

Неопределенное положение занимает и известняковая пачка, подстилающая черные аспидные сланцы на южном склоне Заалайского хребта. Отсутствие в ней определяемой фауны исключает возможность установления ее точного возраста. Параллелизация этой пачки с самой нижней известняковой свитой верхнепалеозойского разреза Юго-Восточного Памира и Дарваза может быть произведена лишь совершенно условно.

Верхний карбон

Верхняя часть известняков шагонской серии в Юго-Западном Дарвазе мощностью до 180 м (разрез близ сел. Шагон) по возрасту отвечает верхнему карбону. В основании этих известняков в Дарвазе местами залегают пласт мелкогалечного конгломерата до 8 м мощности, свидетельствующий о размыве подстилающих их толщ.

По составу фауны (*Triticites*, *Schwagerina*, *Pseudoschwagerina*, *Bradyna*, *Rugosa*, Bryozoa) описываемые известняки могут быть подразделены на три горизонта: нижний с *Triticites*, средний с кораллами и верхний с *Pseudoschwagerina pseudojaponica* Dut. Присутствие рода *Triticites* и крупных *Fusulinella* ex gr. *usvae* Dut. несомненно указывает на верхнекаменноугольный возраст этой толщи известняков.

На Памире фаунистически охарактеризованный верхний карбон установаен в районе пер. Акбайтал. Залегание его в виде изолированных выходов (тектонические чешуи) чрезвычайно затрудняет определение общей последовательности отложений.

По данным П. Д. Виноградова и Н. Н. Ошуркова 1936 г., нижние горизонты верхнего карбона развиты в верховьях р. Западный Туюксу. Здесь снизу вверх обнажаются:

- | | |
|--|------|
| 1. Свита тонкослоистых красных песчаников с железной слюдкой на плоскостях напластования. Видимая мощность свыше | 20 м |
| 2. Грубослоистые серые иногда красноватые обломочные детритусовые известняки с <i>Productus</i> ex gr. <i>semireticulatus</i> Mart., <i>Chonetes</i> aff. <i>uralica</i> , <i>Michelinia</i> sp. (?), Pelecypoda, Bryozoa, Crinoidea; фораминиферы представлены видом <i>Hemigordius</i> sp. | 25 „ |
| 3. Чередование серых и красноватых детритусовых известняков и красных песчаников | 20 „ |

Верхняя часть верхнего карбона обнажается в правом борту долины Музкол, к югу от начала подъема дороги на пер. Акбайтал. Здесь снизу вверх прослеживаются:

- | | |
|--|-------|
| 1. Слоистые красные кристаллические известняки | 15 м |
| 2. Серые детритусовые известняки с прослоями фиолетово-красных известняков с фораминиферами: <i>Tetrataxia</i> sp., <i>Triticites</i> sp., <i>T. simplex</i> var. <i>minutus</i> Lee., <i>T. sp. nov.</i> (ex gr. <i>Tr. pusillus</i> Schellw.), <i>T. ex gr. Tr. incisus</i> Schellw., <i>T. akbajtallensis</i> Dut., <i>Schwagerina</i> sp., <i>Schw. cf. regularis</i> Schellw., <i>Endothyra</i> sp.? | 9 „ |
| 3. Черные грубослоистые детритусовые известняки с <i>Schwagerina</i> sp. | 9 „ |
| 4. Свита темно-серых и черных слоистых известняков в нижней части переполненных детритусом. В отдельных прослоях содержится обильная фауна: <i>Spirifer</i> cf. <i>fasciger</i> , <i>Productus</i> ex gr. <i>Pr. semireticulatus</i> , <i>Schizophoria resupinata</i> Mart., Bryozoa и многочисленные мшанки: <i>Fenestella</i> , <i>Polypora</i> , <i>Tabulipora</i> и многие другие. В средней части известняки приобретают сланцеватость, вверху они более тонкоплитчатые и фауна в них отсутствует | 110 „ |

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

На территории Таджикистана в Гиссарском хребте, в Дарвазе и на Памире имеются толщи, возраст которых в настоящее время не может быть установлен точнее, чем нерасчлененный средний палеозой. В Гиссарском хребте к нерасчлененному среднему палеозою относятся сланцы и мраморы его приосевой части в верховьях рр. Искандердарья, Майхура, Зидды, в среднем течении р. Сардаймион, также в Кабутском районе Каратегина. Многочисленными интрузиями эти отложения сильно метаморфизованы. Среднепалеозойский возраст их устанавливается на основании наличия фауны силурийского, девонского и нижнекаменноугольного возраста.

В Дарвазе и на Памире отложения, объединяемые под названием нерасчлененного среднего палеозоя, слагают значительные площади. Сюда относятся сланцевые и мраморно-сланцевые толщи большой мощности, широко развитые на южных склонах Дарвазского хребта, в районе ледника Федченко, в бассейнах рр. Танымас и Кокуйбельсу, к югу от оз. Кара-Куль, в Мынхаджир-Рангульском районе. К среднему палеозою эти толщи относятся на основании встречающейся в них, хотя и редко, фауны, соотношения с отложениями более определенного палеозойского возраста, а также на основании сопоставления их с тождественными отложениями соседних районов. Не исключается возможность, что некоторая часть этих толщ относится к нижнему палеозою. Имеются данные, указывающие, что в составе их могут присутствовать горизонты и верхнего палеозоя. Но основная часть толщ несомненно является среднепалеозойской, причем и здесь, по-видимому, наибольшее развитие имеет силур.

Наиболее определенный среднепалеозойский возраст имеют мощные (порядка 1800 м) мраморно-сланцевые толщи, развитые в Мынхаджир-Рангульском районе. Среднепалеозойский возраст этих толщ устанавливается по залеганию их в основании известняковых массивов с фауной нижнего девона и верхних горизонтов силура, а также по находкам фауны брахиопод и ортоцератит силурийского облика. Наиболее вероятным является силурийский возраст этих толщ, но возможно, что некоторые известняковые горизонты могут быть девонскими или нижнекаменноугольными.

Рассматриваемые отложения относятся к верхней половине разреза мощной преимущественно сланцевой толщи. Нижнюю половину разреза обычно принято относить к нижнему палеозою, хотя данных для этого почти никаких нет. Наоборот, тесная связь их с среднепалеозойскими отложениями верхней половины разреза, сходство с отложениями среднего палеозоя более северных областей Памира, а также Гиссара и Алая не исключает среднепалеозойского (силурийского) возраста и этой более нижней части разреза мраморно-сланцевых толщ Восточного Памира.

В пределах Дарваза и Северного Памира отложения, относящиеся к среднему палеозою, слагают довольно широкую дугообразно вытянутую с запада на восток полосу, несколько расширяющуюся в этом направлении. Они представлены главным образом разнообразными метаморфическими сланцами и мраморами. К среднему палеозою эти отложения относятся на основании находок в них в отдельных местах среднепалеозойской фауны и по аналогии с толщами более определенного стратиграфического положения. Так, например, в известняковых прослоях толщи, слагающей южный склон Дарвазского хребта и представленной мраморизованными известняками, филлитами и различными кристаллическими сланцами, имеется фауна мегалодонтид силурийского или среднедевонского облика, указывающая на среднепалеозойский возраст этой толщи. Кроме того, отмечается большое сходство этой толщи с отложениями, развитыми севернее, в которых установлена фауна силура и нижнего девона. Эта среднепалеозойская толща Дарвазского хребта простирается на восток в пределы бассейна Танымаса и в Каракульский район. Здесь пока, кроме остатков криноидей, фауны не найдено. Изучавшие эти отложения К. Н. Паффенгольц и М. И. Шабалкин относили их к среднему и нижнему палеозою. В пользу среднепалеозойского возраста указывало положение этих отложений в основании толщи верхнего палеозоя и характер соотношений с этой толщей, а также некоторые

черты сходства со средним палеозоем более северных районов Памира и Дарваза.

Как отмечалось выше, детальное изучение органических остатков из мраморов Танымаса не подтвердило отнесение их к археоцитам. Все же пока нельзя полностью отрицать наличия среди мраморов Танымаса горизонтов более древних, чем силур. В Дарвазе и в Центральном Таджикистане имеются фаунистически доказанные горизонты ордовика, а в Туркестанском хребте даже кембрия. Поэтому данный вопрос требует уточнения путем специальных детальных исследований. Тем не менее, имеющийся в настоящее время фактический материал позволяет считать, что преобладающая часть этих отложений относится к среднему палеозою и наиболее вероятно — к силуру.

Надо еще отметить, что среди рассматриваемых отложений установлены отдельные выходы известняков в виде клиньев, ограниченные тектоническими контактами, относимые на основании изучения фауны к перми. Часть этих выходов показана на карте. По-видимому, их в действительности значительно больше.

Установление точного возраста и расчленение толщ, объединяемых в рамках нерасчлененного среднего палеозоя, является одной из важнейших задач дальнейшего изучения палеозоя Таджикистана и, в частности, Памира.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Фаунистически охарактеризованная пермь известна только на Памире и в Дарвазе. Здесь пермские отложения слагают обширные площади и достигают огромной мощности. Широко развиты морские фауны. Установлены нижний и верхний отделы. В остальных районах Таджикистана пермские отложения выделяются условно, встречаются редко, в виде небольших отдельных пятен или полос и представлены различными терригенными и вулканогенными образованиями. Морские фауны пока не доказаны.

Необходимо подчеркнуть, что изученность отложений верхнего палеозоя в Таджикистане является еще довольно слабой. Причина заключается в сложности геологического строения районов развития этих отложений, большой изменчивости их разреза в вертикальном и горизонтальном направлениях при почти полном отсутствии в Центральном Таджикистане органических остатков; на Памире и в Дарвазе, где имеются прекрасные разрезы пермских отложений с богатой фауной, работы осложняются трудной доступностью этих областей. В силу указанных причин вопросы стратиграфии и палеогеографии пермских отложений остаются невыясненными. Для разрешения их требуются детальные специальные исследования.

ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

В пределах Центрального Таджикистана фаунистически охарактеризованные пермские отложения неизвестны. В настоящее время здесь к этой системе условно относятся две толщи: нижняя, предположительно нижнепермская, состоящая в основном из эффузивов кислого состава, и верхняя, условно верхнепермская, представленная песчаниками и конгломератами.

Эффузивы в пределах района впервые упоминаются А. П. Марковским (1937), который в верховьях рр. Лючоб и Ханака выделил курукскую свиту и отнес ее к верхнему палеозою, ближе не определенному.

Выходы кислых эффузивов в бассейне р. Каратаг в районе сел. Хакими отмечались С. И. Клушниковым, который отнес их к верхнему палеозою. Е. М. Головин отмечал наличие в Гиссаре эффузивов различного состава. Предположительно им допускалось присутствие там и пермских отложений.

М. С. Швецов (1927) в бассейне р. Ханака установил красноцветную песчанико-конгломератовую толщу и назвал ее «ханакинской» свитой. Считая, что эти отложения связаны постепенным переходом с юрскими угленосными осадками, он условно отнес эту свиту к триасу. Н. А. Кудрявцев (1932), отмечая повсеместное трансгрессивное налегание юрских отложений на все подстилающие их породы, считал возраст ханакинской свиты нижнетриасовым или палеозойским. П. К. Чихачев (1931) указывает, что ханакинская свита лежит несогласно на подстилающих толщах и согласно перекрывается юрой, поэтому она им условно была отнесена к верхнему палеозою.

Геологосъемочные работы 1940—1945 гг. позволили С. К. Овчинникову и А. Т. Тарасенко выделить в описываемом районе пермские образования и подразделить их на нижнюю и верхнюю (ханакинскую) свиты. Нижняя свита сложена различными эффузивами кислого состава, образующими покров большой мощности. Она иногда называется «верхней вулканогенной толщей верхнего палеозоя Гиссарского хребта» (нижняя вулканогенная свита верхнего палеозоя Гиссара, описанная выше, относится к среднему карбону). Ханакинская свита представляет собой часть разреза перми. Она сложена главным образом конгломератами, галька которых состоит почти исключительно из различных кислых эффузивов.

Вулканогенные образования перми зафиксированы в западной части Гиссарского хребта — в бассейнах рр. Варзоб, Ханака, Каратаг, Ширкент, Обизаранг и в верховьях бассейна р. Искандердарья. На других участках Центрального Таджикистана пермские эффузивные образования неизвестны. В пределах указанных районов вулканогенные образования перми занимают преимущественно верхние части боковых водоразделов Гиссарского хребта.

Окраска пород покрова кислых эффузивов преимущественно красных тонов. Характерна ясно выраженная столбчатая отдельность. Эффузивы представлены туфами, лавами, кварцевыми порфирами. На некоторых участках, главным образом в основании разреза, имеются конгломераты с туфовым цементом и туфобрекчии. Среди зеленокаменных пород среднего карбона, на левом и отчасти на правом склонах долины р. Лючоб (правый приток р. Варзоб) хорошо видны прорывающие их подводящие каналы к пермскому покрову кислых эффузивов. Ширина их достигает десятков метров, выполнены они темно-красными кварцевыми порфирами.

Разрез пермской вулканогенной толщи подвержен значительным изменениям как в отношении мощности отдельных горизонтов, так и в отношении их распределения. Наиболее полный разрез этих образований имеется по правобережью р. Каратаг, в верховье сая Хакими и несколько севернее, в очень труднодоступном районе.

1. В основании разреза залегает горизонт лиловых туфов, туфогенных песчаников, мелко- и среднегалечных конгломератов с туфовым цементом. Мощность горизонта

около 100 м

2. Выше обнажается пластовая апофиза красных гранит-порфиров, связанная с массивом лейкократовых красных гранитов

около 40 „

Мощность апофизы на данном участке

10*

3. На апофизе залегают крупногалечные конгломераты с красно-бурым туфовым цементом и прослоями туфов. В конгломератах имеется значительное количество хорошо окатанных галек серых порфировидных гранитов; присутствует также довольно много галек порфиритов, несколько реже находятся гальки серых и светло-серых, иногда мраморизованных известняков. В последних встречается перекристаллизованная микрофауна среднего карбона

200 м

4. Конгломераты перекрываются горизонтом кварцевых порфиров, переслаивающихся с пластами туфов, то красных, то серых, реже зеленоватых или белых. Среди туфов встречаются горизонты туфолав, туфобрекчий и конгломератов с туфовым цементом

200—300 „

5. Верхняя часть разреза представлена темно-красными очень плотными кварцевыми порфирами. Среди них, вероятно, имеются и туфолавы

400—500 „

Общая мощность толщи, вероятно, более 1 км.

Обнажения покрова имеют ступенчатую форму: более стойкие горизонты — кварцевые порфиры и плотные туфолавы дают вертикальные обрывы со столбчатой отдельностью; они разделены участками с пологим сглаженным рельефом, соответствующим относительно рыхлым туфам и туфоконгломератам.

На восточных участках базальный горизонт туфов и конгломератов резко сокращается в мощности (до 5—20 м), а иногда и совершенно выклинивается. В некоторых местах в основании разреза лежат мелкокристаллические кварцевые порфиры, подстилающиеся лавами с флюидальной текстурой.

Возраст всех этих образований устанавливается на основании следующих данных. Описанные эффузивы лежат на размытой поверхности более древних палеозойских образований, в том числе на зеленокаменных породах среднего карбона, конгломерато-сланцевых толщах верхнего карбона и на серых порфировидных гранитах и гранодиоритах Гиссарского интрузива, прорывающих нижнюю часть отложений среднего карбона. Указанные взаимоотношения наблюдаются совершенно ясно и на значительной площади.

В бассейне р. Суффинка на размытой поверхности верхней вулканогенной толщи лежат нижние горизонты ханакинской свиты, состоящие из красно-бурых мелкозернистых глинистых песчаников, песчаных глин и конгломератов, галька которых представлена преимущественно кислыми эффузивами, подстилающими ханакинскую свиту вулканогенной толщи. По возрасту ханакинская свита условно относится к верхней перми (более подробно этот вопрос освещен ниже).

Указанные соотношения верхней вулканогенной толщи с подстилающими отложениями среднего и верхнего карбона и покрывающими ее осадками ханакинской свиты приводят к выводу, что излияния кислых эффузивов, образовавших покров, происходили, по всей вероятности, в течение нижней перми.

Красноцветные отложения ханакинской свиты слагают только небольшой участок площадью около 25 км² в нижней части бассейнов рр. Ханака и Суффинки. Они состоят главным образом из продуктов разрушения вулканогенной толщи нижней перми. Разрез ханакинской свиты довольно однообразен, это — многократное переслаивание песчаников и конгломератов. Последние почти полностью состоят из плохо окатанных галек красных эффузивов покрова. Возраст ханакинской свиты устанавливается на основании следующих данных. На водоразделе между саями Чашмаисанг и Арджилак глинистые песчаники основания

ханакинской свиты лежат на размытой поверхности пород покрова нижней перми. На размытой выветрелой поверхности дислоцированных отложений ханакинской свиты залегают угленосные породы триаса (рэт), которые местами подстилаются пестроцветными отложениями триаса. С последними в западных отрогах Гиссарского хребта связаны месторождения бокситов, образовавшиеся в условиях латеритного выветривания при длительной пенеппенизации поверхности данной области в до-нижнеюрское время. Исходя из сказанного, можно предполагать значительную продолжительность периода, отвечающего перерыву в осадконакоплении ханакинской свиты и пестроцветных толщ верхнего триаса. Очевидно, этот перерыв соответствовал нижнему и среднему триасу. Таким образом, на основании приведенных данных можно предполагать, что возраст ханакинской свиты отвечает верхней перми.

Наличие угловых несогласий между верхним карбоном и пермскими образованиями, с одной стороны, и между пермью и триасом, с другой, позволяет говорить о проявлении в первом случае уральской, а во втором — пфальцской фаз варисской складчатости. Имеется также небольшое угловое несогласие между вулканогенными образованиями нижней перми и песчанико-конгломератовой толщей верхней перми. Эти факты свидетельствуют о значительной активности тектонических движений и в середине перми.

ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ТАДЖИКИСТАНА

В Дарвазе пермские отложения были установлены в конце 80-х годов прошлого столетия ботаником Смирновым. Дальнейшее исследование верхнего палеозоя Памира и Дарваза связано с именами А. В. Нечаева (1910, 1926), В. И. Попова (1933), Г. А. Дуткевича и М. А. Калмыковой (1937), Д. В. Никитина (1934), А. В. Москвина (1936), А. П. Марковского (1933, 1934), А. В. Хабакова (1934), Н. Н. Дингельштедта (1936), К. Н. Паффенгольца и М. И. Шабалкина (1936, 1936а, 1937), П. П. Чуенко (1933, 1934, 1937), В. П. Ренгартена (1934), С. И. Клунникова (1936), И. Г. Баранова (1936) и многих других.

Достоверные пермские отложения, выделенные из состава верхнепалеозойских толщ, на Памире отчетливо группируются в три пространственно разобитых участка или зоны. Разрезы зон отличаются друг от друга (табл. 3), однако эти отличия не принципиальны; наряду с ними, имеется немало общих черт, позволяющих объединить все разнообразие фаций перми.

В основе зонального распространения пермских отложений, разобитности выходов их первоначально сплошного покрова, лежат тектонические причины. Ими обусловлена и неравномерная денудация верхнепалеозойского покрова, и конфигурация зон, и многие особенности разрезов.

С севера на юг на Памире последовательно выделяются следующие зоны.

Первая зона Заалайского и Дарвазского хребтов представляет собой сплошную дугообразную полосу нижнепермских отложений, слагающих осевую часть Заалайского хребта и северо-западные склоны Дарваза. Верхнепермские отложения здесь слабо развиты. Верхнепалеозойский комплекс отчетливо несогласно налегает на толщу среднего палеозоя. Имеются также несогласия внутри самого комплекса.

Основные типы разрезов

		Зона Заалайского и Дарвазского хребтов		Каракуль-Хингоуская зона
		Дарваз	Заалайский хребет	Хребет Сельдытау (басс. р. Муксу)
Верхняя пермь	Песчаники и конгломераты T_1		Эффузивы и красноцветн. конгломераты $T-I_1$	
	Слоистые серые детрит. известняки 150 м несогласие (слабое)			
	Туфы, песчаники, сланцы 80—90 м			Черные сланцеватые и массивные светлосерые известняки 200 м
	Гипсы, глины, песчаники с двумя горизонтами известняков 400 м		Несогласие	
Нижняя пермь	Фиолетовые и зеленые туфы, эффузивы и песчаники 250—1 500 м несогласие		Черные слоистые известняки 50 м	Черные известняки и сланцы 560 м
	Туфы, сланцы, известняки и конгломераты 1 000—1 700 м		Фиолетовые и зеленые туфы, сланцы и песчаники 400 м	Фиолетовые и зеленые песчаники, сланцы, конгломераты и туфы 2 000 м
	„Сафет-даронские“ рифовые известняки 600—1 200 м		Туфы, сланцы, известняки и конгломераты 800—2 000 м	
	Аспидные сланцы с прослоями песчаников, конгломератов и известняков 50—1 850 м Известняки C_2-C_3 несогласие		„Чакмакташские известняки“ 400 м	Сланцы с прослоями туфов 2 500 м
	Вулканогенная толща C_1 несогласие		Криноидные известняки	
	Средний палеозой		„Сагранские“ известняки C_1	„Белеулинские“ известняки C_1-C_2
			Средний палеозой	

пермских отложений Памира

а б л и ц а 3

Зона Юго-Восточного Памира

Хребет Базар-дара	Мургабский район	Куртекесай	Район среднего течения р. Аксу	Верховья р. Истык
Сланцы и известняки T ₃ перерыв	Сланцы и известняки T ₃ перерыв	Водорослевый известняк 30 м	Сланцы и известняки T ₃ перерыв	Сланцы и известняки T ₃ перерыв
Сланцы 300 м	Сланцы с прослоями фтанитов и известняков 800 м	Угленосная свита 15 м	Ивестняковый конгломерат 40—90 м	Кварциты 50 м Кремнистые сланцы 15 м
Туфы, эффузивы, прослой известняков 0—170 м	Фиолетовые мергели и конгломераты 36 м	Детритусовый известняк 130 м	Ивестняковый конгломерат 40 м	Ивестняковый конгломерат 40 м
Фиолетовые и зеленые кремнистые сланцы и известняки 40 м	Известняк 18 м	Известняковый конгломерат 40 м	Тонкослойный известняк 0 м	Красные и зеленые сланцы 35 м
Ивестняковый конгломерат 12—95 м	Ивестняковый конгломерат 30 м	Фиолетовый глинистый известняк 15 м	Туфоконгломераты 20—110 м	Ивестняковый конгломерат 185 м
Фиолетовые и зеленые кремнистые сланцы и известняки 5—40 м	Ивестняки с кремневыми линзами 90 м	?	Детритусовый известняк 150 м	Кварциты 25 м
Изв. конгломерат 14 м	Массив детрит. известняк		Сланцы с прослоями известняков и песчаников более 1 км	Глинистые и кремнистые сланцы 160 м
Ивестняки, фтаниты и кремнистые сланцы 35—40 м	Ивестняки, туфы и туфогенные песчаники 15 м			Кварциты 30 м
Сланцы с прослоями известняков и песчаников 20—240 м	Сланцы с прослоями известняков и песчаников 600 м			Кремнистые сланцы 60 м
Песчано-сланцевая толща C ₂ 1 400 м	Песчано-сланцевая толща C ₃ 1 000 м			Ивестняковые конгломераты и сланцы 50 м
	Мраморы и сланцы C ₂ —C ₃ 800 м			Сланцы с прослоями кварцитов и конгломератов более 1 км
	Кварциты 400 м			

Вторая Каракуль-Хингоуская зона проходит южнее и параллельно первой от оз. Кара-Куль к западу, через верховья рр. Баяндкиик и Бохуд (приток р. Хингоу). В отличие от первой зоны, верхнепермские отложения здесь пользуются большим распространением. Верхнепалеозойский комплекс залегает согласно на толще среднего палеозоя и резко от нее не отделяется. Разрез верхнего палеозоя представлен более глубоководными осадками. Перерывов и несогласий внутри толщи верхнего палеозоя нет.

В третью зону объединяются все пермские отложения юго-восточной четверти Памира. Разрезы этого комплекса неустойчивы как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Фации очень разнообразны. Соотношения верхнепалеозойского комплекса с древними толщами не выяснены. Характерно появление в самых верхах комплекса, на границе с триасом, континентальных угленосных отложений.

Зона Заалайского и Дарвазского хребтов

В Дарвазе наибольшую мощность и широкое распространение имеют нижнепермские отложения. На толще среднего палеозоя верхнепалеозойский комплекс налегает трансгрессивно, перекрывая отложения от силура до нижнего карбона. Чаще всего верхнепалеозойские отложения ложатся на толщу известняков, спилитов, порфиридов и метаморфических сланцев нижнего карбона.

Г. А. Дуткевич и М. А. Калмыкова (1937) дали наиболее полную сводку стратиграфии верхнего палеозоя Дарваза, основанную на материалах всех предшествовавших исследований и собственных наблюдений. Эти авторы различали в комплексе верхнего палеозоя восемь свит. Ими не была учтена последняя, самая верхняя свита комплекса, ошибочно отнесенная к нижнему триасу. Разрез представляется в следующем виде:

1. Слабо-фиолетовые и серые обломочные известняки и мергели с фузулинелами S_2 , общей мощностью 70 м.
2. Темно-серые фузулиновые известняки S_3 — 155 м.
3. Аспидная свита S_3-R_1 . Это свита черных глинистых сланцев с прослоями и горизонтами туфогенных песчаников и конгломератов в средней части. В верхах свиты встречаются небольшие рифовые тела водорослево-мшанково-фузулиновых известняков. Из фауны в аспидной свите встречаются в большом количестве аммоны (роды *Medlicottia* и *Paragastrioceras*) и разнообразные *Pseudofusulina*. Швагерины встречаются лишь в верхней части свиты. Свита считается переходной от карбона к перми. Мощность варьирует от 50 до 1850 м, причем в направлении с севера на юг она убывает.
4. Сафетдаронская известняковая толща (фузулиновые известняки) R_1 . Это мощная толща массивных или толстослоистых известняков, переполненных фузулинами. Кроме последних, встречены кораллы, мшанки и брахиоподы. В средней части разреза преобладают рифовые известняки с богатой фауной. Отсюда Б. К. Лихаревым описаны 110 видов брахиопод. В верхней части толщи имеется горизонт (30—50 м) туфов, сланцев и песчаников. Мощность в среднем 600 м, но иногда она, за счет рифовых известняков, резко возрастает (до 1200 м, по В. И. Попову).
5. Нижняя серая туфо-сланцевая толща R_1 . Непосредственно на сафетдаронских известняках, а местами фациально замещая их верхние горизонты, залегает мощная толща песчаников, сланцев, известняков и конгломератов. Песчаники большей частью туфогенные. Черные известняки содержат фауну мшанок и беллерофонтид. Встречаются массивные рифовые мшанково-водорослевые известняки с богатой фауной брахиопод. Черные глинистые сланцы весьма напоминают аспидную свиту. Аммоны, обработанные О. Г. Туманской, показывают, что по возрасту свита соответствует низам артинского яруса Урала. Мощность обычно не превышает 1000 м, но местами (в Северном Дарвазе) достигает 1700 м.
6. Фиолетовая толща R_1 . Породы толщи залегают несогласно на размытых горизонтах нижележащей туфо-сланцевой толщи. Фиолетовые и зеленые туфы,

красно-бурые песчаники с косою слоистостью и волноприбойными знаками чередуются с порфировыми, спилитовыми и мандельштейновыми эффузивными покровами. Кверху количество вулканогенных пород уменьшается и толща постепенно переходит в вышележащую гипсоносную толщу. Мощность в Северном Дарвазе 250 м, а юго-западнее она резко возрастает до 1000—1500 м и более.

7. Гипсоносная толща Р₁. Сложена фиолетовыми глинами, глинистыми сланцами и мелкозернистыми песчаниками, чередующимися с горизонтами (по 10—12 м) гипсов и соли. В середине толщи имеются два горизонта (по 10—30 м) известняков. Нижний горизонт слагают светлые рифовые брахиоподово-мшанковые известняки с брахиоподами: *Pugnax mutabilis* Lich., *Wellerella ravnouensis* Lich., *Uncinunellina* aff. *posterus* Waag., *Ambocoelia telleri* Schellw., *Athyris reinwaldi* Freks. и др. Верхний горизонт — «долиолиновые» известняки с фузулинидами *Doliolina claudiae* Dergrat, *Pseudofusulina chihsiaensis* Lee, *Ps.* aff. *pseudochihsiaensis* Chen. Возраст — верхняя часть нижней перми. Мощность возрастает в северо-восточном направлении от нескольких десятков метров до 400 м.

8. Верхняя серая туфо-сланцевая толща Р₂. Это малоомочная толща зеленатых туфогенных песчаников, туфов и сланцев. Никаких окаменелостей здесь не встречено, тем не менее, В. И. Попов считал возможным отнести ее к верхней перми. Местами она нацело выклинивается, и вышележащие известняки ложатся трансгрессивно на гипсоносную толщу, также значительно размытую — 80—90 м.

9. Разрез пермских отложений заканчивается свитой слоистых серых детритусовых известняков, мощностью около 150 м, залегающей со слабым несогласием на породах туфо-сланцевой и гипсоносной толщ и согласно покрываемой конгломератами нижнего триаса. В известняках содержится фауна пелелипод, фораминифер и мшанок. Я. С. Эдельштейн возраст известняков считал верхнепалеозойским. В 1933 г. найденные М. Н. Петрусевичем у перевала Кафтормоль пелелиподы были определены Л. Д. Кипарисовой как нижнетриасовые *Pseudomonotis*. На этом основании Г. А. Дуткевич (1936, 1937), Н. П. Ермаков (1940, 1940а) и другие рассматривали эту известняковую свиту как нижнетриасовую. Позднее, при обработке этой фауны, Л. Д. Кипарисова установила сходство указанных пелелипод с пермскими формами. Выводы Л. Д. Кипарисовой подтвердились определениями М. И. Сосниной и В. П. Нехорошевым заведомо пермских фораминифер и мшанок: *Geinitzina spandeli* Tscherd., *Glomospira* sp. (aff. *hemigordiformis* Tscherd.), *Nodosaria* aff. *permiana* (Spandel), *Nodosaria* aff. *krotowi* Tscherd., *Tabulipora* sp., *Fenestella* sp., *Pinnatorpora* sp., *Lioclema* sp. Первая и третья из перечисленных форм описаны из верхнепермских отложений Заволжья. На этом основании, а также учитывая положение известняковой свиты в разрезе верхнепалеозойского комплекса, возраст рассматриваемой свиты следует считать верхнепермским.

Таким образом, подтверждается первоначальное определение возраста этой свиты.

Общая мощность пермских отложений колеблется от 4700 м на севере Дарваза до 3800 м в его южной части, причем 95% этой мощности приходится на нижнепермские отложения. По своему происхождению это преимущественно морские осадки, большей частью мелководные. Континентальные и лагунные отложения (фиолетовая, частью гипсоносная и верхняя туфо-сланцевая толщи) сосредоточены в середине пермского комплекса, — в толще нижней перми и начале верхней. Лагунно-континентальный комплекс ограничен снизу и сверху верхностями размыва и несогласия.

Г. А. Дуткевичем (1937) рассмотренным выше свитам перми присвоены собственные наименования и несколько понижена граница между нижним и верхним отделами перми. Низы пермского комплекса выделены в дарвазскую серию, состоящую из трех толщ (снизу вверх): чарымдаринской (аспидная свита), сафетдаронской рифогенной (сафетдаронская известняковая толща) и гундаринской (нижняя серая туфо-сланцевая толща). Выше следует равноуская серия в составе двух толщ: юлхарской (фиолетовая толща) и шакарсенской (гипсоносная толща). Кроме того, выделяется кафтормольская толща (верхняя серая туфо-

¹ Названия перечисленным толщам даны В. И. Поповым. — Прим. ред.

сланцевая толща), заканчивающая разрез верхнего палеозоя. Граница между нижним и верхним отделами перми проводится в середине шакарсенской толщи.

Ниже приводится схематизированное описание разреза северного пояса. Пермские отложения слагают водораздел и южный склон западной части Заалайского хребта.

1. Чакмакташские известняки С₃—Р₁. Эти известняки составляют с нижележащими криноидными известняками единую толщу и представляют ее верхнюю часть. Они отличаются от нижних известняков содержанием фауны брахиопод, найденной Н. Н. Дингельштедом (1936) и обработанной Г. Н. Фредериксом. Здесь имеются: *Productus punctatus* Mart., *Pr. inflatus* Mc. Chesn., *Spirifer tibetanus* Dien., *Spiriferellina cristata* Schloth., *Squamularia perplexa* Mc. Chesn., *Dielasma gilligense* Girty, *D. aff. rara* Netsch., *D. dubium* Tschern., *Enteletes* sp., *Athyris* sp. и др. Возраст определяется как верхнепалеозойский 400 м
2. Сассыктекинская песчано-сланцевая свита Р₁. Свита налегает согласно на нижележащие известняки. Она сложена плотными глинистыми сланцами с аммонейми (*Propinacoceras* sp., *Adriarites* sp.), конгломератами, туфогенными песчаниками и туфами с нижепермскими фузулинидами. Верх свиты слагают черные сланцы и известняки с мшанками. Местами в верхах свиты появляются массивы светло-серых рифовых известняков (до 500 м) 800—2000 „
3. Фиолетово-зеленая песчано-сланцевая свита Р₂. Свита сложена туфогенными песчаниками, туфами, глинистыми сланцами и мелкогалечными конгломератами. Породы свиты налегают согласно на нижележащие рифовые известняки и переходят выше в свиту известняков Кашкасу. 400 „
4. Известняки Кашкасу Р₂. Черные хорошо слоистые известняки с фауной брахиопод, гастропод (*Bellerophonitidae*, *Euomphalidae*) и мшанок (*Fenestella* sp., *Polypora* sp.) 50 „
5. Красноцветные конгломераты триаса, залегающие с несогласием на размытой поверхности нижепермских известняков.

Общая мощность пермских отложений в западной части Заалайского хребта достигает 1650—2850 м. Такие значительные колебания мощности обусловлены крайней неустойчивостью второй свиты разреза — сассыктекинской свиты сланцев, песчаников и туфов. Подавляющее большинство рассмотренных свит слагается морскими мелководными осадками. Исключение составляет фиолетово-зеленая свита, которая, подобно фиолетовой свите Дарваза, представлена континентальными образованиями.

Для восточной оконечности северной зоны является характерным разрез верховьев р. Аtdжайляу. По данным Г. А. Дуткевича (1936 г.) верхний палеозой здесь представлен следующими тремя свитами:

1. В основании разреза залегают массивные светлые швагеринные известняки с многочисленными швагеринами и псевдофузулинами (*Schwagerina princeps* Ehr., *Pseudofusulina japonica* Gumbel, *Ps. globosa* Schellw. et Dhurg., *Ps. krafftii* Schellw. et Dhurg. и др.). Встречаются также гониатиты и брахиоподы, которые, однако, не были определены. Видимая мощность 80—100 м
2. Серо-зеленая свита. В состав свиты входят темно-серые сланцеватые известняки, мергели и известковистые зеленовато-серые сланцы. В верхах свиты — известняковые конгломераты с крупной галькой швагеринных известняков. Среди окаменелостей преобладают брахиоподы и фузулиниды, реже встречаются аммоней. Из брахиопод Б. К. Лихаревым определены: *Productus genuinus* Kut., *Spirifer tibetanus* var. *tenuisulcatus* Merla и др., из аммоней — *Gastrioceras* sp. и др. 120—180 „
3. Фиолетовая свита. Породы свиты налегают несогласно на различные горизонты более древних свит перми. Свита сложена фиолетовыми глинистыми сланцами с прослоями песчаников и фузули-

новых мергелей. Местами встречаются пропластки конгломератов (0,3—1 м). Вверху встречаются туфы и покровы кислых эффузивов. Видимая мощность

380—400 м

Комплекс фораминифер фиолетовой свиты, по мнению М. А. Калмыковой, характерен для первой половины пермского периода. М. А. Калмыковой были определены: *Schwagerina magna sphaerae Colani*, *Sch. ex gr. princeps Ehrh.*, *Pseudofusulina ex gr. japonica Gümb.*, *Ps. globosa Schellw. et Dhug.* и др.

Общая видимая мощность свит 580—680 м. Все три свиты относятся к нижней перми.

Сравнивая разрез Аtdжайляу с другими разрезами северной зоны, нетрудно убедиться, что в толще верхнего палеозоя Аtdжайляу отсутствуют вся верхняя пермь, верхние горизонты нижней перми и нижняя часть толщи, относящаяся к карбону. Это заключение полностью подтверждается палеонтологическими данными. Неполнота разреза Аtdжайляу обусловлена тектоническими причинами (наличием глубоких региональных разрывов) и отчасти размывом осадочных толщ в конце пермского периода.

Сравнение пермских разрезов Северного Памира и Дарваза показывает, что отдельные горизонты их довольно легко сопоставляются, хотя имеют место большие различия в мощности и некоторые различия в литологическом составе, а комплекс фауны не всюду изучен с необходимой полнотой.

Литологическое сходство сопоставляемых горизонтов значительно, для них обнаруживается общая для всей зоны закономерность изменения осадков в вертикальном направлении. Эта закономерность выражается в последовательном переходе от морских органогенных осадков к терригенным прибрежным осадкам и затем к континентальным. Первую стадию процесса осадконакопления отражают сафетдаронские известняки Дарваза, чакмакташские известняки бассейна Муксу и швагериновые известняки Аtdжайляу. Вторая стадия выражена нижней серой туфо-сланцевой толщей Дарваза, сассыктекинской песчано-сланцевой толщей Муксу и серо-зеленой свитой Аtdжайляу. Континентальную стадию представляют породы фиолетовой свиты, причем в районе Аtdжайляу последняя содержит морские прослои.

Каракуль-Хингоуская зона

Пермские отложения этой зоны образуют прерывистую полосу, протягивающуюся от оз. Кара-Куль к низовьям ледника Федченко и далее на юго-запад в верховья р. Хингоу. М. И. Шабалкин, изучавший эти отложения в 1934—1939 гг., указывает, что разрез верхнего палеозоя отличается здесь большим однообразием и постоянством. Прослеженные им на расстоянии 180 км от р. Маркансу до ледника Гармо нижние свиты разреза сохраняют на всем протяжении один и тот же характер.

Наиболее изученным разрезом верхнего палеозоя рассматриваемой зоны является разрез, исследованный М. И. Шабалкиным на левобережье и в верховьях р. Муксу.

На сауксайскую среднепалеозойскую свиту метаморфических сланцев, по данным М. И. Шабалкина, здесь согласно налегает белеулинская известняковая свита C_1 — C_2 с гониатитами *Cravenoceras*, *Gastrioceras* и *Proshumardites*. Эту свиту М. И. Шабалкин сопоставляет с сагранскими известняками северного пояса.

1. Белеулинская сланцевая свита S_2 — P_1 . На известняках белеулинской свиты согласно залегает мощная свита черных филлитов, известковистых и песчанистых сланцев с прослоями туфов. Наибольшего распространения она достигает в хребте Сельдытау, слагающая его центральную часть. Фауны здесь не найдено, и возраст свиты определяется по ее стратиграфическому положению между белеулинской известняковой свитой и фиолетовой свитой, а также по аналогии с разрезами Дарваза. В северном поясе этой свите соответствует комплекс двух свит: чакмакташских известняков и сассыктекинской свиты. Мощность свыше 2500 м.

2. Фиолетово-зеленая свита P_1 налегает на белеулинскую сланцевую свиту, однако характер контакта между ними не исследован. Свита состоит из фиолетовых, зеленых и серых полимиктовых песчаников, филлитов, известковистых сланцев, конгломератов и туфов. Фауны нет. М. И. Шабалкин считал эту свиту идентичной фиолетовой свите северного пояса Аtdжайляу и Дарваза. Мощность свыше 2000 м.

3. Сланцево-известняковая свита P_1 Южной Индии. Свита сложена черными плитчатыми известняками, неравномерно чередующимися с черными аспидными сланцами. В верхней части свиты сланцы приобретают фиолетовую или зеленую окраску и содержат прослойки песчаников и известковистых конгломератов. В средней части преобладают черные сланцы, а в нижней — известняки. В известняках содержится фауна кораллов (*Iatsengia* sp.) брахиопод (*Linoproductus* sp., *Composita* sp., *Neophricadothyris* sp.) и беллерофонтид (*Bellerophon* sp., *Parallelodon* sp.). В сланцах встречены остатки аммоней. Мощность 560 м.

М. И. Шабалкин указывает, что нижняя часть свиты вполне идентична известнякам Кашкасу; он находит также, что свита в целом сходна с верхней частью нижней перми Юго-Восточного Памира. В Дарвазе этой свите по возрасту соответствует гипсоносная свита.

4. Балаяндкийская известняково-сланцевая свита P_2 . Эта свита согласно залегает на предыдущей и является самым верхним членом верхнепалеозойского разреза южного пояса. Она состоит из черных плитчатых и сланцеватых известняков, чередующихся с горизонтами светло-серых массивных известняков и черных известковистых сланцев. В известняках содержатся верхнепермские фузулиниды (*Sumatrina*, *Verbeekina* и др.), водоросли (*Mizzia velibitana* Schub. и др.), мшанки, криноидеи, гастроподы и кораллы (*Waagenophyllum*). Мощность свыше 1200 м.

Общая мощность пермских отложений превышает 6,25 км, на долю нижней перми приходится более 5 км. Мощность пермских отложений в рассматриваемой зоне значительно превышает мощность перми Дарваза и более чем в два раза превосходит мощность перми Заалайского хребта.

Весьма характерной особенностью второй зоны является отсутствие несогласий внутри толщи перми и всего верхнего палеозоя, в то время как в северной зоне, особенно в Дарвазе, несогласные налегания встречаются неоднократно.

Зона Юго-Восточного Памира

Наиболее характерным и общим для перми Юго-Восточного Памира является большое развитие, особенно в средней части разреза, обломочно-детритусовых известняков и всевозможных кремнистых пород.

Для описываемого района в толще пермских пород выделяются следующие свиты:

1. Известняково-сланцевая свита P_1^{2a} . Эта свита связана постепенным переходом с нижележащей песчано-сланцевой толщей S_3 . Разрез снизу начинается чередованием темно-серых глинистых и известковых сланцев с редкими прослойками криноидных и мшанковых известняков. Внизу известняков меньше, чем сланцев, вверху они преобладают и среди них появляются кремневые линзы и прослойки. В северо-восточной части хр. Базардара в нижней половине свиты большое развитие имеют зеленоватые известковистые туфы, образованные обломками разложенных и ожелезненных основных порфиритов.

Среди окаменелостей преобладают аммоени и фораминиферы. Аммоени встречаются в самом основании толщи и несколько выше, в пределах нижней ее трети. О. Г. Туманская определила из нижнего горизонта: *Parapronorites timorensis* Haniel, *Popanoceras busterensis* Toum., *P. hanieli* Smith, *Stacheoceras (Marathonites) sp.*, *Thalassoceras asiaticum* Toum., *Medlicottia busterensis* Toum., *Propinacoceras baranovi* Toum., *Agathiceras sp.*, *Adrianites busterensis* Toum., *Perrinites subcumminsi* Haniel и др. Возраст — середина нижней перми.

Из верхнего горизонта с аммоениями О. Г. Туманской определены: *Popanoceras pamiricum* Toum., *P. kubergandensis* Toum., *P. pugmeum* Toum., *Stacheoceras discoidale* Toum., *Medlicottia trautscholdi* Gemm. var. *pamirica* Toum., *Artinskia mediterranea* Toum., *Sicanites mojsisovicsi* Gemm., *Sundaites dutkevitchi* Toum., *Propinacoceras karpinskyi* Toum., *P. naliokini* Toum., *P. kubergandensis* Toum., *P. longus* Toum., *Paraceltites edelsteini* Toum., *Agathiceras asiaticum* Toum., *Adrianites elegans* ? Gemm., и др. Возраст — верхи нижней перми.

Из фораминифер Г. А. Дуткевич указывает следующие руководящие формы: *Fusulinella simplex* Lange., *F. phairayensis* Golani, *Pseudofusulina krafftii* Schellw. et Dyhr., *Cancellina primigeiha* Hayden и др.

Мощность свиты колеблется от 240 м в хр. Базардара до 20—25 м на правобережье р. Аксу.

2. Кремнисто-известняковая свита P_1^{2b} . Эта свита выражена нечетливо. Она сливается с нижележащей свитой. В ее составе принимают участие серые детритусовые известняки, плотные кремнистые известняки и кремнистые сланцы. Аммоени здесь исчезают, количество фораминифер уменьшается. Характерны *Neoschwagerina craticulifera* Schwager. Мощность 35—40 м, в восточном направлении уменьшается.

3. Нижняя фиолетово-зеленая кремнистая свита P_1^2 . Представлена часто чередующимися фиолетовыми или зелеными кремнистыми сланцами, голубовато-серыми или желтоватыми тонкоплитчатыми кремнистыми известняками и фтанитами. Мощность от 5 до 35—40 м.

4. Свита конгломератовых известняков P_2^{1a} . Наиболее характерной породой свиты являются обломочные известняки, нередко переходящие в известняковый конгломерат. Встречаются детритусовые мелкообломочные известняки, кремнистые известняки и сланцы. Местами конгломератовые известняки горизонтом тонкоплитчатых кремнистых сланцев и детритусовых известняков разделены на две части. Мощность от 12 до 95 м. Для этой свиты характерны: *Sumatrina annae*

Voltz, *Neoschwagerina* cf. *katoi* Ozawa, *N. colaniae* Ozawa, *Verbeekina verbeeki* Gein., *Pseudofusulina bactriana* Dut. Возраст — низы верхней перми.

5. Верхняя фиолетово-зеленая кремнистая свита P_2^{1b} . Сложена фиолетовыми и зелеными кремнистыми сланцами, чередующимися с желтовато-серыми кремнистыми известняками, фтанитами и тонкоплитчатыми серыми известняками. Встречаются пропластки (до 1 м) красновато-бурого известнякового конгломерата и брекчиевидного известняка. Наблюдаются сланцеватые мергели и фиолетовые мягкие глинистые сланцы.

Фауна представлена теми же формами фораминифер, что и в предыдущей свите. Исчезают лишь наиболее специализированные фузулиниды, что, вероятно, связано с резким изменением фациальных условий. Мощность 40 м.

6. Туфогенная порфирито-песчано-сланцевая свита P_2^2 . Туфогенные породы появляются в низах песчано-сланцевой свиты в качестве фации. В основании туфогенной толщи залегает небольшая пачка (2—5 м) зеленых сланцев и полимиктовых песчаников. Выше количество сланцев сокращается, песчаников становится больше и в них появляется пирокластический материал. Наряду с туфогенными песчаниками появляются зеленоватые туфобрекчии, туфоконгломераты, темно-зеленые эффузивные порфириды и спилиты. Состав пирокластического материала однообразен. Это по преимуществу основные эффузивные породы порфиритового состава с пилотакситовой, витрофировой или долеритовой структурой. В верхах свиты количество сланцев увеличивается, содержание туфогенного материала в песчаниках уменьшается.

Там, где туфы отсутствуют, в толще сланцев содержатся тонкие прослойки глинистого известняка.

Сланцы — мягкие, листоватые зеленой или красноватой окраски. Они часто чередуются с тонкослоистыми известковистыми песчаниками.

Микрофауна найдена только в низах свиты, поэтому возможно, что ее более высокие горизонты относятся к нижнему триасу. Мощность туфогенной части свиты 115—170 м, общая мощность 300 м. Общая мощность пермских отложений 500—750 м.

Приведенный стратиграфический разрез в основном составлен по материалам для районов хр. Базардара, бассейна р. Бузтере и, отчасти, Мургабского, т. е. для довольно ограниченной площади. На сравнительно небольшом удалении разрез пермских отложений испытывает весьма заметные изменения.

К югу от Сарезского озера большую площадь слагают породы пермо-триасовой толщи, разрез которой резко отличается от приведенной выше стратиграфической схемы Г. А. Дуткевича. Разрез пермских отложений здесь делится на три части. Нижнепермские отложения представлены, по-видимому, только своей верхней частью — свитой черных глинистых сланцев и песчаников мощностью 155 м. Среднюю часть разреза, относящуюся уже к верхней перми, составляют фиолетовые и зеленые кремнистые яшмовидные породы и черные глинистые сланцы с тремя прослоями серых детритусовых известняков с верхнепермской микрофауной (*Neoschwagerina* ex gr. *N. colaniae* Ozawa, *Verbeekina* sp., *Cancellina* sp. и др.). Суммарная мощность известняковых прослоев менее 2 м. Мощность свиты 83 м. Разрез заканчивается свитой черных глинистых сланцев и песчаников мощностью 300 м. Общая мощность пермских отложений в данном разрезе достигает 600—700 м.

Специфической особенностью описанного разреза является преимущественно кремнистый состав его средней части, тогда как в большинстве других разрезов Восточного Памира эта часть обычно известняковая. Здесь известняков очень мало, суммарная мощность всех их прослоев равна 1,9 м. Здесь отсутствует даже такой устойчивый горизонт, как верхнепермский известняковый конгломерат.

В 50—60 км к западу, в низовьях р. Бартанг, также развиты пермо-триасовые отложения, но здесь этот комплекс имеет принципиально иной характер, нежели в предыдущем районе. На Бартанге к пермо-триасу А. В. Григорьев относит мощную толщу вулканогенных пород: темно-зеленых альбитизированных порфиритов, порфиров, туфов, туфобрекчий с пачками конгломератов и песчаников. Мощность толщи достигает 3500 м. Возраст ее А. В. Григорьевым определяется по налеганию на нее сланцевой толщи, в верхах которой найдена флора кейпер—рэта. Нижнюю часть сланцевой толщи А. В. Григорьев относит условно к нижнему триасу. Верхи вулканогенной толщи, возможно, также относятся к триасу, а в основном она, вероятно, является верхнепермской.

Из хр. Базардара и бассейна р. Бузтере пермские толщи протягиваются на восток, в бассейн р. Карасу. Этот район, расположенный к югу от долины р. Мургаб и сел. Мургаб, нередко называют Мургабским. Толщи пермских пород Мургабского района П. Д. Виноградов и Н. Н. Бобкова в 1935 г. подразделили на четыре комплекса:

Нижняя пермь

- 1. Сланцевая свита 600 м
- 2. Известняково-кремнистая свита 157 „

Верхняя пермь

- 3. Известняково-конгломератовая свита 64—250 „
 - 4. Туфоогенно-сланцевая свита 800 „
- Общая мощность более 1800 м.

1. Сланцевая свита Р₁. Сложена черными глинистыми сланцами с прослоями песчаников. В низах свиты встречаются прослойки детритусовых известковистых песчаников и криноидных известняков с фауной мшанок, гастропод, брахиопод и кораллов (*Productus cancriniformis* Tschern., *Spirifer* sp., *Dielasma* sp., *Aviculopecten* sp., *Bellerophonitidae* и др.) 600 м

2. Известняково-кремнистая свита Р₁. Снизу вверх в свите выделяются следующие горизонты:

- а) пачка часто чередующихся известняковых конгломератов, детритусовых известняков, известковисто-туфовых песчаников и сланцеватых кальцитизированных туфов 15 „
- б) пачка тонкоплитчатых желтовато-серых неравномерно окремненных известняков с частыми прослоями кремнистых пород 38 „
- в) известняковый конгломерат 14 „
- г) серые слоистые известняки с кремневыми линзами и прослойками 90 „

Местами горизонты «б» и «в» замещаются по простиранию массивными обломочными известняками, а горизонт «г» — фиолетовыми мергелями и сланцами с прослоями детритусовых и окремненных известняков. В верхней части свиты содержится микрофауна: *Verbeekina* ex gr. *verbeeki* Gein., *Pseudofusulina bactriana* var. *Dutk.*, *Sumatrina* sp., *Cancellina* ex gr. *primigena* Н. и др., т. е. ассоциация близкая к той, которую Г. А. Дуткевич считал характерной для низов верхней перми. Поэтому возможно, что верхние горизонты этой свиты будут относиться уже к верхней перми. Общая мощность свиты 157 м.

3. Известняково-конгломератовая свита Р₂. В свите выделяются следующие горизонты:

- а) массивные известняковые конгломераты с богатой микрофауной (*Sumatrina* ex gr. *annae* Voltz, *Fusulina* ex gr. *priska* Deprat, *Fusulinella* ex gr. *phayraiensis* Col., *Neoschwagerina* sp. и др.) 30 „

б) тонкослоистые известняки с кремнистыми прослоями и включениями. Прослой массивных и детритусовых известняков 18 м

в) фиолетовые мергели и конгломераты, чередующиеся с прослоями обломочных известняков 36 „

На левобережье р. Мургаб мощность известняково-конгломератовой свиты возрастает до 250 м. Наряду с указанными выше породами появляются мощные пласты голубовато-серых кремнистых пород, оливково-зеленых, красных и желтых глинистых сланцев.

4. Туфо-генно-сланцевая свита P_2 . В основании свиты местами развиты зеленоватые туфы, туфоконгломераты, туфогенные песчаники, сланцы и прослой детритусовых известняков с фузулинидами. Туфогенные породы согласно покрываются, а также замещаются по простиранию известково-глинистыми и глинистыми сланцами с прослоями песчаников, кремнистых пород и, изредка, известняков. Мощность туфогенной части свиты колеблется от 0 до 118 м.

Общая мощность свиты достигает 800 м.

На рис. 20 изобразен один из лучших разрезов по р. Карасу, на основе которого выяснялась стратиграфия пермских и триасовых отложений Юго-Восточного Памира. Цифры и буквы на рисунке соответствуют свитам и горизонтам в приведенном выше описании разреза.

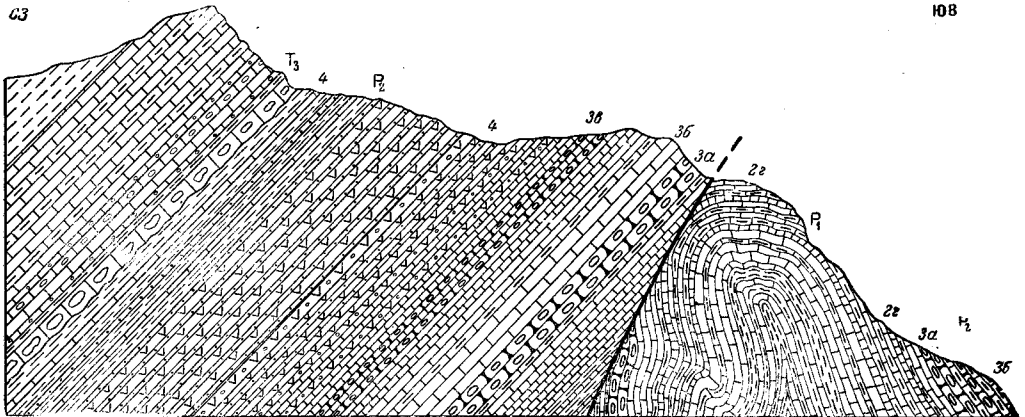


Рис. 20. Пермские отложения в правобережье р. Карасу. Разрез составили П. Д. Виноградов и Н. Н. Бобкова. Цифры и буквы на чертеже соответствуют свитам и горизонтам в описании разреза

В верхней части бассейна р. Карасу в области сплошного развития юрских известняковых толщ П. Д. Виноградовым и Н. Н. Ошурковым в 1936 г. был обнаружен сравнительно небольшой участок пермских отложений, содержащих пласты угля. Здесь, по Куртекесаю, наблюдается следующий разрез:

1. Наиболее нижним горизонтом пермской толщи является пачка тонкослоистых фиолетово-красных глинистых известняков. Видимая мощность 15 м

2. Выше залегают тонкослоистые серые известняки с кремнистыми прослойками и линзами 20 „

3. Серые грубослоистые известняки с кремнистыми пропластками и линзами и прослоем известнякового конгломерата с микрофауной (*Ammodiscus* sp., *Palaeotextulariidae* и др.) 40 „

4. Грубослоистые светло-серые детритусовые известняки с микрофауной *Nodosaria* sp., *Lunucammina* sp., *Pachyphloia* sp., *Climacamina* sp., *Cribrogenerina* sp., *Ammodiscus* sp., *Glomospira* aff. *milioloides* I. P. et K., *Tetrataxis* ex gr. *minima* Lee et Chen, *Cancellina parva* (Colani), *Orobias* ex gr. *angulata* Colani, *Staffella* ex gr. *sphaerica*

Abich, *Neoschwagerina* sp., Algae, Bryosoa, Spongia. По сообщению Г. А. Дуткевича эта фауна имеет верхнепермский облик. Такие ассоциации на Памире встречаются в нижней или средней части верхней перми. Видимая мощность

120—130 м
10 „

5. Тонколитчатые желтовато-серые песчаники и кремнистые породы с пластиами угля. Промышленный интерес пока представляет один пласт угля мощностью 1,8—2,3 м. Этот пласт сложный, с тонкими прослойками углистых сланцев и 20-сантиметровым прослоем плотных темных известняков с гастроподами. Мощность чистого угля 1,3—1,6 м и более.

Литологический состав свиты, ее окаменелости и характер угля почти не изучены. Фауна гастропод из известняков угленосной свиты, согласно В. Ф. Пчелинцеву, по внешнему облику напоминает пермo-триасовые формы. А. Любер, на основании изучения спорового состава угля, делает предположение о его верхнепермском или нижнетриасовом возрасте. Мощность свиты

10—15 „

7. Надугленосная свита. Нижняя часть свиты сложена грубослоистыми светло-серыми мергелями. Вверх по разрезу в них, в основной тонкоиловатой массе, начинают появляться обломки известняков. Выше идут черные отчетливо слоистые известняки с обломочным строением и большим количеством органогенного детритуса, в основном представленного водорослями

30 м

Весь комплекс пермских пород, включая угленосную и надугленосную свиты, несогласно перекрыт верхнеюрской толщей. Возраст угленосной и надугленосной свит с точностью не установлен. По положению в разрезе они могут быть и верхнепермскими, и нижнетриасовыми. Первое, однако, более вероятно.

В среднем течении р. Аксу, на обоих ее берегах, весьма широкое развитие приобретает сланцевая толща нижней перми. Широкая полоса этих отложений начинается в Мургабском районе, уходя затем на юго-восток, через долину р. Аксу, на территорию Китая.

На левобережье р. Аксу С. И. Клунников, А. П. Недзвецкий и П. Д. Виноградов (1936а) наблюдали следующий разрез:

1. Черные глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников, а в верхней части — с прослоями известняков. Мощность более

1 км

2. Слоистые серые детритусовые известняки с нижнепермскими фузулинидами

150 м

3. Туфоконгломераты с фауной кораллов, криноидей и брахиопод плохой сохранности

20—110 „

4. Грубослоистый известняковый конгломерат с верхнепермской микрофауной

40—90 „

5. Верхнетриасовые сланцы и песчаники, налегающие на пермские отложения без видимого несогласия.

Верхнепермские отложения в этом разрезе имеют незначительную мощность и представлены только одним горизонтом известняковых конгломератов. Фиолетовая, туфогенная и сланцевая толщи, слагающие верхнюю часть пермского разреза в Мургабском районе, отсутствуют, но зато здесь появляется новый туфогенный горизонт в верхах нижней перми. Местами в основании известняковой части пермского разреза наблюдаются частые прослои кремнистых пород.

Вдоль южной окраины Восточного Памира, от оз. Зоркуль до пер. Беик на востоке, в широтном направлении протягивается полоса пермских отложений. В ее составе преобладают сланцы. Карбонатные и кремнистые породы слагают верхи разреза и встречаются главным образом в северной части полосы.

Эта мощная толща сланцев Южного Памира, содержащая горизонты кварцитов, редкие прослои известняков и большое количество извержен-

ных пород, была названа Гайдном в 1914 г. ваханской. Он наблюдал ее в долине р. Вахан, в верховьях р. Карачукур и в верховьях р. Аксу на Юго-Восточном Памире.

Толща ваханских сланцев, обозначаемая на некоторых геологических картах индексом Р + Т, содержит лишь верхнепалеозойские отложения: нижнепермские и, может быть, верхнекаменноугольные сланцы. Ваханские сланцы были исследованы П. Д. Виноградовым в Кызылрабатском районе в верховьях р. Аксу. Они здесь довольно отчетливо подразделяются на три свиты: нижнюю сланцевую, кварцитовую и известняково-сланцевую.

Ниже дается описание разреза в верховьях Аксу.

1. Нижняя сланцевая свита ваханской толщи, сложена черными флиш-товыми сланцами, изредка содержащими прослой коричнево-серых кварцитовидных песчаников. Сланцы — плотные, толстоплитчатые, покрытые блестящей черной, как бы лакированной коркой пустынного загара. Обнажаются они в виде небольших, но крутых уступов с прямолинейными и угловатыми очертаниями, обусловленными сильным развитием кливажа. Свита отличается обильным содержанием изверженных пород. Мощность, вероятно, более 1 км.
2. Свита грубослоистых серых кварцитов 300 м
3. Свита тонкоплитчатых черных глинистых сланцев, равномерно (через 2 м) чередующихся с прослоями плотных серых песчаников и темных детритусовых известняков. Последние переполнены члениками стеблей криноидей, фузулинидами и другими органическими остатками. В сланцах содержатся пермские гониатиты *Medlicottia* sp., *Agathiceras* sp. (определение Е. В. Воиновой). Свита заканчивается вверху маломощным прослоем мелкогалечного конгломерата 200 „
- Выше идет известняковая толща перми, залегающая на ваханских сланцах согласно. В ней выделяются следующие свиты:
4. Толстослоистые темно-серые известняки 42 „
5. Тонкослоистые черные окремненные известняки 21 „
6. Тонкоплитчатые синева-то-серые кремнистые известняки и желтые кремнистые сланцы 77 „
- Еще выше следуют верхнепермские отложения:
7. Массивный серый известняковый конгломерат с микрофауной: *Pseudofusulina* sp., *Nodosaria* sp., *Orobias* sp., *Staffella* sp., *Fusulina* sp. и др. 50 м
8. Черные и серые, частью окремненные тонкослоистые известняки 54 „
9. Известняковый конгломерат с микрофауной 20 „
10. Плотные серые кремнистые породы 6 „

Мощность известняковой части толщи 270 м. Ею заканчивается разрез пермских отложений. Более высоких горизонтов пермской системы, соответствующих туфогенной и сланцевой свитам Мургабского района или угленосной свите Куртекесая, здесь нет. Приведенный разрез характеризует крайнюю восточную часть полосы пермских отложений Южного Памира. Западнее разрез несколько изменяется. В сланцевой толще исчезает свита кварцитов; ее место занимает пестрый литологический комплекс сланцев, конгломератов, кремнистых пород и кварцитов. В карбонатной части толщи известняковые конгломераты становятся преобладающими и достигают большой мощности. Так же как и в восточной части полосы, пермский разрез заканчивается здесь комплексом карбонатных пород, которые в более северных районах располагаются в средней части пермского разреза.

На левобережье р. Истык, между долинами Уртабуз и Кукджигит (рис. 21), карбонатная часть толщи от нижележащих сланцев отделена разрывом, тем не менее, оказалось возможным, используя материалы по другим обнажениям, восстановить здесь нормальную последовательность горизонтов. Ниже приводится описание разреза.

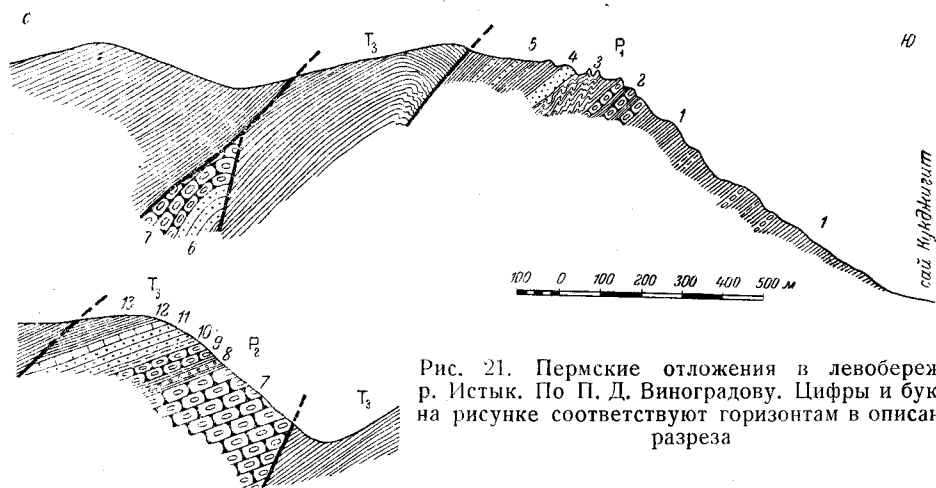


Рис. 21. Пермские отложения в левобережье р. Истык. По П. Д. Виноградову. Цифры и буквы на рисунке соответствуют горизонтам в описании разреза

1. Свита зеленоватых и черных глинистых сланцев, содержащих прослой кремнистых сланцев, кварцитов и конгломератов. Видимая мощность 700 м. В осыпях П. П. Чуенко в 1927 г. нашел верхнепалеозойского *Agathiceras* sp.
 2. Сланцево-конгломератовая свита, представленная тремя пачками известняковых конгломератов (по 12 м), разделенными двумя сланцевыми пачками (по 7 м). Конгломераты двух нижних пачек отличаются яркой окраской от лилового и зеленого цветов до розового с белой и розовой известняковой галькой. Верхняя пачка представляет собой типичный серовато-желтый пермский конгломерат с черной известняковой галькой и фауной фузулинид 50 м
 3. Чрезвычайно сильно измятые серовато-зеленые кремнистые сланцы 60 „
 4. Массивные светло-серые кварциты 30 „
 5. Темные и серовато-зеленые глинистые сланцы с прослоями песчаников и кремнистых сланцев 160 „
- Вышележащие горизонты перми были обнаружены А. П. Недзвецким несколько севернее, в составе тектонической чешуи верхнепермских пород, зажатой между сланцами триаса.
6. Темно-серые слоистые кварциты 25 „
 7. Свита известняковых конгломератов с верхнепермской микрофауной: *Cribrogenerina* sp., *Pyramis* sp., *Fusulinella* sp., *Pseudofusulina urtabusensis* sp. n. Dut., *P.* sp., *Verbeekina jakobi* sp. n. Dut., *Neoschwagerina* ex gr. *colaniae* Ozawa, *N.* sp., *Sumatrina annae* Voltz., *Pachyphloia multiseptata*. Lange 185 м
 8. Красные и зеленые сланцы с прослоями конгломератов 35 „
 9. Известняковый конгломерат 40 „
 10. Серовато-желтые кремнистые сланцы 15 „
 11. Черные слоистые кварциты 50 „
 12. Темно-серые слоистые плотные известняки верхнего триаса 12 „
 13. Глинистые сланцы T₃ с *Halobia*.

В данном разрезе мощность пермских отложений достигает 1350 м. Здесь описаны только верхние горизонты толщи ваханских сланцев. Основная же часть толщи, развитая в труднодоступной местности к югу от истоков р. Памир, до сих пор почти не исследована.

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Мощная толща верхней части палеозойского разреза в пределах Таджикистана расчленена не везде. Имеется еще довольно много мест, где в силу ряда причин нет возможности не только выделить отделы, но даже провести границу между каменноугольной и пермской системами.

Отложения нерасчлененного верхнего палеозоя имеются в Центральном Таджикистане и значительно распространены на Памире и в Дарвазе. В пределах Центрального Таджикистана эти отложения обычно слагают мульды синклинальных структур и выходят на поверхность в виде небольших пятен или полос. Наиболее значительные выходы их наблюдаются в Туркестанском хребте и в западной части Зеравшано-Гиссарской горной области. В составе верхнего нерасчлененного палеозоя северной и средней частей Центрального Таджикистана преобладают песчаники, конгломераты и сланцы, в подчиненном количестве встречаются известняки, вулканогенные образования редки. Остатки ископаемых указывают на присутствие в разрезе преимущественно отложений верхнего карбона; верхние горизонты, судя по стратиграфическим взаимоотношениям и литологическим особенностям, по-видимому, относятся к нижней перми.

Большой интерес представляет находка в Мадыгенском районе Киргизии на границе с Таджикистаном, близ Шураба, флоры верхней перми в отложениях, подчиненных угленосному мезозойскому комплексу, литологически сходных с выходящими здесь нижнетриасовыми и юрскими отложениями. Залегание указанных отложений с верхнепермской флорой с резким угловым несогласием на различных горизонтах палеозоя и своеобразии литологического состава позволяют исключить их из комплекса отложений, объединяемых в нерасчлененный верхний палеозой.

На Памире и в Дарвазе нерасчлененный верхний палеозой слагает значительные площади, особенно на Северном и Центральном Памире. Сюда относятся разнообразные по литологическому составу мощные (порядка нескольких километров) толщи, в которых выделяется ряд свит. Находки ископаемых позволили изменить существовавшую ранее точку зрения о древнем возрасте этих толщ. В их составе установлены отложения каменноугольной и пермской систем. Однако данных для разделения этих толщ на системы, а тем более на отделы, недостаточно. Требуется более детальные специальные исследования, необходимые также для решения и уточнения многих вопросов палеогеографии, вулканизма и металлогении Таджикистана.

ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИЕ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Литологический состав нерасчлененных верхнепалеозойских отложений Центрального Таджикистана весьма разнообразен: это сланцы, песчаники, конгломераты, встречаются известняки, мергели. Окраска темно-серая, зеленоватая, часто черная, иногда песчаники и конгломераты имеют красно-бурую окраску. Эти осадки залегают на толщах различного возраста, от силура до нижнего карбона включительно, перекрываются они мезозойскими отложениями; последние всегда лежат на размытой поверхности дислоцированных образований верхнего палеозоя.

В Туркестанском хребте верхнепалеозойские толщи известны как на северном, так и на южном его склонах. Здесь А. П. Марковским (1936, 1937) в верхнем палеозое выделено три свиты: конгломератовая, известняково-сланцевая и кумбельская красно-бурых песчаников и конгломератов. К первой относятся зеленые конгломераты с галькой розоватых мраморов; в подчиненном количестве имеются песчаники. Вторая свита представлена темными глинистыми сланцами с темными известняками; среди сланцев встречаются линзы слоистых светлых мраморов с облом-

ками фораминифер верхнекаменноугольного облика. Залегает эта свита на зеленых давленных конгломератах первой свиты. В третьей свите — толще красно-бурых песчаников и конгломератов — в гальке известняков найдена многочисленная фауна среднего карбона.

А. П. Марковский (1937) отмечает, что «возраст части и, вероятно, наибольшей части этих толщ верхнекарбоновый, но не исключается, однако, возможность и того, что верхние горизонты относятся к перми». Видимая мощность всей толщи около 1500 м; залегает она на различных горизонтах более древних отложений, возможно, с небольшим угловым несогласием.

В пределах Зеравшанского хребта В. Р. Мартышевым указывается верхнепалеозойская терригенная толща, которая разделяется им на две свиты — нижнюю и верхнюю. Нижняя свита состоит из конгломератов, песчаников и сланцев, среди которых встречаются пласты и линзы слоистых и светлых массивных известняков. В нижней части разреза данной свиты преобладают конгломераты и песчаники, содержащие горизонты известняков. Выше по разрезу количество конгломератов и известняков уменьшается. Верхняя свита представлена исключительно темно-бурыми, почти черными песчаниками и песчано-глинистыми и глинистыми сланцами. В средней ее части изредка встречаются пласты порфиров и кварцевых порфиров. Мощность терригенной толщи, вероятно, более 1500 м, причем около одной трети этой мощности приходится на нижнюю свиту.

На северном склоне Зеравшанского хребта в известняках или известковистых песчаниках, относящихся к описываемой толще, в ряде точек была обнаружена микрофауна верхнего девона и нижнего карбона, находящаяся во вторичном залегании. Кроме того, в одном случае в первичном залегании были найдены гониатиты, определяющие возраст вмещающих их осадков как низы намюрского яруса. В другом случае в глинистых известняках и в известковистых песчаниках были обнаружены остатки фораминифер среднего карбона.

В рассматриваемой толще фауна разных отделов карбона была найдена В. Р. Мартышевым в следующих пунктах северного склона Зеравшанского хребта:

1. На правом склоне правой составляющей р. Вашан, в 1 км выше одноименного селения, среди темных песчаников и сланцев выходит пласт серых плотных известняков с гониатитами. Согласно Л. С. Либровичу, остатки гониатитов отличаются плохой сохранностью (обломки раковин и ядра, обычно деформированные), поэтому точное видовое их определение невозможно. Некоторые из них напоминают: *Cravenoceras cowlingsensis* Bisat., *C. cf. alaicum* Librovitch., *C. cf. arcticum* Librovitch (in msc), *Anthracoceras*? sp., *Dimorphoceras* ex gr. *looneji* (Phillips), *D. cf. plicatilis* Moore, характерные для низов намюрского яруса.

2. На правом склоне долины р. Вашан у водораздела с бассейном р. Мадм, на широте сел. Вашан, обнажаются серые конгломератовидные известняки, выше которых залегает толща темных конгломератов, песчаников и сланцев. В указанных известняках обнаружены остатки фораминифер, определенные К. В. Миклухо-Маклай: *Archaesphaera magna* Sul., *A. minima* Sul., *Paraturamina dagmarae* Sul., *P. cuspmanni* Sul. var. *minima* Antr., *P. oldae* Sul., *Corbis* aff. *depressus* Antr., *Vicinisphaera squinalida* Antr., *Evolutina* aff. *elementa* Antr., и др. Перечисленная фауна встречается в верхнем девоне и турне.

3. На левом склоне долины р. Зеравшан, против (южнее) сел. Урмитан и южнее выходов известняков визе обнажаются глинистые темно-серые слоистые известняки мощностью 5 м. Они залегают среди темно-серых песчаников и сланцев.

В известняках обнаружены остатки фораминифер: *Profusulinella* sp., *Glomospira* sp., *Eostaffella* sp., *Parastaffella* sp., *Endothyra* sp., *Tubertina* sp., *Archaesphaera* sp., микроводоросли *Girvanella* sp., *Beresella* sp., крышечки мшанок, остракоды, криноиды и радиолярии. Указанная фауна характерна для нижней части среднего карбона.

4. На указанном выше участке, но севернее выходов известняков визе, среди темно-серых песчаников и сланцев имеются серые жилковатые песчанистые известняки. Они содержат обломки морских лилий, крышечки мшанок, обломки брахиопод и остатки микроводоросли *Parahaeletes* sp., которые характеризуют переходные слои от верхнего девона к нижнему карбону. Все перечисленные органические остатки в этом горизонте также находятся во вторичном залегании.

5. На правом берегу р. Зеравшан, в 3 км к востоку от сел. Урмитан, у автомобильной дороги, обнажаются серые слоистые известняки с прослоями темных известковистых сланцев; видимая мощность этого горизонта в данной точке около 100 м. Известняки перекрываются толщей темно-серых песчаников и сланцев. В одном из пластов известняка найдены следующие формы: *Evolutina Elementa* Antr., *Eostaffella* sp., *Paraturamma* sp., *Arshaesphaera* ? sp., *Glomospira* ? sp. и крышечки мшанок. Все органические остатки несут явные следы переотложения.

6. На правом склоне долины р. Мадм, в 1,5 км выше одноименного селения, в темных песчаниках обнаружены обломки раковин фораминифер: *Eostaffella* cf. *mosquensis* Viss, *Endothyra* sp., возможно, они находятся во вторичном залегании.

7. В сухом сае Новибед, впадающем в р. Зеравшан с юга, против г. Захматабад, в 2 км выше его устья, в серых слоистых известняках найдены *Endothyra* sp., *Parastaffella* sp., *Eostaffella* sp. Указанный комплекс фауны встречается не ниже визе. Неясно, в первичном или вторичном залегании находится эта фауна.

На основании перечисленных фактов В. Р. Мартышев считает, что на северном склоне Зеравшанского хребта широко распространены терригенные отложения намюра и верхнего палеозоя (точнее среднего и верхнего карбона). Эти отложения интенсивно дислоцированы.

В западной части северного склона Гиссарского хребта, на водоразделе рр. Магиан и Камбарсай, имеется толща, состоящая из песчаников, конгломератов и сланцев; мощность ее 300—500 м. Окатанность галек в конгломератах средняя или слабая; по размеру они средние и крупные. В крупногалечных конгломератах наблюдаются совершенно не окатанные глыбы известняков и серо-зеленых песчаников; имеется значительное количество остроугольных обломков кремнистых сланцев. В известняковой гальке, преимущественно из крупногалечных конгломератов, была найдена фауна живетского яруса среднего девона.

Гранитоиды, встречающиеся в гальках, аналогичны гранитоидам, прорывающим в смежных районах образования среднего карбона. Зеленокаменные эффузивы галек весьма похожи на породы вулканогенной толщи среднего карбона, широко развитой на южном склоне Гиссарского хребта.

Перечисленные выше факты заставляют описываемую толщу условно считать верхнепалеозойской.

В верховьях бассейна р. Искандердарья, в ядрах узких синклинальных складок, обнажается темно-серая толща, в которой преобладают сланцы, имеются песчаники и конгломераты, реже встречаются известняки, обычно довольно сильно перекристаллизованные. В некоторых местах были зафиксированы эффузивы основного состава. По левому склону долины рр. Каракуль — Сарытаг эти осадки лежат на размытой поверхности известняков визе — намюра. Мощность толщи 400—500 м.

Несколько северо-западнее, в верховьях бассейна р. Арчамайдан, в аналогичных отложениях, В. Р. Мартышевым была найдена микрофауна: *Endothyra* sp., *Lagebidae*, *Ammodiscidae*, мелкие и редкие *Archaeodiscus* sp. из группы *Arohaediscus karreri* Brady s. l. и *Fusulinidae* (определения К. В. Миклухо-Маклай).

На основании перечисленного комплекса фауны, главным образом наличия архедисцид, возраст этой толщи может быть определен как визе — нижняя часть среднего карбона.

Западнее, в верховьях р. Шинк, в основании аналогичной толщи, по данным А. Е. Довжикова, имеется горизонт массивных монолитных известняковых конгломератов (мощностью до 30 м) с богатой фауной фораминифер, характерной для нижней части среднего карбона (каширский горизонт). Выше лежит мощная толща, состоящая из сланцев, песчаников и конгломератов.

Указанный комплекс осадков еще не расчленен; по возрасту они, вероятно, относятся к среднему и верхнему карбону.

Необходимо еще раз отметить, что в верховьях бассейна р. Искандердарья, в долинах рр. Кончоч и Арг, на небольших участках сохранились остатки толщи эффузивов кислого состава; эти породы по аналогии с подобными толщами, развитыми на южном склоне Гиссарского хребта, относятся условно к нижней перми. Надо полагать, что покров кислых эффузивов ранее в этом районе имел довольно значительное развитие, так как в конгломератах олигоцене, сохранившихся в долине р. Кончоч, встречается значительное количество галек указанных пород.

Верхнепалеозойские толщи, тождественные по составу описанным для предыдущих участков, по данным А. П. Марковского (1928, 1931, 1937), А. В. Григорьева (1936) и А. П. Недзвецкого (1936), встречаются и в более восточных районах Центрального Таджикистана: в верховьях р. Зеравшан, в долине р. Ягноб, в восточной части южного склона Гиссара (бассейн рр. Кафирниган, Сорбух) и в Каратегине. Они слагают небольшие вытянутые в широтном направлении участки часто представляющие собой остатки ядер синклинальных складок, зажатых среди силурийских и девонских толщ. Некоторое внешнее сходство в литологии отложений верхнего палеозоя с осадками отдельных горизонтов силура и девона иногда затрудняет выделение верхнепалеозойских толщ из разреза среднего палеозоя.

ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИЕ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ТАДЖИКИСТАНА

На Памире имеются три группы выходов верхнепалеозойских нерасчлененных отложений. Первая из них, северная, представляет собой широкую полосу, протягивающуюся от восточной границы Памира, через северную часть бассейна оз. Кара-Куль, на запад-юго-запад в верховья р. Муксу, и далее в бассейн рр. Бохуд и Гармо, составляющих р. Хингоу. Вторая группа выходов занимает меньшую площадь. Она располо-

жена в центральной части Памира, непосредственно севернее и западнее Сарезского озера, в районе слияния рр. Кудара и Бартанг. Третья группа представлена несколькими выходами верхнего палеозоя в Мургабском районе и в верховьях р. Аличур на Юго-Восточном Памире.

На Северном Памире к нерасчлененному верхнему палеозою относят мощную сланцевую толщу, развитую в области величайших ледников (Федченко, Гандо, Гармо и др.) и слагающую высочайшие в СССР горные вершины: пик Сталина (7495 м), пик Красной Армии (6386 м) и др.

Н. Н. Дингельштедт (1936), изучавший эту толщу в районе северной части оз. Кара-Куль и по левым притокам Саукся, различал в ней снизу вверх следующие свиты:

- 1) свиту темных, иногда черных филлитовых сланцев, переслаивающихся с туфогенными песчаниками (средний палеозой);
- 2) верхнюю толщу порфиринов или темных известковистых сланцев (средний карбон);
- 3) филлитовых сланцев (верхний карбон).

М. И. Шабалкин (1937) установил, что мощная толща черных филлитовых сланцев и туфов, широко распространенная в хр. Зулумарт, налегает согласно на свиту слоистых черных известняков, содержащих фауну гониатитов (*Cravenoceras*, *Gastrioceras* и *Proshumardites*). Возраст подстилающей известняковой свиты был определен М. И. Шабалкиным как ниже-среднекаменноугольный, а возраст сланцевой толщи как S_2 — P_1 . Верхняя граница сланцевой толщи определилась согласным залеганием на ней фиолетовой вулканогенно-конгломератовой толщи P_1 . Возраст последней определялся по аналогии с Заалайским хребтом, где (р. Аtdжайляу) фиолетовая свита фаунистически охарактеризована и занимает среднюю часть нижнепермского разреза. М. И. Шабалкин (1937) указывает, что в области развития сланцевой толщи S_2 — P_1 , вероятно, имеются тектонически зажатые среднепалеозойские породы, откуда и происходят найденные здесь ранее силурийские окаменелости.

Стратиграфические выводы М. И. Шабалкина подтвердились и в хр. Академии наук, который он исследовал в 1936 г. Здесь сланцевая толща S_2 — P_1 , названная им белеулинской, состоит из черных филлитов, известковистых и песчанистых сланцев, местами переслаивающихся с темно-серыми туфами кислых и основных эффузивов. В туфах преобладает материал кварцевых порфиров, альбитофиров и фельзитов; обломки основных эффузивов встречаются реже. Мощность толщи превышает 2500 м. Стратиграфические взаимоотношения белеулинской свиты с другими отложениями здесь такие же, как и в других смежных районах.

В 1939 г. М. И. Шабалкин исследовал бассейн р. Хингоу. Материалы его наблюдений были обработаны П. П. Чуенко и А. М. Виленским. Последние сохранили стратиграфическую схему М. И. Шабалкина, но внесли некоторые изменения в определение возраста отдельных свит. Белеулинская сланцевая свита, в частности, была ими условно отнесена к верхнему палеозою.

На Центральном Памире верхнепалеозойские отложения широко развиты в низовьях рр. Танымас и Кокуйбельсу, а также в долине р. Кудара и верховьях Бартанга. Они представлены здесь мощной свитой чередующихся слоев песчаников, сланцев и известняков. В верхней части свиты П. П. Чуенко (1936) была обнаружена микро- и макрофауна пермского возраста.

Фауна была найдена на южном побережье Сарезского озера, в ривовьях р. Вaspудж. Здесь, по данным П. П. Чуенко (1936), развита своеобразная свита глинистых песчаников, тонкозернистых известняков, обломочных и ожелезненных известняков. Последние внешне выглядят как известняковые брекчиевидные конгломераты преимущественно краснофиолетового цвета. Галька их мало окатана и несортирована. В цементе конгломератов обнаружена микрофауна. Она представлена, по определению Г. А. Дуткевича, фораминиферами *Tubertina*, *Climacammina*, *Palaeotextularia*?, *Nodosaridae*, *Fusulinidae* и мшанками *Fistulipora*. Возраст — пермь. Мощность свиты — несколько десятков метров.

Эти отложения подстилаются толщей, сложенной песчанистыми карбонатно-глинистыми сланцами, роговообманковыми карбонатными сланцами, сланцеватыми мраморами с прослоями и линзами глинисто-филлитовых сланцев, а также кремнистыми породами.

Разрез этой толщи был изучен М. И. Шабалкиным в 1938 г. на правом берегу р. Кудара. Сланцевая толща здесь отчетливо подразделяется на три части:

- 1) нижнюю сланцевую свиту,
- 2) мраморную свиту и
- 3) верхнюю сланцевую свиту.

Нижняя сланцевая свита сложена биотитовыми и биотит-роговообманковыми сланцами. Нижняя граница ее, так же как и ее полная мощность, неизвестны. Видимая мощность 1000 м.

Мраморная свита отличается неустойчивостью разреза. В общем она образована мраморами, известняками и сланцами различной степени метаморфизации. Мраморы либо чередуются со сланцами, либо образуют мощный горизонт внизу или вверху свиты. Известняки местами полностью сложены детритусом (обломки раковин, членики *Crinoidea*, водоросли?). Кроме того, встречаются одиночные кораллы *Rugosa* верхнепалеозойского облика. Мощность свиты 400 м.

Верхняя свита образована биотитовыми и двуслюдяными сланцами. Видимая мощность ее 1200 м. Общая мощность сланцевой толщи более 2600 м.

Присутствие кораллов в мраморной свите показывает, что не только верхние горизонты толщи, но и значительно более низкие ее горизонты являются верхнепалеозойскими. На этом основании вся толща сланцев, развитая в районах Кудары, Сареза и западного окончания Музкольского хребта, рассматривается теперь как верхнепалеозойская. Вряд ли можно ожидать, что в составе этой толщи где-либо присутствуют отложения более древние, чем верхний палеозой. Разрезы перечисленных районов, изученные различными исследователями, показывают, что всюду здесь мы имеем одну и ту же серию отложений. Тем не менее, не исключена возможность, что в области развития этой толщи могут быть встречены в виде тектонических чешуй и более древние отложения, литологически сходные с верхнепалеозойскими.

Верхнепалеозойские отложения Юго-Восточного Памира обладают сходством с рассмотренными выше верхнепалеозойскими отложениями Центрального Памира. Это сходство выражается в трехчленном составе толщи, среднюю часть которой слагают мраморы и сланцы. Наиболее полный разрез верхнепалеозойской толщи на Юго-Восточном Памире наблюдал В. П. Ренгартен (1935) в окрестностях сел. Мургаб, на правом берегу одноименной реки. Нижняя часть толщи здесь представлена кварцитами. Преобладающим, как указывает В. П. Ренгартен, является серый

и желтовато-серый слюдястый кварцит. Среди кварцитов иногда встречаются пачки темно-серых кремнистых сланцев или роговиков. Максимальная мощность кварцитов 400 м. Средняя часть толщи образована кремнистыми сланцами с прослоями мраморов. Последние группируются в пачки мощностью 3—5 м, в отдельных случаях до 60 м. Кроме неясного детритуса *Crinoidea*, органических остатков здесь не встречено. Мощность 500—800 м. Верхнюю часть толщи слагают глинистые или асидные сланцы, чередующиеся с редкими прослоями песчаников. Изредка встречаются мощные линзы светло-серых зернистых кварцитов и темно-серого железистого мергеля. В одной из линз мергеля был обнаружен *Dentalium* sp. ind. Мощность толщи до 1000 м.

На левом берегу р. Мургаб, выше устья р. Карасу, Н. Н. Бобковой в 1935 г. в мраморах средней свиты были обнаружены фораминиферы и спикулы губок. Отсюда Г. А. Дуткевичем определены: *Fusulinella* ex gr. *rhomboidea* Lee et Chen., *F.* ex gr. *bocki* Moll. и *Triticites* n. sp., относящиеся к верхам C_2 или низам C_3 .

Таким образом, верхнепалеозойский возраст рассмотренной толщи устанавливается здесь по присутствию микрофауны C_2 — C_3 в нижней части толщи и по согласному налеганию нижнепермских отложений на ее верхние горизонты. Следовательно, в составе толщи участвуют отложения от среднего карбона до низов нижней перми включительно.

Возрастные границы верхнепалеозойской сланцевой толщи Центрального Памира устанавливаются менее определенно. Несомненно, однако, что и здесь в верхней части толщи принимают участие пермские отложения, что установлено П. П. Чуенко. Что же касается нижележащих горизонтов толщи, то, по аналогии с Юго-Восточным Памиром, можно определить их возраст как средне-верхнекарбонный. Близкое расположение районов распространения сравниваемых толщ, большое сходство их разрезов и, наконец, наличие верхнепалеозойских *Rugosa* в мраморной свите бассейна Кудары, вполне допускают такую аналогию. Очевидно, в обоих рассмотренных случаях мы имеем дело с одной и той же толщей C_2 — P_1 .

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Распространение триасовых отложений в Таджикистане ограничено двумя крупными районами: Центральным Таджикистаном и Юго-Восточным Таджикистаном. В промежуточной между ними области — Южно-Таджикской депрессии эти отложения, вероятно, скрыты под мощным покровом осадков мезо-кайнозоя.

Отложения триаса в Таджикистане представлены двумя главными типами: 1) континентальными и 2) лагунно-морскими образованиями. Первый тип отложений занимает весь Центральный Таджикистан и северную половину Памира. Областью развития второго типа является южная часть Памира.

Континентальные отложения триаса Центрального Таджикистана были исследованы С. И. Левицким, С. К. Овчинниковым и др. На севере Памира они были установлены М. И. Шабалкиным и С. К. Овчинниковым. Присутствие морского триаса на юге Памира и в Дарвазе было установлено еще в прошлом столетии, но систематическое исследование этих отложений было произведено лишь в 1932—1938 гг. геологами Таджикско-Памирской экспедиции.

В Центральном Таджикистане триасовые осадки встречаются спорадически, обладают обычно малой мощностью и представлены почти ис-

ключительно континентальными образованиями, налегающими на различные толщи палеозоя и не обнаруживающими какой-либо связи с ними и их структурными формами. В то же время они всюду тесно связаны с юрскими и меловыми отложениями и участвуют в их складчатой структуре. В северной части Центрального Таджикистана развиты нижнетриасовые озерно-болотные и наземные образования: глины с прослоями угля, сланцы, песчаники и конгломераты, а также верхнетриасовые сланцы, песчаники и конгломераты. Эти отложения несогласно и с размывом перекрываются юрскими либо меловыми отложениями. В средней части Центрального Таджикистана триасовые осадки представлены конгломератами, песчаниками и сланцами Назарайлока и Равата, достигающими нескольких сотен метров мощности, а также значительно менее мощными пестроцветными глинами, песчаниками, песчано-глинистыми породами бобового строения, бокситоподобными и другими породами Кштут-Магианского района, бассейна р. Шинк и пер. Акбивору. Наконец, на южной окраине Центрального Таджикистана осадки триаса представлены двумя типами отложений. Это, во-первых, пестроцветные образования — неслоистые песчаные глины, бокситоподобные породы, косо-слоистые песчаники и др., и, во-вторых, залегающие выше со слабым несогласием угленосные песчано-глинистые отложения рэта. Мощность первых исчисляется единицами метров, вторых — десятками метров.

На Северном Памире осадки триаса представлены мощной вулканогенно-конгломератовой толщей, окаймляющей с севера массив палеозойских пород. Юго-западнее на простирании этой толщи появляются нижнетриасовые морские отложения Дарваза. В юго-западной части Дарваза, в низовьях р. Ванч, имеется еще один выход мезозойской сланцево-песчаниково-конгломератовой толщи, условно относимой к триасу.

Триасовые отложения второго типа распространены в южной половине Памира. Основными отличительными признаками этих отложений являются: большая мощность (до 3 км), сложность структурных форм, наличие интрузирующих их магматических пород (гранитов) и, наконец, их морское или смешанное лагунно-морское происхождение. Здесь имеются отложения всех трех отделов триаса, но развиты они весьма неравномерно. Резко преобладают и отличаются наибольшей мощностью отложения верхнего триаса. Нижнетриасовые и среднетриасовые отложения встречаются крайне редко.

В центральном Памире нижнетриасовые отложения залегают с резким угловым несогласием на метаморфизованных породах верхнего палеозоя. Верхнетриасовые отложения почти повсеместно в южной части Памира представлены мощной (до 2,5 км) толщей сланцев и песчаников. На крайнем юго-востоке Памира сланцы резко замещаются массивными мегалодоновыми известняками, более 2 км мощностью. Эти отложения протягиваются отсюда на юго-восток, в область Каракорума, не испытывая сколько-нибудь существенных изменений.

Триас Юго-Восточного Памира имеет много общего с триасом Каракорума и Гималаев. Сходство обнаруживается и в отношениях к подстилающим толщам, и в характере осадков, их литологии, мощности, фауне.

ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Отложения триаса в пределах Центрального Таджикистана имеют ограниченное распространение и территориально связаны с выходами угленосных толщ юры. Впервые верхний триас был установлен в Южной

Фергане В. Н. Вебером (1934), а нижний триас Е. А. Кочневым (Брик, 1936). С. И. Левицкий (1935) в ряде мест западной части Гиссара выделил отложения юрты, а В. А. Захаревич (1939) и одновременно С. К. Овчинников и А. Т. Тарасенко (1939, 1946) выявили пестроцветные бокситоносные отложения триаса.

Нижний триас

Нижний триас известен только вблизи каменноугольного месторождения Шураб, где в урочище Мадыген Е. А. Кочневым была выделена так называемая мадыгенская толща. Эта толща несогласно лежит на девонских отложениях и разделяется на четыре свиты.

Свита А. Темно-серые тонкослоистые глины, содержащие небольшое количество прослоев тонкозернистого песчаника. В нижней части имеется пласт угля; на выходе он имеет мощность 0,8 м и сильно выветрелый	15 м
Свита В. а) Среднегалечный конгломерат серо-зеленого цвета с галькой палеозойских пород; в цементе конгломерата встречаются кусочки угля	14,3 ..
б) Углистые мягкие глины с большим количеством обугленных растительных остатков	2,3 ..
в) Конгломерат, аналогичный конгломерату слоя «а»	13,5 ..
Свита С. Светло-серые глинистые сланцы с тонкими (1—3 см) прослойками несколько ожелезненных песчаников. Среди сланцев имеются горизонты, обогащенные органическим веществом и содержащие растительные остатки, отпечатки насекомых и чешуйки рыб	43,6 ..
Свита D. Пестроцветные, часто красноцветные глины с прослоями песчаников	37,4 ..

Общая мощность толщи 126,1 м.

Выше с угловым и азимутальным несогласием залегает пестроцветная толща, относимая к юре.

Флора из нижней части свиты С была определена М. И. Брик (1936), которая приводит следующие формы: *Pleuromeia oculina* (Blankenhorn) Potonie, *Gigantopteris ferganensis* Brick, *Odontopteris* (?) sp., *Taeniopteris spathulata* Mo-Clell. По мнению М. И. Брик, приведенный видовой состав флоры дает возможность определить ее возраст как нижнетриасовый.

Отложения, подстилающие свиту С, имеют небольшую мощность и сходны с ней в литологическом и фациальном отношении. На этом основании М. И. Брик высказывает предположение об образовании их в тот же период. Свита D, ввиду отсутствия палеонтологических данных, условно относится к триасу.

Угловое несогласие между отложениями триаса и юры вызвано слабым проявлением древнекеммерийской складчатости.

Верхний триас

В урочище Камышбаши В. Н. Вебером (1934) указана толща, состоящая из песчаников, глинистых сланцев и конгломератов, общей мощностью у пер. Топчардаван в 640 м. Эти отложения протягиваются от долины р. Исфара до р. Шорсу на расстояние 22 км, входя в пределы Таджикистана только своей западной частью на протяжении около 3 км. Общая окраска толщи серая, но местами как в верхних, так и нижних горизонтах наблюдается пестрая окраска. А. Н. Криштофович в коллекции В. Н. Вебера определил следующие формы: *Schizoneura gondwanensis* F., *Neocalamites ferganensis* Krisht, *Podozamites lanceolatus* L. et H. На основании присутствия первых двух видов он отнес эти отложения к верхнему триасу.

Н. В. Шабаров отмечает отчетливо наблюдающееся несогласие в залегании между мелом и верхним триасом, что объясняется проявлением киммерийской складчатости.

Называя эти отложения толщей «камышбаши», Н. В. Шабаров выделяет в ней три свиты.

1. Свита конгломератов, песчаников, глинистых сланцев и неслоистых глин. По общему виду неотличима от обычных лейасовых толщ. Мощность около 190 м.

2. Свита глинистых и песчано-глинистых сланцев с прослоями песчаников и известковистых сланцев. Окраска темно-серая. Отложения свиты резко отличаются от слоев ферганской юры как по составу, так и по внешнему виду. Мощность значительная.

3. Эта свита сложена преимущественно песчаниками. Она прослеживается на небольшом расстоянии, имеет небольшую мощность и характеризуется пестрой окраской ярких тонов.

Изучение этой толщи в пределах Узбекской ССР позволило М. И. Брик (1941) установить существенные различия в составе содержащихся в ней остатков флоры. В нижней свите имеются следующие формы: *Taeniopteris* cf. *Nystroemii* Halle, *T. Kamyschbachensis* Brück., *Schizoneura* cf. *gondwanensis* F. сходные с пермскими растениями. Кроме того, здесь найден типично верхнетриасовый вид *Danaeopsis* cf. *marantacea* (Presl) Heer и ряд рэтских и рэт-лейасовых форм, в том числе несколько новых видов, сходных с рэтскими. Флора из средней свиты представлена преимущественно остатками хвощей и некоторыми другими растениями; характерно исчезновение пермской флоры и отсутствие типичных верхнетриасовых видов. На основании сказанного возраст нижней свиты М. И. Брик считает верхнетриасовым, а средней — рэтским. В верхней свите не найдено ни фауны, ни флоры, она предположительно отнесена к юре.

Пестроцветный комплекс отложений триаса распространен главным образом в юго-западных отрогах Гиссарского хребта в пределах Узбекистана, но известен также и восточнее, в Центральном Таджикистане, где он встречается, по данным С. К. Овчинникова, спорадически. Обычно эти образования сопутствуют выходам юрских угленосных толщ и как исключение, в случае отсутствия юры, местами наблюдаются непосредственно под красноцветными отложениями нижнего мела. В большинстве случаев пестроцветные отложения триаса представлены обломочным материалом, но иногда среди них наблюдаются горизонты бокситоподобных пород (сиаллитов, феррисиаллитов), изредка отмечаются типичные аллиты-бокситы.

На южном склоне Гиссарского хребта, на участке Ташкутанского месторождения каменного угля, под рэт-юрскими угленосными толщами находится горизонт мощностью в несколько метров. Он красного цвета, состоит из продуктов разрушения подстилающих пород палеозоя, перекрывается угленосной толщей с небольшим несогласием при ясном размыве его верхних частей. В районе каменноугольных месторождений Чашмасанг и Суффи, по данным С. И. Левицкого (1935), под угленосной толщей рэта в ряде случаев имеются выходы «плотной, неслоистой буро-красной песчанистой глины».

На правом берегу р. Суффинки, в основании мезозойской толщи залегает глинисто-песчанистый сланец, в нижней части кирпично-красного цвета, сильно железистый. В подошве слоя имеются продукты разрушения палеозойских пород. Выше залегают сланцы серого цвета, обога-

щенные органическим веществом. В верхней части разреза сланцы очень твердые, «яшмовидные»; в верху пласта присутствуют корневые системы и обугленные остатки растений, очень крупных размеров (10—15 см длины и 5 см ширины); общая мощность этого горизонта около 8,5 м. Выше обнажаются угленосные отложения рэта.

В районе Зидийского (Сангальтского) каменноугольного месторождения под угленосными толщами на некоторых участках имеются красноцветные горизонты мощностью до 2—3 м. Они состоят в основном из песчаников и конгломератов. Последние, в отличие от конгломератов юры, сложенных кварцевой галькой, содержат гальки разнообразных пород палеозоя. В ряде случаев видно, что вышележащие толщи лежат на размытой поверхности красноцветов.

В бассейне р. Кафирниган на участке Саятского каменноугольного месторождения в контакте гранитов и юрских угленосных отложений, по устному сообщению И. Е. Губина, встречаются красно-бурые ожелезненные песчаники, в которых местами наблюдается косая слоистость. Они лежат на выветрелой поверхности гранитов и перекрываются базальными горизонтами юры, представленными серыми крупнозернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов с кварцевой галькой.

В верховых указанного бассейна, в долине р. Джурыз, по устному сообщению А. В. Григорьева, под красноцветными отложениями нижнего мела, лежащими на изверженных породах палеозоя, имеется горизонт пестроцветных пород, сходных с отложениями, которые сопутствуют бокситам. Отсутствие на этом участке юрских толщ не позволяет более точно выяснить стратиграфическое положение этих образований; весьма возможно, что по возрасту они соответствуют подобным отложениям других участков.

В Каратегине, на площади Назарайлокского каменноугольного месторождения, по данным И. Е. Губина, на силурийских известняках лежит толща красноцветных конгломератов, переслаивающихся с песчаниками зеленого цвета. В верхних горизонтах изредка встречаются глинистые сланцы с прослоями углей. Конгломераты состоят из гальки пород палеозоя, обнажающихся на сопредельных участках. Мощность толщи 400 м. Окраска конгломератов и состав их галек резко отличны от подобных отложений юры; можно предполагать, что эта толща является аналогом пестроцветных образований триаса.

В более северных участках Центрального Таджикистана пестроцветные образования известны только на западе.

На участке Раватского (Фан-Ягнобского) каменноугольного месторождения под юрской песчанико-конгломератовой толщей (по данным Я. К. Писарчик) встречаются красноцветные мелкогалечные конгломераты, залегающие на палеозойских породах в виде линз длиной в несколько десятков метров при мощности до 2—3 м.

В этом же районе Т. А. Сикстель (1937) выделила мощную (несколько сот метров) пачку песчаников, переслаивающихся с серыми и зеленоватыми сланцами. Среди них имеется ожелезненный горизонт бокситоподобной глинистой породы, по составу отвечающий феррисиллиту.

Западнее в бассейнах рр. Кштут и Магиан имеется несколько выходов пестроцветных отложений. У пер. Акбавору, по устному сообщению И. Г. Магакьяна, на размытой поверхности известняково-сланцевой толщи силура лежат красно-бурые конгломераты, выше переходящие в пес-

чаники и сланцы. В 50 м от перевала на склоне обнажается горизонт пород бобового строения красно-бурого цвета. Его мощность 0,5—0,8 м, в раздувах 1,2 м. К западу от перевала горизонт прослежен на 35—40 м, далее закрыт наносами. По сопоставлению отдельных обнажений эти породы, вероятно, приурочены к верхней части указанной толщи. В долине р. Сарыюб (правая составляющая р. Вору) имеются плотные бокситоподобные породы, иногда с бобовинами. Их выходы прослежены на протяжении 25 м при мощности в 1 м. В овраге Нагнут и в саях к востоку от пер. Товасанг тем же исследователем были встречены отдельные куски красноцветных бокситоподобных пород бобового строения. В районе пер. Товасанг М. Ф. Викулова отметила красноцветные бокситоподобные песчано-глинистые породы, по составу отвечающие ферросиаллитам. Их мощность 3—4 м при видимой протяженности выходов более 0,5 км.

В районе сел. Кштут (в 3,5 км к северо-востоку от последнего); по данным Я. К. Писарчик, на размытой весьма неровной поверхности девонских известняков лежат плотные красно-бурые, реже зелено-серые бокситовые образования, средняя мощность их 10—12 м. Местами имеются бокситы хорошего качества. Породы, покрывающие бокситовый горизонт, на этом участке нигде не обнаружены. Несколько выше по долине встречены конгломераты и брекчии юрского типа. По аналогии с соседними районами эти отложения бокситов, как представляется, можно достаточно определенно связывать с описываемыми пестроцветными толщами.

Вблизи сел. Шинк на палеозойских толщах, по данным П. В. Цыбышева, лежат:

1. Бурая песчанистая глина	11 м
2. Песчано-глинистая, коричнево-бурая и светло-зеленая порода с бобовинами бурого и зеленого цвета	5,5 „
3. Брекчиевидная порода, состоящая из обломков глинистых оталькованных сланцев	15—40 „

Эти образования несогласно перекрываются конгломератовыми толщами нижней юры.

Следовательно, пестроцветные отложения встречаются на всей площади юго-западной части Центрального Таджикистана и залегают на разнообразных толщах палеозоя, включая и ханакинскую свиту (P₂?). Местами они лежат непосредственно под угленосными отложениями рэта, которые по сравнению с юрскими представлены в общем более мелкозернистыми осадками.

Обычно бокситоносные отложения, как и толщи рэта, перекрываются юрой с ясно наблюдающимся размывом, но определенных угловых несогласий между ними не установлено. В случае, когда бокситоносные образования перекрываются осадками рэта, их размыв бывает выражен значительно слабее, а местами и совершенно не фиксируется. Указанные взаимоотношения заставляют считать, что образование пестроцветных бокситоносных толщ этой части Средней Азии произошло в течение триаса до образования угленосных толщ рэта. Это заключение подтверждается находками остатков флоры рэта в подобных толщах в юго-западных отрогах Гиссарского хребта на месторождениях бокситов Санджар и Кайрак (Кононов, 1942). Местами отмечается довольно тесная связь угленосных осадков рэта с пестроцветными толщами, что приводит к мысли об унаследованности рельефа.

По данным С. И. Левицкого, для угленосных отложений рэта (в западной части южного склона Гиссарского хребта) характерна спорадич-

ность распространения, невыдержанность литологического состава отдельных горизонтов и резко меняющаяся мощность. Колебания мощности объясняются двумя факторами: значительным размывом этих пород перед отложением на них песчанико-конгломератовых толщ юры и выклиниванием отдельных горизонтов.

Угленосные отложения Южно-Гиссарских каменноугольных месторождений состоят из линзовидных пластов мелко- и среднезернистых песчаников, глин, углистых сланцев и углей. Последние обычно имеют высокое содержание золы и серы и сильно раздавлены в результате дислокационных напряжений. Характер толщи указывает на отложение ее в мелководном бассейне озерно-болотного типа с неустановившимся режимом. Характерно, что в основании этой толщи в большинстве случаев отсутствуют базальные конгломераты. Исключением является разрез на месторождении Ташкутан. В основании толщи на этом участке залегает горизонт конгломератов с кварцевой галькой. Его мощность достигает 26 м; ранее он выделялся П. А. Шехтманом (1938) в отдельную так называемую «нулевую свиту». Выше залегают кварцевые песчаники, местами переходящие в конгломерат; их мощность 0,3—3,0 м. В восточной части месторождения песчаники содержат значительную примесь углистого вещества и имеют темно-серый и даже черный цвет.

Верхний горизонт представляет собой пласт каменного угля сложного строения; в нем имеется ряд прослоев углистых сланцев и мелкозернистых песчаников. Его мощность и состав сильно изменчивы, что объясняется непостоянством условий осадконакопления, последующим размывом и тектоническими воздействиями. В центральной части месторождения мощность угольного пласта достигает 8—9 м, но уменьшается к западу и востоку до нуля.

Возраст угленосных отложений этого района определяется на основании остатков флоры, имеющих в глинисто-углистых и песчаных сланцах этой толщи. В коллекции С. И. Левичкого с Чашмасангского и Суффинского месторождений М. И. Брик были определены следующие формы: *Clathropteris Obovata* Oishi, *Thaumatopteris hissarica* Brick., *Hausmannia* sp., *Cladophlebis distans* (Heer) и *C. tadjikistanica* Brick., *Laccopteris* sp., *Otozamites* sp. cf., *O. latic* Saporta, *Pterophyllum* sp. Состав этой флоры, по мнению М. И. Брик, позволяет отнести угленосную свиту к рэту.

И. Е. Губин (1938) по наблюдениям в соседних районах, где в основании юрских толщ имеются сходные отложения, считает, что последние надо относить к юре (лейасу).

Наши наблюдения в сопредельных районах Гиссара над условиями залегания этого комплекса осадков, их литологическими особенностями и взаимоотношениями с подстилающими и покрывающими толщами позволяют согласиться с первой точкой зрения.

ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Триасовые отложения на Памире и Дарвазе распространены широко и представлены всеми тремя отделами. Однако эти отделы развиты неравномерно и очень редко удается наблюдать их совместно. Только в трех случаях (в Музкольском хребте, в низовьях Барганга и в бассейне Танымаса) имеется полный разрез триаса, но и в этих местах палеонтологические находки были сделаны лишь в отдельных частях разреза.

На Памире выделяются три главные зоны распространения триасовых отложений, обладающих в общем почти широтным простиранием и отличающихся характером отложений и своим положением в складчатой структуре Памира. Первая, или северная, зона расположена на северной окраине Памира и Дарваза, в краевой части Северопамирского антиклинория. Вторая, или средняя, зона протягивается, дугообразно изгибаясь, от низовьев Бартанга в бассейн Танымаса и Кокуйбельсу и далее на юго-восток в бассейн Пшарта. Третья зона приурочена к области Юго-Восточного Памира. Она ограничивается на севере долиной р. Мургаб, на западе — приблизительно меридианом 73°.

Северная зона

Триасовые отложения на северо-западной окраине Дарваза развиты в виде узкой прерывистой полосы северо-восточного простирания. Они выходят на границе двух крупных структурных элементов складчатой зоны юга Средней Азии, именно между синклиниорием Таджикской депрессии и Северо-Памирским антиклинорием. В большинстве случаев контакты триасовых отложений с окружающими толщами тектонические, однако в ряде пунктов стратиграфические взаимоотношения триаса с подстилающими и покрывающими отложениями выяснены вполне достоверно.

Согласно Н. П. Ермакову (1940, 1940а), триасовые отложения представлены толщей коричневых и темно-бурых песчаников и конгломератов, мощностью около 600 м. Песчаники преимущественно граувакковые с кальцитовым цементом.

В. И. Попов (1932), различал здесь два горизонта (снизу вверх):

- 1) темные, бордово-красные мелкогалечные конгломераты с пластом (3 м) розового песчанистого фаунистически охарактеризованного известняка, мощность 150 м;
- 2) крепкие буровато-красные тонкозернистые песчаники, мощность 350 м.

Фауна цератитов и пелеципод найдена в песчаниках. Коллекции Крафта, по определению Битнера, содержали следующие формы: *Meekoceras* (?) *caprilense* Mojs., *Naticella* sp., *Pleurotomaria* sp., *Myacites* cf. *fassaensis* Wiss., *Myophoria* *ovata* Goldf., *M. laevigata* Goldf., *Pseudomonotis* *tekkeri* Bittn., *P. tenuistriata* Bittn., *P. aff. inaequicostata* Ven., *P. hinnitidea* Bittn. Кроме перечисленных форм, известных ранее, в списке, приведенном Н. П. Ермаковым, имеются: *Doricranites* sp., *Myophoria* *daevasiana* Bittn., *Pseudomonotis* *venetiana* Haueg, *Bellerophon* sp. Фауна указывает на нижнетриасовый возраст отложений (нижневерфенские слои).

Н. П. Ермаков, а еще раньше Г. А. Дуткевич относили к триасу также свиту слоистых серых детритусовых известняков мощностью около 150 м, которая непосредственно и согласно подстилает толщу нижнетриасовых конгломератов и песчаников. По устному сообщению Л. Д. Кипарисовой, содержащаяся в этих известняках фауна пелеципод плохой сохранности, определенная ранее как нижнетриасовая *Pseudomonotis*, представлена формами, внешне сходными с пермскими. Кроме того, отсюда М. И. Сосниной и В. П. Нехорошевым были определены заведомо пермские фораминиферы и мшанки (*Geinitzina* *spandeli* Tscherd., *Glomospira* sp. (aff. *hemigordiformis* Tscherd.), *Nodosaria* aff. *permana* (Spandel), *N. aff. krotowi* Tscherd., *Tabulipora* sp., *Fenestella* sp., *Pinnatopora* sp., *Lioclema* sp.).

Таким образом, нижняя граница триасовой толщи Дарваза должна проводиться по подошве конгломератов, как это и было установлено вначале. Верхняя граница толщи определяется несогласным залеганием нижнеюрской (рэт-лейасовой, по Н. П. Ермакову) угленосной толщи на триасовых песчаниках. Среднего и верхнего триаса здесь нет.

В. И. Попов отмечает, что северо-восточнее, в бассейне р. Хингоу, красноцветные песчаники триаса замещаются менее мощными зелеными песчаниками и конгломератами без фауны. Еще далее на северо-восток в бассейне Муксу, триас, а частью и верхний палеозой, выклиниваются в результате предъюрского размыва.

Исследованиями М. И. Шабалкина и С. К. Овчинникова в 1936 г. в бассейне р. Муксу на Северном Памире установлено значительное развитие своеобразной толщи терригенных и вулканогенных пород, названной М. И. Шабалкиным мынтекинской свитой. Возраст свиты определяется как триас-лейасовый. Так же, как и триасовая толща Дарваза, мынтекинская свита простирается узкой полосой вдоль северной окраины Памира. М. И. Шабалкин приводит следующий разрез этой свиты (снизу вверх):

- | | |
|---|-------|
| 1. На размытой поверхности нижнепермских брахиоподово-мшанковых известняков с угловым несогласием залегает горизонт розовых и светлосерых конгломератов, образованных хорошо окатанной галькой эффузивных пород, гранитоидных пород и известняков, в том числе пермских фузулиновых известняков. Встречаются линзы косослоистых зеленых и фиолетовых крупнозернистых песчаников | 200 м |
| 2. На размытой, неровной поверхности нижних конгломератов лежат красно-фиолетовые конгломераты, состоящие из крупных, хорошо окатанных валунов эффузивов и гранитоидов, сцементированных туфовым материалом | 60 " |
| 3. Мощная толща, представленная чередующимися фиолетовыми, зелеными и серыми грубозернистыми полимиктовыми песчаниками, туфами, мелкогалечными конгломератами и туфоконгломератами с прослоями зеленых и фиолетовых песчаных сланцев | 800 " |
| 4. Фиолетовые и зеленые кислые и основные эффузивы и их туфы с редкими прослоями черных углистых сланцев с растительными остатками <i>Podogamites lanceolatus</i> (рэт-лейас) | 600 " |

Общая мощность свиты достигает 1700 м. Верхние ее горизонты могут относиться к нижней юре, но большая часть свиты будет, вероятно, триасовой.

Нормальный стратиграфический контакт свита имеет только с подстилающими нижнепермскими отложениями. Угловое несогласие между нею и нижнепермскими отложениями, вообще говоря, небольшое (не более 10°), а местами почти неуловимое, М. И. Шабалкин рассматривает как результат проявления последней и единственной в данном районе фазы варисской складчатости — пфальцской фазы. Действительно, в огромной толще палеозойских пород, достигающей 10 км мощности и объединяющей отложения от силура до перми включительно, указанное несогласие является единственным. Нужно еще добавить к этому, что оно является локализованным. В Дарвазе, как мы указывали ранее, нижний триас залегает согласно на перми. Заметим кстати, что в Дарвазе В. И. Попов (1933) и ряд других исследователей отмечают резкое проявление других, более ранних фаз варисской складчатости, не установленных в бассейне Муксу.

Несомненно, что рассматриваемый район подвергся в конце пермского периода значительному и длительному поднятию. Наступившие континентальные условия существовали здесь до туронской трансгрессии.

Средняя зона

В Средней зоне Памира триасовые отложения образуют широкую, но прерывистую, вследствие тектонических причин, полосу. Здесь можно выделить пять обособленных районов развития триаса: 1) Ванчский, 2) Язгулем-Бартангский, 3) Танымаса и Кокуйбельсу, 4) Пшартский (южный склон хр. Музкол) и 5) Рангкульский.

Триасовые отложения в низовьях р. Ванч были известны с 1927 г. по работам экспедиции Д. В. Наливкина, П. П. Чуенко и др. (1932). Тогда они были условно отнесены к юре. Как юрские они рассматриваются и в более поздней работе П. П. Чуенко (1938). После исследований А. В. Григорьева в 1938 г. в низовьях Бартанга П. П. Чуенко нашел возможным по аналогии с этим районом отнести мезозойские отложения Ванча к триасу. Эти отложения представлены толщей пестроцветных конгломератов, песчаников и сланцев. Известняковая галька конгломерата содержит девонскую фауну, а в кремнисто-глинистых сланцах были найдены растительные остатки, определенные А. Н. Криштофовичем как *Pityocladus* sp. Плохая сохранность растительных остатков позволяет определить их возраст только как мезозойский. Площадь распространения здесь этих отложений невелика.

Несравненно большую площадь занимает триас Язгулем-Бартангского района. Он участвует в строении обоих склонов Язгулемского хребта и протягивается широкой, хотя и прерывистой полосой вдоль обоих берегов Бартанга до Сарезского озера.

В основании мезозойского разреза в низовьях Бартанга залегает мощная толща вулканогенных пород. Она образована массивными плагиоклазовыми порфиритами, туфами, туфоагломератами, конгломератами, песчаниками и слюдяными сланцами. Мощность толщи, согласно И. Г. Баранову, достигает 3500 м. И. Г. Баранов считал эту толщу юрской, а А. В. Григорьев в 1937 г. по залеганию над нею верхнетриасовых сланцев и по аналогии с соседними районами устанавливает для нее пермо-триасовый возраст. Он сопоставляет эту толщу с мынтекинской свитой М. И. Шабалкина и с аналогичной вулканогенной толщей Афганистана. Однако нужно заметить, что все геологи, на которых А. В. Григорьев ссылается, считали стратиграфическое положение этой вулканогенной толщи более высоким.

На породах вулканогенной серии с конгломератами в основании и, возможно, с несогласием залегает толща желтых сланцев и мергелей, согласно переходящая выше в толщу тонко чередующихся темных глинисто-углистых сланцев и темно-бурых железисто-кварцевых песчаников с флорой цикадофитов и папоротников. В целом облик флоры, по мнению В. Д. Принады, рэтский и даже несколько более древний, хотя некоторые формы, как, например, *Nilssonia brevis* Nath., известны и из лейасовых отложений. Толща связана постепенным переходом с юрскими отложениями. В целом она рассматривается А. В. Григорьевым как триасовая, причем верхняя ее песчаниково-сланцевая часть, содержащая флору, относится к верхнему триасу, а нижняя мергельная часть — параллелизуется с нижнетриасовыми отложениями Музкольского хребта.

Общая мощность толщи определяется А. В. Григорьевым в 1000 м, причем на ее верхнетриасовую часть приходится более 700 м. Здесь, по видимому, учтена далеко не вся мощность сланцевой толщи триаса, так как несколько восточнее по простиранию она превышает 2500 м. Это установлено исследованиями И. Г. Баранова и В. С. Глазунова (1937), А. П. Недзвецкого и др. для всего Бартангского бассейна, от сел. Лод-

жирх до Сарезского озера. Значительно меньшие мощности (несколько сотен метров) указываются лишь для северного склона Язгулемского хребта, но там сокращение мощности обусловлено отчетливым тектоническим срезанием нижних горизонтов толщи. Очевидно, в районе работ А. В. Григорьева имеет место тектоническое выклинивание средних горизонтов толщи, поскольку контакты ее с подстилающими и покрывающими отложениями ясно не наблюдаются.

Характерной особенностью верхнетриасовой сланцевой толщи является почти повсеместный полимиктовый состав ее песчаников. Песчаники образованы угловато окатанными зернами кварца, плагиоклаза, кальцита, турмалина, кремнисто-глинистого сланца, эффузивных пород и др. Цемент серицитовый, глинистый и карбонатный. Наряду с большим количеством растительных остатков (Принада, 1934), иногда встречаются мелкие, плохо сохранившиеся пресноводные пелециподы. Породы верхнетриасовой толщи являются несомненно континентальными, что же касается нижнего мергельного горизонта, то он может быть, так же как и нижний триас Музкола, морским.

В восточной части Язгулем-Бартагского района, на южном склоне Язгулемского хребта, М. В. Занин установил в 1941 г. в основании верхнетриасовой сланцевой толщи свиту известняков, которую он сопоставляет с карнийскими известняками Восточного Памира. В верховьях р. Рохацдара он наблюдал следующий разрез низов сланцевой толщи верхнего триаса (снизу вверх):

1. Плотные конгломераты с хорошо окатанной галькой светло-серых кварцитов и кварца	6 м
2. Бурый и белый известняк	20 „
3. Конгломерат, аналогичный горизонту 1	3—4 „
4. Глинистые сланцы с флорой.	

Несколько восточнее, в верховьях р. Рошордара, мощность известнякового горизонта уменьшается до нескольких метров. В известняках содержатся пелециподы: *Halobia* sp. ind., *Modiola* sp., *Gervillia* sp. (определение Е. А. Репман). Ниже известняков залегают песчаники мощностью до 250 м, тектонически контактирующие с юрскими отложениями. Выше известнякового горизонта расположены полимиктовые песчаники (200 м), затем конгломераты (30 м), углистые сланцы (32 м), песчаники (24 м), конгломераты (26 м) и сланцевая толща рэта.

М. В. Занин считает, что к востоку от описанных разрезов, на участке между рр. Хатфат и Башурдара, верхнетриасовые сланцы залегают непосредственно на верхнепалеозойских мраморах, имея в основании известняково-конгломератовую свиту, либо свиту конгломератов и песчаников, либо только грубозернистые песчаники. Такой факт не представлял бы что либо новое и неожиданное в соотношениях верхнего триаса с подстилающими толщами, поскольку аналогичные соотношения неоднократно наблюдались на Восточном Памире. Однако в данном случае возникает опасение, что за верхнетриасовые сланцы здесь принята толща сланцев верхнего палеозоя, залегающая на мраморах. Эта толща была детально изучена М. И. Шабалкиным в 1938 г. в бассейне р. Башурдара и других районах Памира.

В бассейне рр. Танымас и Кокуйбельсу палеонтологически охарактеризован только верхний триас. Однако К. Н. Паффенгольц и М. И. Шабалкин (1935) полагают, что у сел. Орошор имеется полный разрез триаса. Нижнюю часть толщи здесь слагают слюдисто-кварцитовые сланцы мощностью более 800 м. Выше их залегают свита мраморов, чередую-

щихся со сланцами, мощностью до 1000 м. Наконец, верхняя часть толщи представляет собой многократное переслаивание сланцев и песчаников; встречаются редкие и маломощные прослои известняков. Песчаники черные или темно-серые, тонкозернистые, образованные очень мелкими зернами кварца, плагиоклаза, биотита и кальцита в кварцево-полевошпатовом цементе. Сланцы — глинистые, богатые растительными остатками рэтского, по определению В. Д. Принады, возраста. В верхах свиты имеется несколько мощных (до 20 м) горизонтов крупногалечных конгломератов с галькой кварца и кварцита. Мощность свиты 2000 м. Общая мощность толщи достигает 4000 м. Характер нижнего контакта толщи неизвестен, с юрой она связана постепенным переходом.

Верхняя, рэтская часть толщи Таньмасского разреза по своему происхождению является континентальной. Что же касается нижней половины толщи, то большая мощность карбонатных пород в составе указывает скорее на ее морской характер. Впрочем, ее положение в триасовом разрезе является сомнительным. М. И. Шабалкин в последние годы своей работы в этом районе был более склонен относить нижнюю часть описанного разреза к верхнему палеозою.

Большой интерес представляют разрезы Пшартского триаса, где палеонтологически охарактеризованы как нижняя, так и верхняя его части. К сожалению, изученность этих отложений весьма недостаточная. Описание имеется только для одного, неполного разреза в Музкольском хребте. Приведем это описание, составленное П. П. Чуенко (1937).

1. На абрадированной поверхности верхнепалеозойских пород с отчетливым угловым несогласием залегает базальный конгломерат, образованный кварцевой и кремнистой галькой	1,5—2 м
2. Серый крупнозернистый песчаник	8 „
3. Тонкоплитчатые светло-серые, с поверхности желтоватые песчанистые известняки, в нижней части которых встречена фауна пелеципод: <i>Pseudomonotis (Claria) stachei</i> Bitt., <i>P. (Claria) cf. griesbachi</i> Bitt., <i>P. (Claria) cf. tridentina</i> Bitt., <i>P. (Claria) aff. kilensis</i> Spath., <i>Posidonia</i> sp., что определяет, по мнению Л. Д. Кипарисовой, возраст отложений как низы нижнего триаса. Вместе с этой фауной было найдено несколько образцов плохой сохранности <i>Pseudomonotis (Monotis)</i> верхнетриасового облика, что, как указывает П. П. Чуенко, оставляет невыясненным вопрос о взаимоотношении верхнего и нижнего триаса. Выше горизонта с фауной, возможно, имеются туфогенные породы	20 „
4. Светлый мягкий известняк	30 „
5. Конгломератовидные черные известняки, образованные галькой и обломками (до 15—20 см) черного и серого известняка	35 „
6. Хрупкий черный известняк	20 „
7. Хрупкий темно-серый известняк	20 „
8. Прослой светло-серого плотного известняка, имеющего внизу конгломератовидное строение	1 „
9. Хрупкий темно-серый известняк	10 „
10. Красные, желтые и фиолетовые мергели	45 „
11. Мергели, переходящие в плотный светло-серый известняк	10 „
12. Зеленые и красноватые мергели	2 „
13. Осыпь черных глинистых известняков	20 „
14. Зеленоватые и красноватые с желтым налетом глинистые сланцы	2 „
15. Рэтские темные сланцы, перемежающиеся с крупнозернистыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами. Видимая мощность	40 „
Общая мощность 265 м.	

Приведенный разрез является единственным на Памире, где имеются палеонтологически охарактеризованные отложения нижнего и верхнего отделов триаса. Прежде всего в данном разрезе поражает малая мощность осадков. Если исключить отсюда горизонт сланцев верхнего триаса, представленный здесь только своей небольшой нижней частью,

а вообще достигающий 2—2,5 км мощности, то на долю нижнего и среднего отделов триаса придется всего 225 м. Укажем для сравнения, что только верфенские слои нижнего триаса Дарваза имеют мощность свыше 500 м, а средний триас соседнего Ранкульского района — более 800 м. В приведенном разрезе мы не находим аналогов ранкульской известняковой толщи среднего триаса с фауной аммонитов; отсутствуют здесь также характернейшие оолитовые известняки, валуны которых с прекрасной фауной пеллеципод нижнего триаса были найдены в базальном верхнетриасовом конгломерате в соседнем Мургабском районе. Много неясного оставляет также совместное нахождение фаун нижнего и верхнего триаса. Здесь несомненно имеет место вторичное залегание одной из этих фаун, либо верхнетриасовой — в осыпи, либо нижнетриасовой — в валунах верхнетриасовой толщи. Этот в высшей степени важный разрез должен стать объектом специальных геологических исследований на Памире, так как здесь решаются вопросы не только стратиграфии триаса, но и варисской тектоники.

Описанный выше разрез характеризует крайнюю западную часть Пшартского района. Вся остальная часть этого района сложена исключительно отложениями верхнего триаса. В толще этих отложений снизу вверх выделяются три литологических комплекса: 1) известняковая свита, 2) песчано-сланцевая свита и 3) песчано-конгломератовая свита. Впервые эти отложения были исследованы П. П. Чуенко (1933) и более подробно описаны в 1943 г. М. В. Заниным. По наблюдениям М. В. Занина, известняковая свита с полугораметровым слоем конгломератов в основании залегает на зеленокаменных породах (видимо, палеозоя). Выше базального слоя наблюдается такой разрез:

1. Темно-серые грубоплитчатые окварцованные известняки, содержащие примесь эффузивного материала	32 м
2. Темно-серые тонкослоистые известняки	16 "
3. Черные и серые грубослоистые известняки с тонкими пропластками мергелистых известняков, переполненных ядрами раковин	35 "
4. Фиолетовые известняково-песчанистые сланцы с линзами (до 1,5—2 м) туфогенного материала. Среди последнего встречаются лапилли величиною до 1 см в диаметре	31 "
5. Серые и темно-фиолетовые сланцевые известняки с эффузивным материалом	29 "
6. Пестрые тонкослоистые мергелистые известняки	90 "
7. Серые известняки, внизу среднеслоистые, с фауной <i>Halobia</i> sp. и <i>Ostracoda</i> , сверху — грубоплитчатые, кремнистые	110 "
8. Рэтские глинистые сланцы.	

Мощность известняковой свиты равна 343 м. По аналогии с разрезами Юго-Восточного Памира М. В. Занин относит эту свиту к карнийскому и норийскому ярусам верхнего триаса. Заметим, что в южных районах Памира к норийскому ярусу относится и значительная часть вышележащей сланцевой толщи.

Песчаниково-сланцевая свита Пшартского района ничем существенно не отличается от сланцевой толщи Бартанга. Она также богата растительными остатками, встречаются и пресноводные пеллециподы. Возраст свиты определяется как кейпер-рэт. Видимая мощность толщи, по наблюдениям М. В. Занина, достигает 2500 м.

Песчаниково-конгломератовая свита наблюдалась П. П. Чуенко и М. В. Заниным на северных склонах долин Западного и Восточного Пшартов. Она согласно налегает на песчаниково-сланцевую свиту кейпер-рэта и сама, вероятно, относится также к рэту. М. В. Занин обнаружил в сланцевом прослое, заключенном между двумя горизонтами конгломе-

ратов, флору *Equisettes* sp. и *Pterophyllum* (?). Кроме этой конгломератовой свиты, непосредственно связанной с верхними горизонтами сланцевой толщи триаса, имеется еще одна песчаниково-конгломератовая свита, залегающая с угловым несогласием на сланцах верхнего триаса. Эта последняя была названа Д. В. Наливкиным в 1927 г. свитой «чечектинских конгломератов». Возраст ее определяется М. В. Заниным как нижнеюрский. Обе конгломератовые свиты литологически неразличимы, и вследствие этого М. В. Занин при картировании объединил их в одну рэт-юрскую конгломератовую толщу. Мощность ее достигает 800 м.

Общая мощность верхнего триаса в Пшартском районе, по-видимому, превышает 3500 м.

Вдоль южного побережья оз. Ранкуль протягивается узкой полосой мощная (более 800 м) толща массивных серых известняков. В этих известняках в 1937 г. Н. Н. Ошурков обнаружил фауну среднетриасовых аммонитов и пелеципод. По определению Л. С. Либровича и Л. Д. Кипарисовой, здесь имеются: *Monophyllites sphaerophyllus* Haueg, *Sageceras* sp. ind., *Longobardites* (?) sp. ind., *Celtites* aff. *gabbi* Smith., *Orthoceras* sp., *Pecten (Entolium)* sp., *Pecten* sp., *Myoconcha* sp. и др. Фауна указывает на анзийский ярус среднего триаса. Известняки, содержащие окаменелости, отличаются обломочным строением. В низах толщи известняки становятся более светлыми и мелкообломочными. Среди них имеются прослой оолитовых известняков. Крупные оолиты (до 3—5 мм) обладают хорошо выраженной концентрически-скорлуповатой структурой. Подобные оолитовые известняки были обнаружены П. Д. Виноградовым и Н. Н. Бобковой в 1935 г. в валунах верхнетриасового конгломерата в Мургабском районе. В одном из таких валунов была найдена нижнетриасовая фауна. Таким образом, есть основания предполагать, что нижние горизонты известняковой толщи среднего триаса в Ранкульском районе могут относиться к нижнему триасу.

К массиву среднетриасовых известняков тектонически примыкает мощная сланцевая толща. Она сложена черными, темно-серыми, желтовато-зелеными и оливково-зелеными тонколистоватыми глинистыми сланцами с редкими и тонкими прослойками (5—10 см) темно-серых песчаников. Видимая мощность свиты достигает 800 м. Никаких органических остатков в породах свиты не было найдено. По характеру литологии и большой мощности эта свита весьма напоминает верхнетриасовую сланцевую толщу Юго-Восточного Памира. В пользу такого предположения о ее возрасте свидетельствует также тот факт, что она соприкасается (по разлому) непосредственно с отложениями среднего триаса.

Южная зона

Триасовые отложения этой зоны представлены исключительно морскими образованиями и только верхним отделом системы. Сланцевая толща зоны весьма сходна с континентальными сланцевыми толщами Бартанга и Пшарта, но полное отсутствие в ней растительных остатков и неоднократные находки в сланцах морских пелеципод являются убедительным доказательством ее морского происхождения. Весьма значительные фациальные изменения в пределах зоны происходят в направлении с северо-запада на юго-восток. Северная граница зоны приблизительно совпадает с долиной Мургаба и затем, несколько восточнее долины Аксу уходит на юго-восток. Западнее меридиана озер Сарезского и Яшилкуль морские осадки триаса неизвестны.

Крайней на западе площадью развития триасовых отложений является восточное окончание Рушанского хребта и северный склон хр. Базардара. Здесь на большой площади развита мощная толща сланцев, песчаников и известняков — это нерасчлененные отложения перми и триаса. Местами в этой толще удается выделять триасовые осадки. А. П. Недзвецкий в 1935 г. наблюдал следующий разрез верхнего триаса в долине р. Малый Марджанай:

1. Черные сланцы и кварцевые песчаники предположительно пермского возраста	
2. Слоистые темно-серые песчанистые известняки с множеством кораллов и пелециподами: <i>Pseudomonotis ochotica</i> var. <i>pachypleura</i> Tell., <i>Pecten (Entolium)</i> sp.	
3. Свита частого переслаивания черных листоватых известняков и сланцев	40 м
4. Сланцеватые черные известняки	110 „
5. Черные плитчатые сланцы	5 „
6. Темно-серые тонкоплитчатые известняки	10 „
7. Слоистые темно-серые известняки с неясными отпечатками пелеципод	7 „
8. Черные сланцы и песчаники	10 „
9. Темно-серые известняки	12 „
10. Черные сланцы и песчаники	12 „
11. Темно-серые известняки с прослоями брахиоподового ракушняка	15 „
12. Черные сланцы	20 „
13. Темно-серые окремненные известняки с фауной брахиопод и гастропод	20 „
14. Свита черных глинистых сланцев с прослоями песчаников и плитчатых детритусовых известняков	50 „
	300 „

Видимая мощность толщи равна 611 м, общая мощность ее неизвестна, так как ее верхние горизонты срезаны надвигом. Несогласия между верхнетриасовыми и пермскими отложениями не отмечается.

С востока к описанному району непосредственно примыкает другая площадь развития триаса, где при картировании удавалось выделять верхнетриасовые отложения из толщи верхнепалеозойских пород. Здесь, на обоих склонах хр. Базардара, верхнетриасовые отложения распространены весьма широко. Они являются преобладающими по сравнению со всеми остальными системами. По наблюдениям Г. А. Дуткевича (1936), верхнетриасовые толщи залегают здесь трансгрессивно, но без видимого углового несогласия на верхнепермских отложениях. Из разреза выпадают не только средний и нижний отделы триаса, но и верхние горизонты перми.

Разрез верхнего триаса Базардаринского района в общих чертах сходен с вышеописанным разрезом Рушанского хребта. Он также имеет в общем двучленное строение; нижняя, относительно небольшая часть толщи — известняковая, верхняя — сланцевая. Совершенно отчетливо вырисовывается выклинивание известнякового горизонта в направлении с юга на север. Так, в южной части района мощность известняков достигает 218 м, а в северной (в Долине Мургаба) она не более 20—22 м, и местами известняки, по-видимому, совершенно исчезают. Известняки, входящие в состав свиты, обычно тонкоплитчатые, плотные, нередко кремнистые. В низах толщи они детритусовые или конгломератовидные, вверху среди них появляются пропластки желтоватых мергелей и известковистых сланцев. Фауна была встречена только в верхнем горизонте известняковой свиты. Отсюда определена *Halobia* aff. *cassiana* Mojs. esend K g u t b., форма, характерная для карнийского и низов норийского ярусов верхнего триаса.

Выше известнякового горизонта залегает мощная (свыше 2 км) сланцевая толща. В нижней части ее среди черных глинистых сланцев содержатся прослойки глинистых известняков с норийскими пелелиподами: *Halobia* ex gr. *fallax* Mojs., *H.* ex gr. *salinarum* Bronn., *H.* ex gr. *norica* Mojs., *Daonella* n. sp. Выше известняковые прослои исчезают, появляются и начинают играть в составе толщи существенную роль среднезернистые полимиктовые песчаники. Толща интродуцирована гранитами.

В восточной, периферической части Базардаринской площади И. Г. Барановым (1936) установлено резкое несогласие между триасовой и верхнеюрской толщами.

Простираются эти толщ перекрещиваются почти под прямым углом. Разрывы и гранит-порфировые дайки, пересекающие триасовую толщу, скрываются под покровом верхнеюрских известняков. Мощность известнякового горизонта верхнего триаса достигает здесь (р. Северная Бузтере) 65 м. Нижнюю часть горизонта слагают конгломератовые известняки с фауной карнийского яруса. В верхней части известняков содержится норийская фауна.

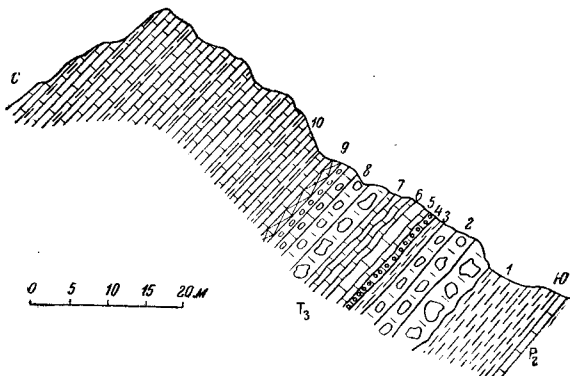


Рис. 22. Трансгрессивное налегание верхнего триаса на пермь в урочище Джамантал. Составили П. Д. Виноградов и Н. Н. Бобкова. Номера на рисунке отвечают номерам горизонтов в тексте

Следующая к востоку площадь развития триаса расположена непосредственно к югу от Мургаба (пост Памирский). Верхнетриасовые отложения здесь значительно меньше распространены, чем в соседнем Базардаринском районе. Разрезы триасовой толщи этих районов обладают большим сходством. Так же, как и в смежных районах, верхнетриасовая толща залегает здесь трансгрессивно, но без ясного углового несогласия на различных горизонтах перми. Верхнепермские отложения представлены либо туфогенно-сланцевой свитой, в составе которой имеются несомненные морские слои, либо угленосными отложениями в основном континентального происхождения. Среди угленосных отложений имеются весьма маломощные прослойки известняков с однообразной фауной гастропод. Это, по-видимому, следы последних кратковременных вторжений отступающего пермского, а, может быть, и нижнетриасового моря.

Верхнетриасовая толща Мургабского района подразделяется на три неравноценные по мощности свиты: 1) известняково-конгломератовую (20 м), 2) кремнисто-известняковую (50 м) и 3) песчаниково-сланцевую (более 1300 м). Разрезы этих свит были описаны Н. Н. Бобковой и П. Д. Виноградовым.

Известняково-конгломератовая свита (рис. 22)

1. Верхнепермская туфогенно-сланцевая свита.
2. Известняковый конгломерат с галькой светло-серых оолитовых и черных плотных известняков. В нижней части он крупнообломочный, плохо сцементированный, с размерами обломков в 20—30 см. В верхней части конгломерат становится плотно сцементированным и мелкогалечным. Галька лучше окатана, размер ее в среднем 3—8 см. Мощность

5—8 м

3. Мягкие желтоватые известняково-глинистые сланцы	1 м
4. Серый мелкообломочный известняк	0,4 „
5. Черный плитчатый известняк	1 „
6. Серый грубослоистый известняк с редкими включениями мелких обломков черного известняка	0,7 „
7. Черный плитчатый плотный известняк	4 „
8. Известняковый конгломерат, аналогичный горизонту 2, с галькой светло-серых оолитовых и черных плотных известняков, сверху плотно сцементированный, мелкогалечный, внизу — грубообломочный Здесь в гальке конгломерата была найдена нижнетриасовая фауна: <i>Pseudomonotis (Eumorphotis)</i> ex gr. <i>venetiana</i> Hauer., <i>Pecten (Entolium)</i> cf. <i>discites</i> Schloth., <i>P. (Velopecten) albertii</i> Goldf., <i>Anodontophora canalensis</i> Cat., <i>Myoconcha</i> sp., <i>Gervillia</i> sp.	5—6 „
9. Мелкокристаллический желтовато-серый доломит	1 „

Кремнисто-известняковая свита

10. Тонкослоистые и тонкоплитчатые темно-серые и желтовато-серые известняки, чередующиеся с кремнистыми сланцами. В нижней части свиты содержится фауна карнийского яруса: <i>Halobia</i> cf. <i>arthaberi</i> Kittl., <i>H.</i> ex gr. <i>charlyana</i> Mojs., <i>H.</i> ex gr. <i>stiriaca</i> Mojs. В верхней части свиты — фауна норийского яруса: <i>Halobia</i> ex gr. <i>salinarum</i> Bronn.	50 м
--	------

Песчаниково-сланцевая свита

11. Темно-серые и оливково-зеленые глинистые сланцы с прослоями и небольшими горизонтами темно-серых полимиктовых песчаников. Зерна песчаника обычно мелкие (не более 0,3 мм), плохо окатанные, состоят из кварца, кислого плагиоклаза, биотита, мусковита, хлорита, обломков кварцита и др., цемент кремнеземистый. Очень редко в низах толщи встречаются прослойки кремнистых пород и окремненных известняков с норийской формой <i>Halobia</i> ex gr. <i>salinarum</i> Bronn.	1300 м
--	--------

К югу от Мургабского района огромная площадь на Юго-Восточном Памире сложена юрскими известняками. Триасовые отложения окаймляют это юрское поле прерывистой цепью небольших выходов. Наиболее значительны из них два. Один расположен в верховьях р. Истык, другой — на крайнем юго-востоке Памира, в горах Акташ.

В Истыкском районе в основании триасовых отложений располагаются кремнистые кварцитовидные породы мощностью около 15 м. Они залегают согласно на пермских известняковых конгломератах. Никаких ясных следов размыва на границе этих отложений не наблюдается, между тем как перерыв в образовании осадков здесь несомненно имеет место. На это указывает отсутствие отложений нижнего и среднего триаса. На кремнистые породы налегает пачка темно-серых плотных плитчатых известняков мощностью 3—4 м. Выше залегают желтоватые с поверхности окремненные тонкоплитчатые известняки, переслаивающиеся с желтовато-серыми известково-глинистыми сланцами. В известняках содержится фауна пелеципод: *Halobia* ex gr. *charlyana* Mojs., *H.* ex gr. *comata* Witt., *H.* cf. *cassiana* Mojs. По определению Л. Д. Кипарисовой, фауна относится к карнийскому ярусу верхнего триаса. Общая мощность кремнисто-известнякового горизонта не превышает 35 м.

Песчаниково-сланцевая свита, налегающая на карнийские известняки, относится в основном к норийскому ярусу. Палеонтологические находки (*Halobia*, *Pseudomonotis*), сделанные в различных пунктах Юго-Восточного Памира, свидетельствуют о преобладающем распространении именно норийских сланцев. Однако в двух пунктах Кызылрабатского района в сланцевой толще были встречены и лейасовые окаменелости. Толща сложена черными и зеленовато-серыми глинистыми сланцами.

дающими иногда чрезвычайно тонкие ровные пластины. Прослой темно-серых тонкозернистых песчаников обычно маломощны. В бассейне р. Гурумды сланцы интродированы гранитами; изредка встречаются дайки лампрофиров. Эту сланцевую толщу Гайдн (1916) назвал «сарыкольской», а С. И. Клузников (1936-а) — «истыкской». Мощность толщи превышает 1,5 км.

На крайнем юго-востоке Памира сланцы верхнего триаса имеют ограниченное развитие. Несколько небольших выходов их имеется в бассейне р. Кызылрабат и в верховьях р. Шинды. Обычно сланцы здесь зажаты в виде тектонических клиньев и чешуй среди отложений других систем. Характер разреза здесь несколько отличен от разрезов, описанных выше. Так, например, в одной из небольших боковых долин из си-

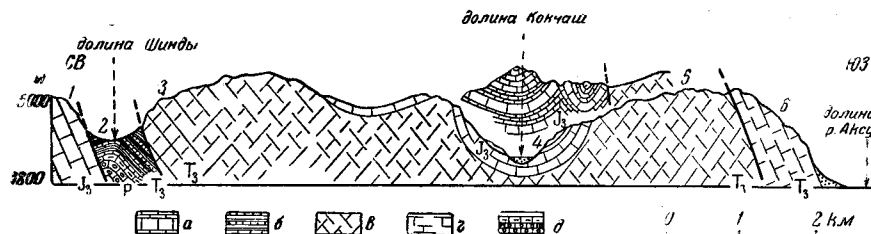


Рис. 23. Схематический разрез массива Акташ. Составил П. Д. Виноградов:
 а — тонкослоистые и грубослоистые известняки J₁; б — сланцы, песчаники и известняки карнийского и норийского ярусов T₂; в — массивные известняки норийского и рэтского ярусов T₃; г — грубослоистые известняки карнийского яруса T₃; д — кремнистые и конгломератовые известняки Р. Арабские цифры на рисунке соответствуют цифрам в описании разреза

стемы левых притоков р. Кызылрабат, называемой Бортепа, в верхах свиты зеленовато-бурых и темных глинистых сланцев имеется горизонт темно-серых детритусовых известняков, переполненных мелкими брахиоподами.

Сборы фауны из этих известняков были обработаны А. С. Моисеевым, который определил отсюда: *Rhaetina pamirensis* Moiss., *Zeilleria kysylrabatensis* Moiss., *Spiriferina akdjilgaensis* Moiss., близкие к рэтским формам. Одновременно А. С. Моисеев сообщил, что некоторые из присутствующих в коллекции форм известны также в лейасе. Мощность известняков 15 м, а всей сланцевой свиты — около 300 м. Нижние горизонты свиты оборваны надвигом, верхние — несогласно перекрываются фиолетово-красными песчаниками, конгломератами и туфобрекчиями батского возраста. Сланцевая свита, в свою очередь, подмята надвигом и по простиранию быстро выклинивается.

На расстоянии 12 км к востоку от описанного разреза сланцевая свита появляется вновь в виде узкой полосы. Здесь среди сланцев встречено несколько маломощных прослоев тонкослоистых темных песчанистых известняков, переполненных кораллами и обломками раковин пелеципод. Среди последних В. Ф. Пчелинцев определил *Oxytoma* sp., *Protocardium* aff. *stricklandi* M. L., позволяющих отнести эту свиту к верхнему лейасу.

Таким образом, есть основания предполагать, что на Юго-Восточном Памире верхние горизонты сланцевой толщи триаса относятся частично к нижней юре. Проверка правильности такого вывода совершенно необходима, так как палеонтологические определения были только предварительными.

Для стратиграфии памирского триаса наиболее интересным является разрез массива Акташ (рис. 23), расположенного на правом берегу р. Аксу, ниже Кызылрабата. Разрез этот следующий:

1. Верхнеюрские известняки.

2. Верховья долины Шинды и пер. Шинды сложены свитой темных глинистых сланцев, чередующихся с прослоями тонкозернистых кварцитовидных песчаников и темных тонкослоистых известняков, переполненных мелкими брахиоподами *Amphiclina* sp. (?) и *Halorella* p. sp. ind. По мнению А. С. Моисеева (522), фауна указывает на верхнетриасовый возраст известняков. Здесь же произвел палеонтологические сборы Ф. Столичка в 1847 г. Из коллекций последнего Э. Зюссом были определены верхнетриасовые *Halorella rectifrons* Bitt., *H. stoliczkai* sp. n. *H. redata* Bronn. Г. А. Дуткевич в 1934 г. нашел здесь норийского аммонита.

В средней части долины Шинды верхнетриасовые отложения, относящиеся, по-видимому, к карнийскому ярусу, налегают на пермские кремнистые и конгломератовидные известняки. Последние подстилаются черными глинистыми сланцами нижнепермского возраста.

Мощность верхнетриасовых сланцев достигает здесь нескольких сотен метров.

3. На верхнетриасовые сланцы долины Шинды круто надвинуты массивные серые детритусовые известняки верхнего триаса. Залегание их неясно. Нередко встречаются разрезы раковин крупных *Megalodon*. Мощности не менее 1,5 км.

4. В долине Кокчаги на массивных акташских известняках залегают верхнеюрские грубослоистые известняки, чередующиеся выше с тонкослоистыми известняками, в которых содержится фауна келловейских аммонитов. Несогласие между келловейскими и верхнетриасовыми известняками не установлено.

5. Массивные светло-серые обломочно-детритусовые известняки верхнего триаса. Среди детритуса, образующего породу, можно различить: обломки раковин моллюсков, спикулы губок, фораминиферы (*Textulariidae*, *Rotaliidae*, *Lagenidae* и др.), членки стеблей *Sclerozoa*, *Echinozoa*, водоросли и, возможно, скелетные элементы голотурий. Часто встречаются крупные, иногда громадные *Megalodon*. По сообщению Л. Д. Кипарисовой, наиболее близкие по размерам и очертаниям *Megalodon* известны из норийских отложений.

6. На западном склоне гор Акташ известняки образуют высокую стену, кругопадающую в сторону долины Аксу. Известняки скорее массивные, чем грубослоистые, однако слоистость в них все же можно заметить. Цвет известняков серый и светло-серый, до белого. По своему строению они чаще всего обломочно-детритусовые, иногда конгломератовидные, реже плотные. Но и плотные разности известняков обнаруживают под микроскопом обломочное строение. Мелко раздробленный детритус, слагающий известняк, обычно перекристаллизован, но все же здесь можно иногда различить фораминифер, присутствующих в огромном количестве, обломки иглокожих, строматопор, обломки раковин моллюсков и т. п. Местами в детритусовых известняках встречаются прекрасной сохранности пелециподы, брахиоподы и гастроподы. В некоторых случаях достигают широчайшего развития водоросли и кораллы. На поверхности больших глыб известняка видны причудливые, иногда звездчатые узоры водорослей, облекающих колонии кораллов. Один из пластов в нижней части свиты переполнен крупными *Megalodon*.

Фауна из известняков этой свиты, по мнению Л. Д. Кипарисовой, относится к карнийскому ярусу. Ею определены следующие формы: *Pecten* aff. *tetyuchensis* Kirar. in litt., *P.* aff. *subdivisus* Bitt., *P.* aff. *rotai* Tomm., *Velopecten* aff. *vesprimiensis* Bitt., *Gonodon* cf. *astartiformis* Münster?, *Enntolium* sp. ind., *Indopecten* sp. ind., *Avicula* sp. nov., *Worthenia* sp. ind., *Hologyrus* sp. nov., *Trochus* sp. ind. Как указывает Л. Д. Кипарисова, фауна содержит почти исключительно новые виды и потому точное определение ее возраста затруднительно. Однако наиболее вероятным она считает нижекарнийский возраст фауны. Определенные Л. Д. Кипарисовой формы имеют тяготение, с одной стороны, к карнийским видам Южных Альп и Венгрии, а с другой стороны — к карнийской фауне Дальнего Востока.

Соотношения между описанной свитой грубослоистых известняков и массивными мегалодоновыми известняками горизонта 5 — неясны. Контакт между ними скорее всего тектонический. Мощности свиты около 500 м.

Изученность акташского известнякового триаса недостаточна. Выводы, которые можно сделать на основе изложенного материала, следующие. Во-первых, можно считать твердо установленным, что на Юго-Восточном Памире, наряду со сланцевыми фациями верхнего триаса, существует фация массивных рифовых известняков. Нижнюю часть из-

вестняковой толщи слагают грубослоистые известняки карнийского яруса мощностью около 500 м, выше залегают массивные мегалодоновые известняки мощностью до 1,5 км. Таким образом, мощность всей толщи, вероятно, достигает 2 км. Подстилающие отложения неизвестны, покрывающими являются известняки келловей. Между ними и акташскими известняками имеется, очевидно, стратиграфический перерыв.

Акташский триас является важным звеном, связывающим Памир с областью Каракорума и Гималаев. Характернейшая толща мегалодоновых известняков, развитая во всех этих областях, представляет собой широко распространенную и устойчивую фацию, — рифовый пояс верхнетриасового моря Тэтиса. Этот пояс местами прерывается скоплениями масс терригенного материала (сланцевые толщи Памира, Афганистана, Белуджистана, Бирмы и др.), сносимого реками с прилегающих континентов, но литологические особенности и органический мир этой фации характеризуются большим сходством даже в очень отдаленных участках, как, например, Динарские Альпы и Гималаи. Однако геологический возраст мегалодоновых известняков не везде одинаков. На Юго-Восточном Памире они слагают, вероятно, весь верхний отдел триаса. Г.-де-Терра (1932) сообщает, что мегалодоновые известняки Мурго и Чанг-Чемо (у других авторов Чанг-Ченг-мо) относятся к рэт—лейасу и достигают многих сотен метров мощности. В Гималаях, по данным Д. Вадиа (1931), на норийских известково-глинистых отложениях залегают мощная (3000 футов) толща известняков «киото». Эта толща, называемая также «большим известняком» относится в нижней своей части к рэту, а верхняя ее часть соответствует лейасу и доггеру. Нижняя часть толщи — это мегалодоновые известняки с богатой и разнообразной фауной, большая средняя часть толщи немая, а верхи ее, — «сулькакутусовые слои», содержат богатую фауну белемнитов и пелеципод келловей.

Акташские известняки, так же как и известняки киото покрываются келловейскими слоями, но вряд ли можно на этом основании предполагать присутствие в их толще лейаса и доггера, как это делают геологи Индии. Если в Гималаях лейас и доггер не встречены в иных фациях, чем немая часть толщи известняков «киото», то на Памире эти отложения широко развиты и палеонтологически охарактеризованы. Кроме того, присутствие *Megalodon* в верхних горизонтах толщи акташских известняков, почти непосредственно под келловейскими слоями, достаточно убедительно говорит о том, что эквивалентов юры в этом массиве нет.

В начале настоящего очерка указывалось на зональность развития триасовых отложений на Памире и была дана краткая характеристика каждой из зон. Глубокие различия между разрезами этих зон, выражающиеся в особенностях их литологии, состава органических остатков и условий образования, не позволяют объединить их в один типичный разрез. Часто даже в пределах одной какой-либо зоны различия между отдельными разрезами имеют принципиальный характер. Схематизируя все большое разнообразие триасовых отложений Памира, их можно свести к восьми основным разрезам (табл. 4).

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения по сравнению с триасовыми пользуются в Таджикистане значительно большим распространением. Они встречаются в Центральном и Юго-Западном Таджикистане и на Памире. Экономическое значение этих отложений весьма велико. С ними связаны все важнейшие месторождения угля и каменной соли.

Основные типы разрезов триасовых отложений Памира

	Северная зона		Средняя зона			Южная зона		
	Дарваз	Заалайский хр.	Бассейн Бартанга	Хребет Музкол	Район оз. Рангуль	Бассейн Аличура и Мургаба	Кызылрабатский район	Массив Акташ
Верхний триас	?	Лавы, туфы с прослоями углистых сланцев с растительными остатками 600 м	Сланцы и песчаники с растительными остатками, 2 500 м	Конгломераты и песчаники Т ₃ -J ₁ , 800 м Сланцы и песчаники с растительными остатками, 2 500 м. Известняк с морской фауной, 0-343 м	Сланцы и песчаники более 800 м	Сланцы и песчаники с морской фауной 1 500 м. Известняк, 0-218 м Конгломерат с фауной Т ₁ в валунах, 0-20 м	Сланцы и известняки Т ₃ -J ₁ несколько сотен метров Сланцы и песчаники с морской фауной 1 500 м Известняки и кремнистые породы, 35 м	Мегалодоновый известняк, 2 000 м
Средний триас	?	Туфы, конгломераты, песчаники, сланцы, 800 м	Желтые мергели и сланцы с конгломератом в основании, около 300 м	Пестроцветные мергели и сланцы, 79 м Известняк с морской фауной, 136 м	Массивный известняк с морской фауной, более 700 м Оолитовый известняк более 100 м			?
Нижний триас	Красноцветный конгломерат и песчаники с морской фауной 500-600 м	Конгломераты, более 260 м Несогласие	Несогласие ? Вулканогенная серия пермтриаса	Конгломерат и песчаник, 10 м Несогласие	?			?
	Верхняя пермь	Нижняя пермь		Верхний палеозой		Верхняя пермь	Верхняя пермь	

Первые сведения о юрских отложениях Таджикистана были доставлены в середине прошлого столетия Г. Богословским (1842). Краткие описания имеются также в работах Д. К. Мышенкова (1891), Г. Д. Романовского (1882), В. Н. Вебера (1913) и др. Детальное исследование юрских отложений началось после Великой Октябрьской революции. Геологические исследования области развития континентальных юрских отложений в Центральном Таджикистане производились А. П. Марковским и С. И. Клуниковым, стратиграфия и угленосность юрских толщ изучались Н. В. Шабаровым, М. И. Брик, Г. С. Чикризовым, Т. А. Сикстель, С. И. Левицким, С. К. Овчинниковым и др. Соленосные юрские отложения Юго-Западного Таджикистана — П. К. Чихачевым, Н. П. Лупповым, С. К. Овчинниковым, И. Е. Губиным и др. На Памире морские отложения юры установлены в 1915 г. Д. В. Наливкиным, И. А. Преображенским и Гайдном.

В Центральном Таджикистане юра представлена исключительно континентальными образованиями: отложениями аллювиальных долин, болотными, пролювиальными и др. Эти отложения достигают иногда большой мощности (от нескольких сотен метров до 1200 м), но отличаются весьма ограниченным пространственным распространением.

В Юго-Западном Таджикистане, наряду с аналогичными континентальными отложениями аллювиальных равнин, болот и дельт, имеются горизонты морских отложений и лагунные соленосные образования. Мощность этих отложений непостоянна и обычно невелика, но в отдельных случаях достигает 1 км (в предгорьях Дарваза). В сравнении с предыдущей зоной юрские отложения Юго-Западного Таджикистана отличаются большим распространением и, возможно, образовывали первоначально сплошной покров. Они представлены всеми тремя отделами системы.

Юрские отложения Памира представлены мощной, сложно дислоцированной толщей преимущественно морских осадков. Эти отложения занимают половину Памира. В северной части Памира имеются лишь континентальные образования, спорадически встречающиеся на окраинах этой территории. В основном же Северный Памир представлял собой в юрском периоде область сноса. На Памире известны все три отдела юры.

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

В пределах Центрального Таджикистана выходы юрских отложений распространены на территории Туркестанского, Зеравшанского и Гиссарского хребтов. Самым северным является выход юры, расположенный в пределах северного склона Туркестанского хребта, по левобережью р. Исфара. К нему приурочено бурогольное месторождение Шураб I. Южнее юрские отложения были установлены А. П. Марковским (1934а) в разрезе широтной полосы мезо-кайнозойских осадков по долине р. Зеравшан. Еще южнее юрские отложения известны на северном и южном склонах Зеравшанского хребта и на южном склоне Гиссарского хребта.

На востоке Центрального Таджикистана известна полоса юрских отложений, протягивающаяся по северному склону Зеравшанского хребта через сел. Ронч и рр. Ривут, Таваствин и др. На западе отдельные небольшие выходы юры отмечены по правобережью Зеравшана, между селениями Шишкат и Пахурд. Наконец, крайний западный выход юры известен вблизи сел. Риват.

По данным С. И. Клунникова (1931), в западной части Центрального Таджикистана, в пределах Магиан-Фарабского района, юрские отложения обнажаются в бассейне р. Магиан у селений Магиан и Гизанпайон, по р. Шинк — у селения того же названия и несколько восточнее в сае Мосриф. Небольшой выход юры известен южнее пер. Зиндаут и еще южнее у пер. Камичорра. К востоку от р. Магиан юрские отложения распространены между рр. Зауран и Кштут, где они образуют полосу длиной около 10 км при ширине 1,5—2 км, известную под названием Кштут-Зауранского каменноугольного месторождения. Ее продолжением на восток являются небольшие выходы на правом берегу р. Артуч. Продолжением на запад служит полоса юрских отложений, протягивающаяся по левому склону долины р. Зауран. Вторая (южная) площадь развития юрских отложений расположена между рр. Шинк и Арчамайдан. Она протягивается через пер. Тавасанг в долину р. Сарымат на расстоянии 12 км при ширине 1—3 км.

Наиболее крупная площадь развития юрских отложений находится в бассейнах рр. Ягноб и Фан, где они вместе с другими осадками мезозоя образуют полосу длиной около 35 км и шириной от 3 до 5 км. Восточная часть этой полосы проходит вдоль основания северного склона Гиссарского хребта, а западная часть — через долину р. Пасруд, частично переходя на южный склон Зеравшанского хребта. Юрским отложениям здесь подчинено крупнейшее в Таджикистане Фан-Ягнобское каменноугольное месторождение.

Самой южной является небольшая площадь юрских отложений на южном склоне Гиссарского хребта, в широтной долине р. Зидды и в сае Сангальт.

Крайнее восточное положение занимает площадь юрских отложений на южном склоне Зеравшанского хребта, у его восточного окончания, в бассейне верховьев рр. Обикабут и Камароу и у пер. Ходжайоснек. К этой площади приурочено Назарайлокское каменноугольное месторождение.

Область северного склона Туркестанского хребта

Юрские отложения на площади Шураб I подчинены Южно-Ферганской полосе мезозойских осадков и не имеют непосредственной связи с одноименными отложениями Зеравшано-Гиссарской горной области. Они являются продолжением на северо-восток юрских толщ площади Шураб II, входящей административно в состав территории Киргизской ССР, где эти отложения достигают наибольшей мощности (около 800 м).

По Н. В. Шабарову, юрские отложения принадлежат северному крылу Сарыташ-Самаркандекской антиклинали и представлены чередующимися слоями песчаников, конгломератов, мелкозернистых песчаников, алевролитов, глинистых пород, углей и углистых сланцев. Толщина отдельных слоев измеряется долями метра. Мощность песчаниково-глинистых и песчаниково-конгломератовых пачек от нескольких метров до нескольких десятков метров. Эта особенность строения толщи позволила Н. В. Шабарову подразделить ее на отдельные свиты. Нижняя свита А, мощностью 80—90 м, является безугольной; вышележащая часть разреза, охватывающая свиты от В до Р, общей мощностью 325 м, является продуктивной и содержит 9 рабочих пластов угля суммарной мощностью до 26 м. Верхняя часть разреза толщи (свиты R₁—R₁₂) также не продуктивна. Ее мощность 415 м.

В северо-восточном направлении мощность юрских отложений постепенно уменьшается.

Так, на юго-западном участке площади Шураб I она равна 240 м, а на северо-восточном участке юрская толща уже совсем не наблюдается.

Юрские отложения Южно-Ферганского угленосного района, по данным М. И. Брик (1935), содержат большое количество отпечатков растений, принадлежащих 140 видам, относящимся ко всем известным классам и группам растительного царства юрского времени. Главное место по числу видов и количеству экземпляров в собранных коллекциях принадлежит папоротникам и гинкговым; второе место занимают цикадофиты, хвойные и хвощевые.

Особенностью этой флоры является наличие в ее составе 40% всех видов, установленных в различных угленосных районах Средней Азии. На этом основании было предложено выделить в самостоятельную свиту ту часть юрской толщи, которая содержит указанную флору, и придать ей местное название шурабская свита. Несмотря на указанный местный облик, вся рассматриваемая флора в целом имеет близкое сходство с европейскими и азиатскими нижнеюрскими флорами, что позволяет параллелизовать ее с ними. Действительно, в ее составе присутствует ряд форм, характерных для рэтских и нижнелейасовых флор. К ним относятся виды *Clathropteris*, *Hausmannia*, *Phlebopteris*, *Marattiopsis*, *Neocalamites*, *Annulariopsis* и др.

Одновременно в составе этой флоры присутствуют виды, широко представленные также и в среднеюрских отложениях Западной Европы. К ним относятся: *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *C. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Eboracta lobifolia* (Phill.) Sew. и др. Однако присутствие этих видов не может иметь решающего значения для повышения возраста данного комплекса флоры до среднеюрского, так как большинство перечисленных видов не относится к числу руководящих.

Изучение разреза юрских отложений Южно-Ферганского угленосного района позволило установить значительные различия в составе ископаемой флоры, заключенной в различных его частях. Так, было отмечено, что к нижним частям разреза приурочены находки перечисленных выше папоротников и хвощевых, а также некоторых видов *Cladophlebis*, *Todites*, *Cycadocarpidium Erdmannii* и других более древних мезозойских растений. С другой стороны, виды *Coniopteris*, встречающиеся и в нижних частях разреза, получают максимальное развитие в верхней части юрской континентальной толщи. По численности экземпляров и видовому разнообразию они совместно с разнообразными цикадофитами придают более молодой облик всему сопутствующему им комплексу флоры. Подмеченная закономерность позволила наметить подразделение шурабской свиты на две подсвиты — нижнюю, которую можно приравнять к нижней части лейаса, и верхнюю, возраст которой отвечает верхней части лейаса или низам доггера. Граница между этими подсвитами условно проводится по свите D схемы Н. В. Шабарова. А. В. Мартынов (1937) на основании изучения ископаемых насекомых проводит границу нижней половины лейаса по свите H и считает, что вышележащая толща должна быть отнесена по возрасту к среднему лейасу.

Юрские континентальные отложения буроугольного месторождения Шураб I представлены почти на всей его площади нижней шурабской подсвитой и лишь в крайней западной части — низами верхней шурабской подсвиты.

Зеравшано-Гиссарская область

Изучение юрских континентальных отложений в пределах Зеравшано-Гиссарской горной области затруднительно вследствие распространения их на небольших площадях, в пределах которых доступными для наблюдения являются различные и часто небольшие части разреза. Последнее обстоятельство обусловлено, с одной стороны, несогласным залеганием меловых отложений на различных горизонтах юрской толщи и, с другой стороны, срезанием разных частей разреза рядом широтно ориентированных разрывов, образовавшихся во время альпийской складчатости.

По своему составу эти отложения имеют большое сходство с юрскими отложениями Южной Ферганы. Они представлены чередующимися слоями песчаников, конгломератов, алевролитов и глинистых пород. Мощность слоев изменяется от 1—5 м до нескольких десятков метров. Отдельные слои по простиранию проследить невозможно, так как юрские отложения встречаются на небольших разобщенных площадях. В пределах песчаниково-глинистых пачек, к которым приурочены пласты угля, углистых и битуминозных сланцев, наблюдается очень частое переслаивание пластов, мощность которых нередко выражается десятками сантиметров и иногда сантиметрами. В них содержатся многочисленные остатки растений, слои ископаемых болотных почв и даже ископаемых лесов (на Ягнобе, по Т. А. Сикстель).

Наиболее подробно разрез юрских континентальных отложений, распространенных в системе рр. Ягноб и Фан, был изучен Т. А. Сикстель. Юрские отложения, по ее данным, слагают здесь крупную синклиналиную складку, опрокинутую к северу и усложненную дополнительными складками второго порядка. С юга и севера синклиналь ограничена альпийскими разломами, по плоскостям которых юрская толща соприкасается с палеозойскими отложениями. Разрез юрской толщи разделен Т. А. Сикстель на следующие пять свит (снизу вверх).

1. Базальные конгломераты, состоящие из плохо окатанной гальки кварца величиной не больше 1 см в диаметре, реже из угловатых кусков метаморфических сланцев, известняка и песчаника. Цемент конгломерата кремнистый. Порода плотная, хорошо выдерживается по простиранию и залегает трансгрессивно на отложениях триаса или чаще на палеозое 40 м
2. Сланцевая безугольная свита, состоящая из глинистых, песчано-глинистых и песчанистых сланцев, разделенных несколькими пластинами песчаников коричневато-серой окраски. Встречаются маломощные сажистые прослои. В основании свиты вскрыт пласт угля мощностью 0,37 м. В направлении с востока на запад глинистые породы переходят в песчанистые. Остатки ископаемых растений редки и неопределимы 210 ..
3. Нижняя угленосная свита, сложенная песчаниками и глинистыми породами, конгломераты отсутствуют. Содержит 10 пластов угля, мощностью больше 0,30 м каждый. Общая мощность всех пластов составляет 5,80 м. В средней части свиты встречены отпечатки *Marattiopsis Muensteri* (Goerpp.) Schimp., *Pterophyllum* sp., которые позволили Т. А. Сикстель отнести эту свиту к лейасу 158 ..
4. Верхняя угленосная свита, представленная чередующимися слоями песчаниково-глинистых пород и конгломератов. Окраска пород серая. В разрезе свиты установлено семь слоев, содержащих окаменевшие стволы деревьев. Диаметр стволов от 0,20 до 1,20 м; они находятся на расстояниях от 1 до 3 м друг от друга. В этой свите насчитывается 25 пластов угля суммарной мощностью 54 м. Встречена разнообразная флора папоротников (*Coniopteris*, *Cladophlebis*), цикадофитов (*Taeniopteris*, *Nilssonia*, *Ctenis*, *Tyrmia*), а также гинкговых и хвойных. Состав ископаемой флоры позволил Т. А. Сикстель отнести верхнюю угленосную свиту также к лейасу 480—620 ..

5. Верхняя безугольная свита, состоящая из кварцевых песчаников с маломощными прослоями мелкогалечных конгломератов и редкими линзами алевролитов с отпечатками растений плохой сохранности. Окраска пород пестрая

60—150 м

Общая мощность юрской толщи Фан-Ягнобского угольного месторождения изменяется от 950 до 1175 м.

В более поздних своих работах Т. А. Сикстель относит к лейасу свиту базальных конгломератов, сланцевую безугольную и нижнюю угленосную свиты. Верхнюю угленосную свиту, начиная с 10 пласта угля, она относит к доггеру, на основании широкого распространения в этой части разреза флоры *Coniopteris* и отсутствия видов *Marattiopsis* и *Phlebopteris*. Верхняя безугольная свита отнесена ею к мальму.

Сходство флоры из верхней угленосной свиты с флорой верхней шурабской подсвиты позволяет считать эти свиты одновозрастными. Следовательно, большая часть верхней угленосной свиты Фан-Ягнобского каменноугольного месторождения тоже относится к верхам лейаса.

Разрез юрских отложений южного склона Зеравшанского хребта был изучен более детально на площади Назарайлокского каменноугольного месторождения, расположенного между р. Обикабуд и ее правым притоком р. Ишкархана.

По И. А. Паськову, юрские отложения образуют здесь синклиналичную складку, юго-восточное крыло которой срезано надвигом. По надвигу силурийские известняки надвинуты с юга на толщу мезозойских отложений. Последняя залегает на размытой поверхности дислоцированных палеозойских сланцев. В ее разрезе выделены следующие свиты и пачки слоев.

1. Нижняя угленосная свита, сложенная глинисто-песчанистыми и углистыми сланцами, содержащая один пласт угля мощностью 0,80 м	30 м
2. Конгломераты из кварцевой гальки с глинистым цементом	470 „
3. Верхняя угленосная свита, разделенная на четыре пачки:	
а) глинистые, углистые и песчано-глинистые сланцы с прослоями песчаников и конгломератов	200 „
б) глинистые сланцы с прослоями песчано-глинистых сланцев и песчаников; содержат пять пластов угля мощностью от 1 до 9 м	203 „
в) песчаники	97 „
г) глинистые, песчанистые сланцы и песчаники	200 „
Общая мощность свиты 1200 м.	

Ископаемые растения, собранные И. Е. Губиным из низов верхней угленосной свиты, по определению В. Д. Принады, представлены: *Desmiophyllum* sp., *Phoenicopsis angustifolia* Heer и *Ixostrobus Heeri Pryn*. В коллекции, собранной И. А. Паськовым из второй подсвиты (снизу); М. И. Брик определила: *Drepanolepis turkestanica* sp. n., *Pityophyllum Nordenskiöldii* (Heer) Nath. и *Podozamites* sp. Эти виды указывают на верхнелейасовый возраст верхней угленосной свиты.

Рассмотренная последовательность выделенных стратиграфических единиц в разрезе юрских отложений на участке Назарайлокского каменноугольного месторождения подчеркивает большое сходство этого разреза с разрезом юрской толщи на Фан-Ягнобском месторождении. Угленосные пачки, располагающиеся в этих месторождениях в средней части юрской толщи, образовались, по-видимому, в одинаковых условиях и в одно и то же время.

Юрские отложения в районе пер. Тавасанг, по данным Н. П. Ермакова (1937), образуют синклиналичную складку, на южное крыло которой надвинуты известняки карбона—девона. В пределах

северного крыла юрские осадки налегают трансгрессивно на палеозойские сланцы и песчаники. Для юрских отложений здесь характерно чередование песчаниково-конгломератовых слоев с глинистыми и углистыми сланцами и углями. В контакте с палеозоем преобладают песчаники и глинистые сланцы. Заканчивается разрез толщей песчаников и конгломератов. Последние состоят из кварцевой и известняковой гальки, сцементированной песчано-глинистым цементом. Мощность юрской толщи составляет 825 м. Она содержит 36 пластов угля общей мощностью 13,46 м; из них 9 рабочих пластов суммарной мощностью 7,58 м. Кроме того, местами встречаются прослой углистых и углисто-глинистых сланцев. Проявление угленосности начинается примерно в 100 м от основания юрской толщи.

Остатки ископаемых растений в описываемой толще содержатся в ее нижней части. По данным Н. П. Ермакова, они представлены несколькими видами *Coniopteris*, *Cladophlebis*, *Nilssonia*, *Pterophyllum*, *Ginkgo*, *Czekanowskia*, *Pagiophyllum* и *Podozamites*, т. е. формами, обычными для флор из юрских отложений Зеравшано-Гиссарской горной области. По-видимому, эту флору можно считать синхроничной с флорой из верхней угленосной свиты Ягноба и относить ее к верхней части лейаса. Для понижения возраста нижних горизонтов описываемой толщи до рэта нет основания.

На остальных площадях юрские отложения имеют меньшую мощность. Так, на площади Кштут-Зауранского каменноугольного месторождения толща юрских отложений, изученная М. И. Брик (1933б) и Г. С. Чикрызовым (1936), представлена только своей верхней частью мощностью около 425 м. Здесь она принимает участие в строении синклинальной складки, опрокинутой к северу и ограниченной с севера и юга разрывами, вследствие чего контакт юры с подстилающими породами не наблюдается и истинная мощность толщи не установлена.

В разрезе юрской толщи здесь выделено две свиты. Верхняя свита В — безугольная, состоит из мелкогалечных конгломератов, переслаивающихся с глинистыми песчаниками и глинами. Нижняя свита А — угленосная, состоит из трех пачек, сложенных песчаниками, алевролитами, глинами, углистыми сланцами и углями (a_{III} , a_{II} , a_I). Эти пачки разделены двумя слоями песчаников с конгломератами. Суммарная мощность исследованной части свиты А около 340 м.

Согласно Г. С. Чикрызову, верхняя угленосная пачка a_{III} содержит 11 пластов угля общей мощностью 26,25 м. Мощность пачки 194 м. Средняя угленосная пачка a_{II} — содержит один пласт угля мощностью 1,41 м; мощность пачки около 9 м. Нижняя угленосная пачка a_I — имеет три пласта угля суммарной мощностью 7,69 м. Еще ниже по разрезу залегают красноватые конгломераты, переслаивающиеся с песчаниками и глинами, обнажающиеся только на южном крыле синклинали.

По Г. С. Чикрызову, свита В лежит несогласно на угленосной свите А. Однако при геологическом картировании листов J—42—16—Г и J—42—17—В П. Д. Виноградовым и Н. Н. Бобковой это не подтвердилось.

В угленосных отложениях свиты А содержится большое количество хорошо сохранившихся остатков ископаемых растений. Ископаемая флора насчитывает свыше 60 названий, на долю голосеменных приходится примерно две трети от общего числа. Преобладающими (по числу экземпляров и разнообразию) являются виды *Nilssonia* из цикадофитов, гинкговые и виды *Elatides* и *Podozamites* из хвойных. Для споровых ха-

характерно разнообразие форм хвощей, а также присутствие многочисленных видов *Cladophlebis* и *Coniopteris*. Богатство видами характерно для лейасовых среднеазиатских флор. Присутствие таких форм, как *Annulariopsis inopinata* Zeiller, *Marattiopsis Muensteri* (Goerr.) Schimp., *Cycadocarpidium* sp. и др., подтверждает мнение о лейасовом возрасте рассматриваемой флоры. В. Д. Принада (1931), изучавший коллекции ископаемых растений из Кштут-Зауранского угольного месторождения, собранные П. М. Васильевским и С. Ф. Машковцевым, считает возраст флоры скорее верхнелейасовым. Действительно, присутствие многочисленных видов *Coniopteris* придает более молодой облик рассматриваемой флоре, чем нижнелейасовой, как это предлагала М. И. Брик (1933а).

Ископаемая флора из свиты *B* изучена недостаточно, так как она встречена только в одной точке. Она представлена следующими видами, определенными также и в флоре из свиты *A*: *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Sagenopteris* sp., *Ginkgoites sibiricus* (Heer) Sew., *Czekanowskia rigida* Heer и *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimp. По составу флоры свиту *B* можно также отнести к верхней части лейаса, хотя не исключена возможность повышения ее возраста до низов доггера, как это было сделано С. Ф. Машковцевым (1931).

Близкое сходство с описанным разрезом имеет разрез юрских отложений, распространенных в бассейне р. Магиан. По наблюдениям Н. П. Ермакова (1937) и А. Б. Коровкина (1939), эти отложения залегают в основании разреза полосы мезо-кайнозойских пород, протягивающейся в широтном направлении на расстояние около 50 км от сел. Магиан до верховьев сая Мосриф. Ширина полосы 1,5—2 км. Мезо-кайнозойские отложения образуют здесь синклиналию складку, южное крыло которой почти всюду перекрыто надвигом палеозойских массивов. Наиболее полно разрез юрских отложений изучен в районе сел. Гизенпайон, где они слагают северное крыло синклинали, простирающегося в направлении СВ 75—85°. В разрезе юрских отложений здесь выделено две свиты: верхняя непродуктивная свита *B*, сложенная светло-серыми крупнозернистыми песчаниками и конгломератами, мощностью около 74 м, и нижняя продуктивная свита *A*, состоящая из трех пачек песчано-глинистых пород. Нижняя пачка мощностью 40 м содержит три пласта угля, средняя — мощностью 18 м — имеет один пласт угля и верхняя, мощностью 35 м, включает три пласта угля. Общая мощность свиты *A* 138 м, а всей юрской толщи 212 м.

Ископаемая флора из этих отложений, по определению В. Д. Принады (1931) и М. И. Брик, представлена теми же видами, которые были встречены в кштутской толще. На основании этих данных можно считать магианский и кштутский типы разрезов угленосной юры синхронными по времени и условиям осадконакопления.

Более глубокие части юрских отложений изучены П. Д. Виноградовым и Н. Н. Бобковой по левому склону долины р. Кштут, где они залегают трансгрессивно и несогласно на девонских известняках. В основании разреза здесь развиты красные и серые конгломераты, состоящие из кварцевой, кремнистой и известняковой угловатой гальки (10 м). Выше залегают кварцевые песчаники (40 м), а еще выше — глины, глинистые и углистые сланцы. Последние несогласно перекрыты верхнемеловыми конгломератами.

Нижние горизонты юрской толщи наблюдались П. Д. Виноградовым и Н. Н. Бобковой в окрестностях сел. Риват, где они трансгрессивно на-

легают на силурийские сланцы и представлены мощной пачкой белых массивных конгломератов с линзами и прослоями грубозернистых песчаников с кремнисто-баритовым цементом, мощностью от 35 до 85 м. Выше лежат слоистые серые глины с растительными остатками, среди которых М. И. Брик определила: *Clathropteris* sp. cf. *C. obovata* Oishi, *Cladophlebis* sp. ex gr. *C. denticulata* (Brongn.) Font. и *Pagiophyllum* sp. Мощность этой пачки 24 м. Еще выше залегает пачка красноцветных конгломератов и кварцевых песчаников с баритово-кремнистым цементом, мощностью 10—12 м. Общая мощность юрской толщи 100—120 м.

О соотношении юрской толщи, налегающей непосредственно на палеозой, с юрской толщей Кштут-Зауранской синклинали можно судить только на основании палеонтологических данных. К сожалению, имеется слишком мало палеоботанических данных для характеристики юры, налегающей на палеозой. Однако присутствие в этой толще по р. Риват серых глин с *Clathropteris* позволяет предполагать более ранний ее возраст по сравнению с юрскими отложениями Кштут-Заурана и считать его отвечающим нижней части лейаса.

Юрские отложения бассейна р. Зеравшан изучались С. К. Овчинниковым. Наиболее полный их разрез изучен в восточной части района у сел. Сурхат. На размытой поверхности силурийских серо-зеленых песчаников лежат с падением на юго-юго-восток конгломераты, состоящие из крупной гальки подстилающих песчаников, переходящие в мелкогалечный конгломерат того же состава. Выше залегают песчаники, переслаивающиеся с конгломератами, состоящими из белой кварцевой гальки. Общая мощность пачки этих пород около 125 м. Выше по разрезу залегает пачка песчаников, глинистых и песчаных сланцев и углистых сланцев. Видимая мощность этой пачки 160 м. Верхняя ее часть срезана надвигом палеозойских песчаников.

Остатки растений в юрских отложениях бассейна р. Зеравшан малочисленны и указывают, по мнению С. К. Овчинникова, на их нижнеюрский возраст. В разрезе выделяются две угленосные пачки. К нижней из них приурочен сложный пласт угля, обнажающийся у сел. Гузн. Общая мощность пласта 6 м, в направлении на север он постепенно выклинивается. В верхней пачке у сел. Сурхат заключена линза угля длиной 60 м и мощностью около 2 м.

В долине р. Зидды юрские отложения имеют небольшую мощность (от 35 до 100 м) и незначительное распространение. По С. К. Овчинникову, они принимают участие в строении синклинали складки, сложенной мезо- и кайнозойскими отложениями, ограниченной с юга и с севера надвигами палеозойских пород. В саяе Сангалт юрские отложения налегают на размытую поверхность зеленых палеозойских сланцев, имея в основании конгломерат из гальки подстилающих пород. Они сложены здесь песчаниками, глинистыми и углистыми сланцами и углями. По данным И. П. Шарапова, на этом участке имеется от 2 до 14 пластов угля различной мощности. Юрские отложения покрыты базальными меловыми конгломератами. Ископаемая флора, собранная здесь в 1940 г. И. А. Паськовым, по определению М. И. Брик представлена 25 видами, относящимися к родам: *Coniopteris*, *Cladophlebis*, *Annulariopstis*, *Nilssonia*, *Ginkgoites*, *Czekanowskia*, *Phoenicopsis*, *Pityophyllum*, *Podozamites*, *Stenorhachis*, *Carpolithus* и др. Эта флора имеет близкое сходство с флорами из кштутского, магианского и ягнобского разрезов, а также с флорой верхней шурабской подсвиты. Возраст ее отвечает верхней части лейаса.

Рассмотрение разрезов юрских отложений на главнейших площадях их распространения позволяет подчеркнуть некоторые закономерности формирования этих осадков в Зеравшано-Гиссарской горной области. Так, отложения нижней части юрской толщи, налегающие непосредственно на палеозой, являются безугольными. Не содержит угольных пластов и верхняя ее часть, сложенная обычно песчаниками и конгломератами. Во всех рассмотренных разрезах угленосность приурочена к средней части толщи, охарактеризованной ископаемой флорой, более или менее одинакового состава. Это дает основание синхронизировать угленосные пачки по условиям осадконакопления и отнести время их формирования к верхней половине лейаса. Возможно, что нижнюю часть юрской толщи следует отнести по возрасту к нижнему лейасу. Палеонтологическое подтверждение этого предположения получено пока только для юры бассейна р. Риват. Можно высказать предположение о среднеюрском возрасте песчаниково-конгломератовых слоев верхней части толщи. Однако это предположение еще не получило палеонтологического обоснования. Несогласное залегание меловых отложений на различных горизонтах юрской толщи является, как указывает А. П. Марковский (1934а), результатом проявления киммерийских тектонических движений. Этой же причиной может быть объяснено и отсутствие в данной области отложений верхней юры.

Если в северной части Центрального Таджикистана — на площади Шураб I — условия, благоприятные для углеобразования, создались в нижнем лейасе, то в более южных его частях, в пределах Зеравшанского и Гиссарского хребтов, они возникли только во второй половине лейаса и исчезли к среднеюрскому времени. Однако еще южнее, в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, углеобразование происходило и в среднеюрское время.

С. И. Клуниковым (1937б) было обращено внимание на то, что юрские отложения в рассматриваемой области залегают почти исключительно на сланцевых толщах палеозоя, а не на палеозойских известняках. Этот интересный факт он объясняет тем, что к выходам сланцев были приурочены пониженные части рельефа, в которых и происходило в юрское время образование континентальных толщ, а известняки, вследствие своей твердости, выступали в виде гряд. Наблюдаемая повсюду приуроченность юрских отложений к широтно ориентированным зонам синклинального строения позволяет предполагать, что в доюрское время пониженные части рельефа имели вид широтных межгорных долин, разделенных горными грядами.

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ТАДЖИКИСТАНА

В пределах Юго-Западного Таджикистана юрские отложения разделяются по литологическому составу на три толщи: нижнюю — песчано-глинистую (угленосную), среднюю — известняковую и верхнюю — гипсоносную. Нижняя — песчано-глинистая толща наиболее полно обнажается в двух районах: в Южном Дарвазе — по р. Обиниоу и на южном склоне Гиссарского хребта — к западу от р. Иляк. Известняковая толща обнажается только по южному склону Гиссарского хребта, причем мощность ее заметно возрастает в западном направлении, достигая своего максимума за пределами Таджикской ССР — в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Верхняя, гипсоносная толща имеет наибольшее распространение, венчая разрез юрских отложений не только у подножий Дар-

ваза и Гиссарского хребта, но и в центральной части Таджикской депрессии, где она является наиболее древней из всех обнажающихся здесь толщ.

Присутствие юрских отложений в Юго-Западном Таджикистане впервые было установлено С. Н. Михайловским (1914). Большое значение для стратиграфического расчленения юрских отложений Юго-Западного Таджикистана имели исследования А. А. Борисяка, В. Н. Вебера (1910), а затем А. Д. Архангельского (1917). В результате этих исследований был установлен возраст нижней песчаниково-глинистой толщи как лейас—доггер, известняковой келловей—лузитан и гипсоносной — кимеридж—титон.

Позднее юрские отложения в Юго-Западном Таджикистане детально изучались С. И. Левицким (1935), П. А. Шехтманом (1939), И. Е. Губиным и др. В результате этих исследований юрские отложения здесь стали подразделяться на песчано-глинистую (лейас), переходную (бат—байос), известняковую (келловей—оксфорд) и гипсоносную (лузитан—титон) толщи.

Песчано-глинистая толща. На южном склоне Гиссарского хребта в районе Ташкутанского каменноугольного месторождения (бассейн р. Каратаг) лейас представлен только верхним своим отделом, в котором П. А. Шехтман (1939) выделил шесть горизонтов.

Первый снизу горизонт (базальный) представлен грубозернистыми толсто- и кослоистыми кварцевыми песчаниками без фауны. Мощность 11 м. Второй горизонт (аджарская свита) сложен чередующимися линзообразными слоями углистых и глинисто-песчаных сланцев и кварцевых песчаников, общей мощностью 15 м. Из этого горизонта П. А. Шехтман приводит следующий список флоры, определенной М. И. Брик: *Equisetites* sp. cf. *E. ferganensis* Sew., *Marattiopsis Muensteri* (Goerr.) Schimp., *Coniopteris latifolia* Brick, *C. angustiloba* Brick, *Cladophlebis nebbensis* (Brongn.) Nath., *C. whitbiensis* (Brongn.) var. *punctata* Brick, *C. (Eboracia?)* sp., *Sagenopteris* sp., *Taeniopteris major* L. et H., *Williamsonia Haydeni* Sew., *Ptilophyllum acutifolium* Morris, *Tyrmia hissarica* sp. nov., *Nilssonia Inouyei* Jok., *N. compta* (Phill.) Schenk, *Elatides Muensteri* (Schenk), *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Carpolithus cinctus* Nath., *C. akdjaricus* sp. nov.

Третий горизонт, мощностью от 7 до 18 м, представлен мелко- и среднезернистыми песчаниками с перекрестной косою слоистостью, с линзами углистых глин, песчано-глинистых сланцев и конгломератов. В сланцах встречены *Brachyphyllum expansum* (Sternb.) Sew. и *Araucarites cutchensis* Feistm. Галька в конгломератах состоит из кварца, розового полевого шпата, черного роговика, зеленых сланцев и красных туфогенных песчаников ханакинской свиты (P), подстилающей на Ташкутане юрские отложения. Это обстоятельство дало основание П. А. Шехтману говорить о явлениях размыва и перерыве, имевших место на границе отложений второго и третьего горизонтов.

Четвертый горизонт, мощностью 8—9 м, слагается песчанстыми аргиллитами, содержащими отпечатки растений, определенные М. И. Брик по сборам П. А. Шехтмана (1939): *Equisetites* sp., *Sphenopteris* sp., *Sagenopteris* sp. cf. *S. Phillipsii* (Brongn.) Sternb., *Taeniopteris vittata* Brongn., *T. Jourdyi* Zeiller, *Ptilophyllum acutifolium* Morris, *Nilssonia punctata* sp. nov., *N. duzachdarensis* Brick, *N. compta* (Phillips) Schenk, *Tyrmia hissarica* Brick, *Batera gracilis* Вунб., *Brachyphyl-*

lum cf. expansum (Sternb.) Sew., *Pityophyllum* sp., *Araucarites cutchensis* Feism. Встречены неопределимые формы, напоминающие ядра пелеципод.

Пятый горизонт состоит из мелко-, средне- и крупнозернистых аркозовых песчаников, грубо- и косослоистых, чаще массивных. Часто встречаются стволы деревьев. Мощность этого горизонта колеблется от 50 до 80 м.

Наконец, последний (шестой) горизонт, мощностью 30 м, представлен переслаивающимися аргиллитами и песчанистыми аргиллитами с линзами мелкозернистых кварцевых песчаников. Из этого горизонта М. И. Брик по сборам Шехтмана определила: *Sphenopteris* sp., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *Otozamites bengalensis* (Oldh. at Moor.) Sew., *O. Bunburyanus* Zigno var. *indica* Sew. et Sahnii, *O. graphicus* (Leck) Sew., *O. ptilophylloides* Brick, *Zamites karatagicus* Brick, *Tyrmia hissarica* Brick, *Ginkgotes sibiricus* (Heer) Sew., *Carpolithus* sp.

Нередко встречаются плохо сохранившиеся ядра пелеципод. Флора различных горизонтов, согласно М. И. Брик, имеет между собой сходство. Обращает внимание преобладание цикадофитов. Подчиненную роль играют гинкговые, хвойные, хвощевые и папоротники; последние явно убывают в верхах разреза. На флоре четвертого и особенно шестого горизонтов чувствуется влияние верхнегондванской флоры (появление *Araucarites* и некоторых *Otozamites*). В целом флора песчано-глинистой толщи имеет близкое сходство с лучше изученной флорой верхнешурабского горизонта Южной Ферганы, что позволяет отнести всю толщу к верхам лейаса.

В районе сел. Саят (наиболее восточный выход юрских отложений по южному склону Гиссарского хребта) песчано-глинистая толща, залегающая здесь непосредственно на палеозое, представлена также сложно переслаивающимися линзами и пластами песчаников, глинистых сланцев, реже конгломератов. Встречающаяся в ней флора, согласно определениям В. Д. Принады, представлена *Contiopteris hymenophylloides* var. *dzungarica* Brick, *Cladophlebis whitblensis* (Brongn.) Brongn., *Lycopodites gracillimus* Грун., *Pagiophyllum Setosum* (Phil.) Sew., относящихся к верхнему лейасу. Мощность 50—180 м.

В промежуточных разрезах по южному склону Гиссарского хребта мощность песчано-глинистой толщи редко достигает 100 м. Везде, по видимому, отсутствует нижний лейас. Так, по р. Ханака песчано-глинистая толща представлена только самыми верхними горизонтами, отвечающими горизонту 6 Ташкутана.

У подножья Дарваза юрские отложения развиты на значительном участке в долине р. Обиниоу, в хр. Васмикух и на юго-восточном склоне горы Хазретиша. Имеются еще выходы этой толщи, но значительно меньших размеров.

Песчано-глинистая толща представлена двумя свитами. Нижняя, угленосная свита залегает с угловым несогласием на размытой поверхности палеозойских пород. Ее мощность колеблется от 100 до 200 м. Сложена она переслаивающимися линзами и пластами разнообразных песчаников, глинистых сланцев, реже конгломератов. В сланцах и песчаниках средних и нижних горизонтов этой свиты И. Е. Губиным была найдена флора, определенная В. Д. Принадой как лейасовая: *Contiopteris hymenophylloides* (Brongn.) var. *dzungarica* Brick, *Cladophlebis whitblensis* (Brongn.) Brongn., *C. denticulata* (Brongn.) Font.,

Nilssonia Inouyej Vok., *Ginkgo Huttoni* Sternb., *Sphenobaiera longifolia* (Pomel) Florin, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimp.

Вторая, верхняя свита — красноцветная, имеет мощность 300 м. Нижняя ее часть представлена сланцами, переслаивающимися с песчаниками. Верхняя преимущественно песчаниковая, в ней имеются прослойки конгломератов и сланцев. В обеих частях свиты встречаются отдельные редкие отпечатки листьев папоротников, обуглившиеся стволы деревьев, но пласты и линзы угля отсутствуют.

Переходная толща. Отложения, относимые к этой толще, устанавливаются отчетливо только в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. В состав ее входят глинистые сланцы, мергели, известняки и песчаники. И. Е. Губин назвал эту свиту переходной от песчано-глинистого комплекса к известнякам верхней юры.

Крайний восточный выход переходной свиты отмечен в пределах Юго-Западного Таджикистана по р. Ханака на южном склоне Гиссарского хребта, где она имеет мощность всего 10—15 м.

Известняковая толща. Эта толща в районе Ташкутана имеет мощность не более 150 м. Здесь она П. А. Шехтманом разбивается на четыре горизонта: горизонт известняков, содержащих ядра (неопределимые) пеллеципод, мощностью 30—110 м; горизонт песчаников без органических остатков, мощностью 90 м; горизонт известняков и песчаников с бедной фауной пеллеципод и стеблями растений, мощностью 12 м; горизонт мергеля, мощностью 14 м. Так как найденная в этой толще фауна неопределима, не исключено, что нижние горизонты ее относятся к среднеюрской толще (переходной), тем более, что нижележащая песчано-глинистая толща имеет здесь мощность всего 10—15 м, что исключает возможность присутствия в ней, кроме лейаса, еще осадков бат—байоса.

В ряде мест по южному склону Гиссарского хребта отмечается непосредственное налегание юрских известняков на палеозой.

Углового несогласия между известняками мальма и нижележащими толщами нигде не наблюдается, за исключением района Ташкутан, где П. А. Шехтман (1939) отмечает едва уловимое несогласие в залегании известняков верхней юры и нижележащих отложений, что требует подтверждения. Таким образом, вопрос о том, присутствуют ли осадки средней юры под известняками на южном склоне Гиссарского хребта или в это время здесь был перерыв в осадконакоплении, остается открытым.

Гипсоносная толща. В западной части южного склона Гиссарского хребта в районе Ташкутана известняковая толща перекрывается пестроцветной толщей, состоящей из глинистых песчаников, известняков и гипсов мощностью 20—70 м. У сел. Фатруф на р. Каратаг мощность этой толщи 80 м. В районе Саята и ряде других пунктов Гиссарского хребта гипсоносная толща отсутствует.

В Придарвазском районе аналогом гипсоносной толщи является свита малиновых и ярко-красных песчанистых глин с прослоями красных песчаников, сменяющихся сверху лиловыми песчанистыми глинами и малиновыми глинистыми песчаниками. Разрез свиты непостоянен. Часто встречаются пласты и линзы гипса и каменной соли. Органические остатки отсутствуют. Мощность 100—200 м.

Мезозойские отложения, в том числе и гипсоносная юрская толща, собраны в крутые складки, усложненные надвигами. Характерно, что плоскости разрывов обычно приурочиваются к гипсоносной толще, которая, будучи сложена пластичными осадками, способствовала скольжению

масс. В силу этого осадки гипсоносной толщи в Юго-Западном Таджикистане оказались самыми древними из обнажающихся здесь пород.

К гипсоносной юрской толще в Юго-Западном Таджикистане и смежной части Узбекистана приурочено большое количество месторождений каменной соли, а местами, особенно в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, и калийных солей.

Гипсоносная юрская толща и красноцветная нижнемеловая толща нередко связаны постепенными переходами, хотя в ряде случаев граница между ними отчетливая, например в районе Каратага, где гипсоносная толща перекрывается красными базальными конгломератами нижнего мела, или в районе Байсуна, где гипсоносная толща перекрывается красными песчаниками нижнего мела. В ряде участков по южному склону Гиссарского хребта гипсоносная толща отсутствует, и красноцветы нижнего мела ложатся непосредственно на известняковую толщу, постепенно к востоку выклинивающуюся, или на нижележащую песчано-глинистую лейасовую толщу, или непосредственно на палеозой.

В центральных участках Таджикской депрессии гипсоносная толща является наиболее древней из обнажающихся здесь мезо-кайнозойских отложений. На востоке у подножья Дарваза она налегает непосредственно на континентальные образования, по-видимому, аналогичные угленосным отложениям западных районов. Представлена она здесь гипсами с прослоями глин главным образом красных оттенков, среди которых нередко встречаются залежи каменной соли. Общая мощность толщи здесь достигает 100—200 м.

Из полезных ископаемых, связанных с юрскими отложениями Юго-Западного Таджикистана, необходимо отметить угли и поваренную соль. С гипсоносной толщей связаны крупные залежи гипса.

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Юрские отложения на Памире характеризуются зональным распространением. С севера на юг здесь выделяются следующие три зоны.

Первая, северная зона занимает весь Северный Памир и Дарваз. Она ограничивается на севере Южно-Таджикской депрессией, а на юге — шириной долины Язгулема, верховьями р. Танымас и районом пер. Акбайтал в Музкольском хребте. Юрские отложения этой зоны представлены исключительно континентальными образованиями.

Средняя зона располагается непосредственно южнее первой. Она занимает сравнительно узкую полосу Центрального Памира. Сюда входят юрские отложения Язгулема и Бартанга, бассейны рр. Танымас и Кокуйбельсу и юра Музкола. Отличительными особенностями юрских отложений этой зоны является, во-первых, отсутствие несогласий как внутри системы, так и на границах ее с триасовой и меловой системами и, во-вторых, преимущественно континентальный характер отложений нижней части разреза — лейаса и, может быть, частью доггера. Верхнеюрские отложения — морские. Однако возможно, что покрывающие морскую верхнюю юру условно нижнемеловые красноцветные песчаники являются в своей нижней части верхнеюрскими.

Третья зона — южная — занимает южную часть Памира, территорию южнее рр. Бартанг—Мургаб. Юрские отложения южной зоны отличаются почти исключительно морским происхождением, большой мощностью и преобладанием известняков. Верхние горизонты толщи тесно связаны с морскими нижнемеловыми отложениями.

Дважды в разрезе юры (в низах лейаса и верхах доггера) встречаются вулканогенные образования. Характерны перерывы и несогласия внутри юрской толщи.

Северная зона

На Северном Памире, в Заалайском хребте, к нижней юре, возможно, относятся верхние горизонты мынтекинской свиты, представленные в основном вулканогенными образованиями — кислыми и основными эффузивами и туфами. Кроме того, в этой свите присутствуют конгломераты, песчаники и сланцы с растительными остатками, среди которых А. Н. Криштофовичем определен *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimp. — вид, встречающийся от рэта до средней юры включительно. М. И. Шабалкин и С. К. Овчинников определяют возраст верхних горизонтов мынтекинской свиты как рэт—лейас.

В западной части Заалайского хребта широко развита другая мезозойская свита континентальных отложений, называемая сорбулакской. По наблюдениям С. К. Овчинникова, эта свита без видимого несогласия покрывается нижнемеловыми песчаниками, а низы ее, возможно, связаны с верхними горизонтами мынтекинской свиты. Таким образом, возраст сорбулакской свиты по стратиграфическим взаимоотношениям определяется как юрский. Органических остатков в ней не обнаружено.

С. К. Овчинников подразделяет сорбулакскую свиту на три части. В низах свиты среди песчаников и сланцев часто встречаются пласты грубозернистых полимиктовых песчаников и гравийных конгломератов с обломками угля. Имеются прослои углистых сланцев, туфы и эффузивные породы. Средняя часть свиты сложена песчаниками и сланцами. Верхняя часть — фиолетовыми сланцами и песчаниками с прослоями гипса (от 2 до 5 м) и пропластками (5—10 см) серо-зеленых известняков, связанных с гипсами. Общая мощность свиты достигает 800 м.

В северо-западных предгорьях Дарваза, по данным Н. П. Ермакова (1940, 1940а), юрские отложения залегают несогласно на пермских и нижнетриасовых. Низы юрской толщи представлены угленосной свитой, состоящей из светло-серых тонкозернистых кварцевых и полимиктовых песчаников, конгломератов и темных глинистых сланцев. Рэт-лейасовый возраст устанавливается по следующим формам: *Cladophlebis nebensis* (Brongn.) Nath., *C. denticulata* (Brongn.) Font., *C. (Eboracia?) lobifolia* (Phill.) Sew., *Contopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. angustiloba* Brick., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimp. и др. Мощность собственно угленосного горизонта, по Н. П. Ермакову, равна 39 м. В. И. Попов (1933а) упоминает о трех угленосных горизонтах, причем нижний из них содержит рабочие пласты угля суммарной мощностью до 5 м. По В. И. Попову, контакт угленосной свиты с триасом согласный.

На породах угленосной свиты залегает толща красноцветных граувакковых косослоистых песчаников с линзами мелкогалечных конгломератов и серых глинистых сланцев. Разрез заканчивается соленосной свитой пестрых глин и песчаников с прослоями гипсов. Эту последнюю свиту обычно относят к верхней юре. Общая мощность юрских отложений в Дарвазе более 1000 м.

Условно к юре относятся пестроцветная толща континентальных отложений, развитая на правобережье р. Ванч. Согласно П. П. Чуенко (1938), эта толща расчленяется на три приблизительно равные части. Нижняя часть сложена конгломератами, средняя — сланцами с прослоями песчаников, верхняя — конгломератами с прослоями известняков

и песчаников. Известняковая галька конгломерата содержит девонскую фауну. В сланцах были обнаружены растительные остатки, по определению А. Н. Криштофовича — *Pityocladus* sp. На этом основании толща была отнесена к мезозою (юра?). Позднее П. П. Чуенко был склонен считать возраст этой толщи триасовым. Мощность толщи, по сообщению П. В. Мышкина, достигает 600 м.

При сопоставлении приведенных разрезов можно заметить некоторые их общие черты. Это прежде всего присутствие в верхних горизонтах, соответствующих верхнему отделу юры, лагунно-озерных химических осадков: гипсов и известняков. Некоторое единообразие по разрезам Дарваза и Заалайского хребта выражается в развитии углистых сланцев и угленосности в нижней части разреза, соответствующей нижнему отделу юры. Все остальные части разреза представлены различными терригенными образованиями, характер которых определяется местными условиями.

Средняя зона

В низовьях Бартанга юрские отложения тесно связаны с нижележащей песчаниково-сланцевой толщей кейпер—рэта. Верхние горизонты этой толщи, как считает А. В. Григорьев, вероятно, относятся к лейасу. Переход к известняковой части разреза постепенный. Вначале в толще сланцев уменьшается количество песчаниковых прослоев, появляются прослой темных, иногда желтоватых тонкослоистых глинистых известняков, которые выше начинают преобладать над сланцами. Изредка в известняках встречаются членики стеблей морских лилий, неясные кораллы, обломки раковин брахиопод и аммонитов. Аммониты очень напоминают келловейских *Choffatia*, встречающихся на Восточном Памире. Граница между отложениями триаса и юры не определена. Мощность свиты слоистых известняков 450 м.

Выше залегает толща серых толстослоистых обломочных известняков, переходящих вверх в массивные, места оолитовые известняки с фауной кораллов и пелеципод (*Diceras* sp., *Pecten* sp.) лузитанского, по определению В. Ф. Пчелинцева, возраста. Верхние горизонты толщи представлены тонкослоистыми темными известняками и известковистыми сланцами. Мощность 700 м. Таким образом, общая мощность юры превышает 1150 м. Здесь не учитывается мощность нижних горизонтов юры, связанных с триасом, выделить которые не представляется возможным.

Н. К. Морозенко и Б. П. Бархатов в 1939 г. исследовали юрские отложения в Язгулемском хребте, близ пер. Оудуи. Они наблюдали следующий разрез:

- | | |
|--|-------|
| 1. Пестроцветная свита J ₁₋₂ . На песчаниково-сланцевой толще кейпер—рэта согласно и без какого-либо перерыва залегает свита фиолетовых и зеленых известково-глинистых сланцев и тонкозернистых песчаников . . . | 250 м |
| 2. Свита сланцев и песчаников J ₂ , черные глинистые и серые песчаные сланцы, чередующиеся с серыми среднезернистыми кварцевослюдистыми песчаниками . . . | 100 „ |
| 3. Известняково-сланцевая свита J ₂₋₃ . В основании свиты — темно-серые известковистые сланцы мощностью 80 м, выше — серые слоистые и рассланцованные известняки с фауной пелеципод <i>Coelastarte inceta</i> Psel., <i>Gryphaea dilatata</i> Sow., <i>Pholadomya murchisoni</i> Sow., <i>Pleuromya balkhanensis</i> Psel., <i>Camptonectes lens</i> (Sow.), кораллов, брахиопод и аммонитов плохой сохранности. Возраст — бат—келловей . . . | 220 „ |
| 4. Серые массивные известняки. Мощность более . . . | 300 „ |

Несколько восточнее, в бассейне р. Кумачдара, И. Г. Баранов в 1935 г. наблюдал верхние горизонты юрской толщи. Там, в свите массивных известняков, соответствующих горизонту 4 вышеописанного разреза, были встречены кораллы и пелециподы (*Diceras*). Это, очевидно, те же массивные лужитанские известняки, что и в описанном ранее разрезе А. В. Григорьева в низовьях Бартанга.

Юрский разрез заканчивается, по данным И. Г. Баранова, свитой слоистых темных известняков и темно-лиловых известковистых сланцев мощностью 60—70 м. Общая мощность юрских отложений Язгулемского хребта превышает 1000 м.

Последняя свита юрского разреза является переходной к вышележащим красноцветным отложениям, относимым к нижнему мелу. Переход от известняковой верхней юры к вышележащим красноцветным отложениям постепенный (рис. 24). Поскольку последний морской горизонт верхней юры является лужитанским, то, очевидно, вышележащие слои красноцветной толщи должны относиться к кимериджу — титону, а более высокие горизонты — к нижнему мелу. Следовательно, рассматриваемая красноцветная толща должна быть определена как верхнеюрско — нижнемеловая. Мощность ее 1200—1500 м.

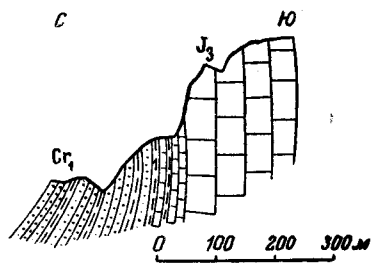


Рис. 24. Соотношение красноцветной толщи нижнего мела с известняками верхней юры. Река Кумачдара, Язгулемский хребет. Зарисовка И. Г. Баранова

Следующий к востоку район развития юрских отложений — верховье рр. Танымас и Кокуйбельсу. Разрез юры этого

района обладает большим сходством с Язгулем-Бартангским разрезом. Так же, как и в Язгулемском хребте, юрские и триасовые отложения здесь представляют непрерывную серию. Граница между ними проводится условно. Н. К. Паффенгольц и М. И. Шабалкин (1935, 1936а) подразделяют юрские отложения бассейна р. Танымас на две толщи: 1) сланцевую нижней и средней юры и 2) известняковую средней и верхней юры.

Толща нижней и средней юры сложена пестроцветными глинистыми сланцами и песчаниками. В сланцах обнаружены растительные остатки. В верхней части толщи появляются известняковые прослои и пачки. Известняки черные оолитовые, желтые детритусовые и ракушники с битой ракушей пелеципод. В самых верхах толщи появляются прослои конгломератов с мелкой кремневой и известняковой галькой. Эти конгломераты принимаются условно за границу между нижней и верхней толщами юры. Мощность толщи около 1700 м.

Известняковая толща средней и верхней юры связана с нижней толщей постепенными переходами. В нижней части разреза известняки переслаиваются с песчаниками и черными глинистыми сланцами, выше развиты преимущественно известняки. Последние большей частью черные, нередко оолитовые, детритусовые или брекчиевидные, богатые ископаемыми, среди которых преобладают брахиоподы и пелециподы. Возраст толщи определяется по брахиоподам (А. С. Моисеев) как бат—келловей, по пелециподам (В. Ф. Пчелинцев) — как бат—лужитан. Титон-неокомских отложений, известных на юге Памира, здесь нет. Мощность толщи 600 м. Общая мощность юрских отложений в бассейне р. Танымас достигает 2300 м. Нормальных контактов с нижнемеловыми отложениями не встречено.

Юрские отложения района пер. Акбайтал служат непосредственным восточным продолжением юры бассейна рр. Танымас и Кокуйбельсу. Отложения этих разрезов обладают большим сходством, но есть и некоторые различия. В частности, в Акбайтальском районе нижние сланцевые горизонты юрского разреза неизвестны, толща сложена исключительно известняками, достигающими очень большой мощности (1400 м). Подстилающие отложения не установлены, так как толща с окружающими породами контактирует тектонически.

Нижние горизонты Акбайтальского разреза представлены черными тонкозернистыми известняками, чередующимися со сланцеватыми мергелями с келловейской фауной: *Pecten (Aequipecten) subinaequicostatus* Kasanski, *P. fibrosodichotomus* Kasanski, *P. cf. Laurae* Etall., *P. ex. gr. hemicostata*, *Trigona* ex gr. *clavelata*, *T. denticulata* Ag., *Nautillus* sp. ind., *Pertsphinctes* sp. ind.

Выше залегает толща черных грубослоистых или массивных оолитово-детритусовых известняков. В нижней ее части встречена *Nucula* cf. *calliope* d'Orb., в верхней — *Lucina* cf. *pulchra* Zitt. и *Aspidoceras* sp.

Выше залегает толща темно-красных песчаников и конгломератов с известняковой галькой. П. Д. Виноградов и Н. Н. Ошурков (1936) относили эту толщу к нижнему мелу. Между этой толщей и нижележащим сланцево-песчаниковым горизонтом наблюдается несогласие, которое рассматривалось указанными авторами как признак трансгрессивного налегания одной толщи на другую.

В восточной части Музкольского хребта М. В. Занин наблюдал в 1943 г. толщу конгломератов, песчаников и сланцев, налегающую с угловым несогласием на сланцы верхнего триаса. В сланцах этой толщи были найдены растительные остатки плохой сохранности. Максимальной мощности (800 м) толща достигает в верховьях северных притоков р. В. Пшарт и в долине Чечекты. Западнее и восточнее мощность ее значительно уменьшается, в разрезе начинают преобладать песчаники и появляются известняки. Галька конгломератов плохо окатана и состоит из кварцитов, песчаников и сланцев с растительными остатками. М. В. Занин определяет возраст толщи как нижнеюрский¹.

Южная зона

На Западном Памире, в Шугнанском и Рушанском хребтах, имеются два выхода юрских отложений. Это, вероятно, единственные морские отложения мезозоя, перекрывшие древние кристаллические толщи Юго-Западного Памира, территория которого в течение долгих геологических периодов служила областью сноса. В Шугнанском хребте, по данным С. И. Клуникова (1937), юрские отложения встречены в виде небольшого выхода на водоразделе рр. Вархидз и Дузах. Они представлены охристыми брекчиевидными известняками со среднеюрской фауной брахиопод и пелеципод. Известняки образуют пологую синклиналь и несогласно налегают на породы метаморфического комплекса. Перекрываются они третичными красноцветными конгломератами.

¹ По данным Г. Г. Мельника и Б. П. Бархатова (1956 г.), в известняково-сланцевых пачках, отнесенных М. В. Заниным к этой толще, содержатся остатки формы *Rizoceras indocile* Barronda, известной из венлокского яруса в Богемии. В связи с этим можно говорить о присутствии в данном комплексе пород силурийских отложений. — Прим. ред.

Второй выход наблюдался в Рушанском хребте, у пер. Штам. Здесь предположительно среднеюрские известняки с *Crinoidea* и сланцы покрываются красноцветными конгломератами, которые С. И. Клунников считал верхнеюрскими. Контакты юрских отложений с окружающими метаморфическими толщами тектонические.

Следующая к востоку группа выходов юрских пород сосредоточена в хр. Базардара. Здесь известны два несвязанных друг с другом комплекса отложений. На северном склоне хр. Базардара и в его водораздельной части имеется несколько изолированных выходов среднеюрских отложений. На южном склоне хребта, в правом и частью левом бортах Аличурской долины, развиты нижнеюрские отложения.

По наблюдениям А. П. Недзвецкого, на северном склоне хр. Базардара среднеюрские отложения ложатся с резким угловым несогласием на пермо-триасовую сланцевую толщу. В основании разреза залегают красноцветные конгломераты и песчаники мощностью 20 м. Галька конгломерата мало окатана и плохо сортирована. Она состоит из гнейсов, песчаников, сланцев и кварца. Вся остальная вышележащая часть толщи сложена преимущественно черными слоистыми известняками, нередко содержащими раздробленные органические остатки. Найденный Г. А. Дуткевичем в нижней половине толщи аммонит был определен как представитель *Stephanoceras* байосского облика. Приблизительно в середине толщи А. П. Недзвецким была найдена богатая фауна гастропод, брахиопод, белемнитов, аммонитов и кораллов. Из гастропод В. Ф. Пчелинцевым был определен верхнебатский *Vactroptychis axonensis* d'Orb. Максимальная видимая мощность среднеюрских известняков достигает 600 м. В ряде пунктов известняки прорваны гранитами.

Сведения о нижнеюрских отложениях бассейна рр. Аличур и Гурмуды содержатся в работах В. А. Николаева (1934, 1936), В. П. Ренгартена (1934, 1935) и Г. А. Дуткевича (1936). Разрезы, приводимые этими авторами, характеризуют различные части нижнеюрской толщи. Разрез, приводимый В. А. Николаевым, по-видимому, наиболее полон, но недостаточно детален. Исследования В. П. Ренгартена касаются главным образом верхних горизонтов толщи. Г. А. Дуткевич приводит важные сведения о ее нижних горизонтах. Ниже приводится разрез нижнеюрской толщи, составленный В. А. Николаевым.

1. В основании разреза залегает свита кварцитов с прослоем конгломератов, состоящих из валунов кристаллических пород, гранитов, различных сланцев и песчаников	300 м
2. Известняковые конгломераты, частью туфогенные, переслаивающиеся с светлыми кристаллическими известняками и туфами	100 „
3. Темные известняки с лейасовой фауной пелеципод и кораллов	250 „
4. Серые неясно слоистые трещиноватые известняки, обладающие местами брекчиевидно-конгломератовой структурой	200 „
5. Слоистые синева-черные известняки с аммонитами: <i>Hammaloceras</i> cf. <i>pugnax</i> Y a s e k., <i>Oxynoticeras</i> cf. <i>affine</i> S e e b., относящимися, по определению О. С. Вялова, к ааленскому ярусу верхнего лейаса	300 „
6. Свита чередующихся сланцев, песчаников и известняков. Характерны черные глинистые «грифельные» сланцы	300—350 „
Общая мощность толщи равна 1450—1650 м.	

Г. А. Дуткевич (1936) указывает, что нижние горизонты юрских отложений залегают с небольшим угловым несогласием на сланцевой толще верхнего триаса. Нижнеюрские отложения делятся на две толщи: нижнюю — вулканогенную и верхнюю — известняковую. Нижняя толща сложена фиолетовыми, бурыми, зеленоватыми, иногда красноватыми туфами с преимущественно кислым, кварц-порфировым или альбитофиро-

вым пирокластическим материалом. В верхней части толщи туфы чередуются с темно-серыми слоистыми известняками, в которых встречаются неопределимые отпечатки аммонитов. Кроме известняков, присутствуют прослой зеленоватых сланцев и конгломератов с хорошо окатанной известняковой галькой. Мощность конгломератовых пачек 3—10 м, в отдельных случаях достигает 18 м. Мощность вулканогенной толщи достигает 500 м.

Верхнелейасовая известняковая толща ложится с резким угловым несогласием на нижнюю вулканогенную толщу. В ее основании залегает горизонт красноватых песчаников и фиолетовых или красно-бурых глинистых сланцев мощностью 100 м. Выше следуют темные, то массивные, то тонкослоистые известняки, в которых найдены аммониты *Lytoceras* ex gr. *quadrisulcatus* d'Orb. и *Pseudoliticeras* ex gr. *Lythense* Young et Bird. Последняя форма является руководящей для ааленского яруса верхнего лейаса. Мощность горизонта 200—250 м. Завершается разрез массивными светло-серыми оолитовыми известняками мощностью 200 м. Общая видимая мощность всего верхнего лейаса более 530 м, а нижнеюрских отложений в целом — более 1030 м.

Сравнивая лейасовые отложения хр. Базардара и левобережья р. Аличур, нетрудно заметить, что в первом отсутствует самый верхний горизонт — свита «грифельных» сланцев, широко развитая на левобережье Аличура и в долине Гурумды. Это следует, вероятно, объяснить размывом. Значительно меньшая мощность вулканогенных пород в разрезе левобережья Аличура и Гурумды объясняется тем, что В. А. Николаев (1934) вначале относил вулканогенную толщу к верхнему палеозою и поэтому не включал ее в лейасовый разрез. Эта толща на левом склоне долины Гурумды и в устье сая Башгумбез развита изолированно от других лейасовых отложений. Она сложена темно-зелеными и черными порфиристовыми лавами, туфами, брекчиями и агломератами, ясно ороговикованными в контакте с гранитами Башгумбеза. В. А. Николаев указывал, что ее нельзя смешивать с туффитами, подстилающими верхнелейасовые известняки. Позднее, после получения новых данных в хр. Базардары, В. А. Николаев (1936) писал, что «...эффузивы левого склона Аличура надо параллелизовать именно с этим (лейасовым) вулканогенным горизонтом Базардары».

В. П. Ренгартен (1935) детально исследовал лейасовые отложения в правобережье Гурумды. Здесь снизу вверх наблюдается следующий разрез.

- | | |
|---|-------|
| 1. Свита красных и зеленых песчаников с несколькими прослоями конгломератов с галькой известняков, мергелей, песчаников, метаморфических сланцев и туфов. Свита ложится с угловым несогласием на сланцы верхнего триаса | 360 м |
| 2. Свита чередующихся темно-серых слоистых известняков с черными глинистыми сланцами. Аммониты, найденные В. А. Николаевым (см. выше), происходят из этого горизонта | 60 „ |
| 3. Черные глинистые сланцы с грифельвидной отдельностью, содержащие внизу тонкие прослой песчаников | 180 „ |
| 4. Черные глинистые сланцы с несколькими пачками темно-серых псевдооолитовых известняков | 112 „ |
| Общая мощность разреза 712 м. | |

Вулканогенная толща нижнего лейаса здесь отсутствует. Все описанные отложения относятся к верхнему лейасу. Первый горизонт — базальная свита песчаников и конгломератов — обнажается изолированно от вышележащих отложений лейаса. Он отделен от верхних горизонтов

толщи разрывом. Строго говоря, его принадлежность к лейасу не доказана. Условно его можно считать эквивалентным базальному сланцево-песчаниковому горизонту из разреза Базардары. Второй горизонт разреза В. П. Ренгартена нельзя считать непосредственно следующим за первым. Между ними должна находиться толща известняков, мощностью в несколько сотен метров, имеющаяся в разрезах В. А. Николаева и Г. А. Дуткевича.

При обобщении изложенного материала необходимо принять за основу сводной стратиграфической колонки разрез В. А. Николаева, как наиболее полный и детализировать его нижнюю часть по данным Г. А. Дуткевича, а верхнюю — по данным В. П. Ренгартена. Схематически разрез лейасовых отложений бассейна рр. Аличур-Гурумды будет выглядеть следующим образом:

Верхний лейас	Сланцы и песчаники. Несогласие.	
Нижний—средний лейас	Лавы, туфы, конгломераты, песчаники, сланцы и прослой известняков с отпечатками аммонитов Несогласие.	500 м
Верхний триас	1. Песчаники, конгломераты и сланцы 2. Темные, преимущественно слоистые известняки с фауной аммонитов, пелеципод и кораллов 3. Массивные оолитовые и обломочные известняки 4. Слоистые черные известняки с аммонитами и белемнитами 5. Свита «грифельных» сланцев с прослоями известняков и песчаников Общая мощность 1650—1900 м.	100—350 „ 250 „ 200 „ 300 „ 300 „

Южнее долины Мургаба и восточнее р. Аличур расположена область почти исключительного развития юрских отложений. Она образует здесь полосу юго-восточного простираения шириной около 50 км и длиной, в пределах Юго-Восточного Памира, более 150 км. Эта полоса уходит в юго-восточном направлении за государственную границу, и продолжение ее можно наблюдать в горных цепях Каракорума. Преобладающее развитие здесь имеет верхнеюрская известняковая толща, к которой по существу и относится термин «Памирский известняк» Гайдна (1916). Те «большие массы известняка» в их широком региональном распространении, которые Гайдн имел в виду, относятся именно к верхней юре. Однако местами здесь встречаются известняки средней юры, верхнего триаса и перми. Вследствие этого Гайдн объединял в понятие «памирский известняк» отложения триаса, юры и мела. Позднейшие исследования показали, что этот термин, если сохранить возрастные пределы, установленные Гайдном, не может иметь стратиграфического содержания. Он отразит лишь территориальную концентрацию карбонатных отложений различных геологических систем.

Юрские отложения Юго-Восточного Памира, несмотря на их внешнее кажущееся однообразие, обладают в действительности сложным и непостоянным разрезом. Сопоставление и параллелизация разрезов представляют большие трудности из-за отсутствия опорных устойчивых горизонтов и плохой сохранности органических остатков. Это характерно главным образом для известняковой толщи верхней юры. Что же касается среднеюрских отложений, то они более выдержаны по простираению и легче распознаваемы. Отложения лейаса на юго-востоке Памира встречены в верхах сланцевой толщи триаса в тесной связи с нею.

Одним из наиболее изученных является выход юрских отложений в хр. Зоуташ, в северной части рассматриваемого района. Этот хребет представляет собой скалистую гряду, расположенную на левом берегу р. Мургаб, против сел. Мургаб (бывш. Пост Памирский). П. Д. Виноградовым составлен следующий сводный стратиграфический разрез верхнеюрских отложений хр. Зоуташ (рис. 25).

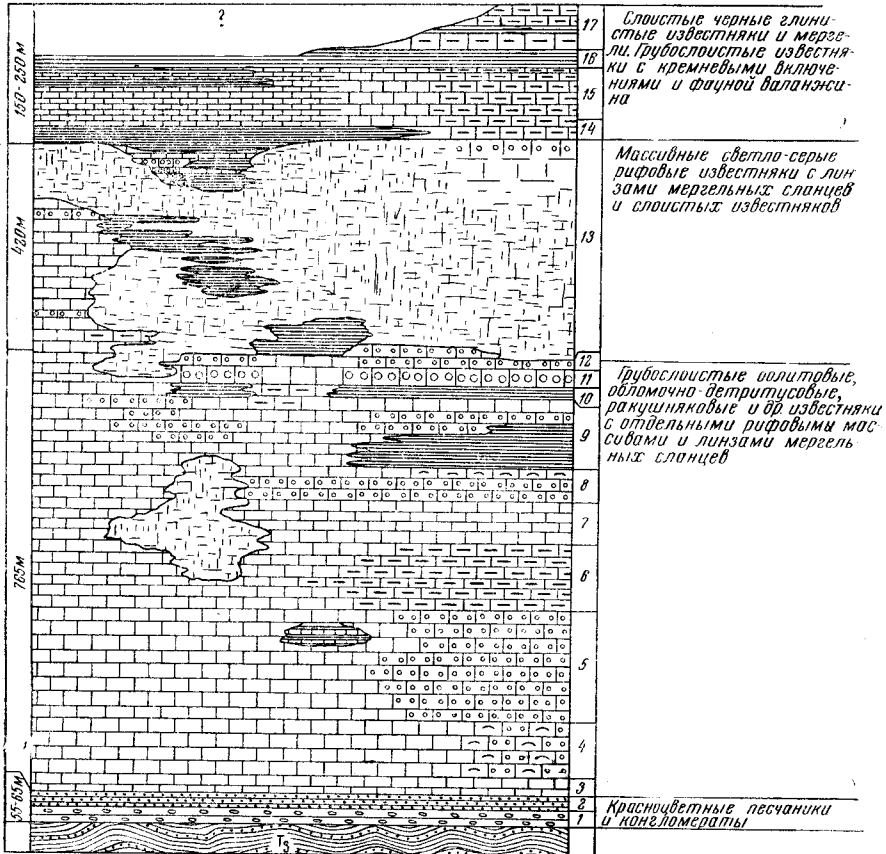


Рис. 25. Сводный стратиграфический разрез верхнеюрских отложений хребта Зоуташ. Масштаб 1:10 000. Составил П. Д. Виноградов. Арабские цифры в графе справа соответствуют обозначениям горизонтов в тексте

1. *Базальная красноцветная свита конгломератов и песчаников.* Эта свита налегает с угловым несогласием на сланцы верхнего триаса. Она состоит из двух горизонтов:

1. Пачка кирпично-красных конгломератов. Сгруженная, угловатая и обычно мало сортированная галька конгломерата состоит исключительно из серых кварцитовидных песчаников верхнего триаса, встречаются мало-мощные линзы песчаников

30-40 м

2. Красные, иногда с несколько лиловым оттенком, мелкозернистые песчаники и песчаные сланцы. По своему минералогическому составу они могут быть названы полевошпатово-кварцевыми

25 ..

Общая мощность свиты 55-65 м.

II. Свита грубослоистых обломочно-оолитовых известняков. Эта свита представлена чередующимися слоями разнообразных, большей частью грубослоистых оолитовых, обломочно-детритусовых, ракушняковых и других известняков. В некоторых разрезах свиты встречаются массивные рифовые известняки и линзы мергельных сланцев.

3. Непосредственно за песчаниками свиты I следуют слоистые серые известняки со сгустковой структурой. Неясная и сравнительно редкая микрофауна, рассеянная в основной массе известняка, представлена обломками иглокожих (иглы Echinoidea, Crinoidea), обломками тончайших мелких раковин и др. 36 м
4. Свита грубослоистых серых известняков, представленная в западной части хребта Зоуташ чередующимися оолитовыми и грубообломочными детритусовыми известняками с многочисленными обломками кораллов, игл морских ежей, члениками морских лилий, водорослями, фораминиферами, обломками раковин пелеципод, гастропод и брахиопод. Восточнее этому горизонту соответствуют грубослоистые темно-серые тонкозернистые известняки со сгустково-обломочной структурой. 90 „
5. Светло-серые грубослоистые оолитовые известняки, местами содержащие обильный детритус. В центральной части хребта среди известняков появляется линза мергелей 200 „
6. Серые известняки с четкой слоистостью. Их характерной особенностью является наличие большого количества кремневых включений в форме линз и неправильных шаровидных тел. Они резко вырываются темными бронзовыми пятнами на общем сером фоне известняков. Имеются прослои с оолитовым строением. В основном известняки являются органогенными, весьма мелкообломочными 150 „
7. Слоистые серые мелкообломочно-детритусовые известняки 70 „
8. Пачки известняков, представленных сверху ракушняками с Ostreidae и Rhynchonellidae, ниже оолитово-детритусовыми известняками с многочисленными Crinoidea и неопределимой битой ракушей. Оолитовая часть горизонта прослеживается на восток вплоть до рифового массива, ракушняки в восточном направлении постепенно замещаются более мелкообломочными детритусовыми известняками, в свою очередь переходящими в рифовые известняки 60 „
9. Горизонт слоистых серых оолитово-детритусовых известняков с мощной линзой (до 75 м) зеленовато-желтых мергельных сланцев в западной части хребта Зоуташ. Местами известняки утрачивают оолитовое строение и являются просто обломочно-детритусовыми. В верхах этого горизонта в центральной части хребта появляются кремневые включения. 120 „
10. Горизонт мергельных сланцев, замещающийся по простираанию детритусовыми известняками с кремневыми включениями 15—25 „
11. Характернейший горизонт серых грубослоистых водорослевых известняков. Основную массу породы составляют водоросли (*Girvanella* sp.). Они представляют собой клубки круглой и неправильной формы с размерами до 1,5—2 см. Форма их зависит от обволакиваемого предмета, которым обычно является обломок раковины или известняка. Пространство между клубками водорослей заполнено мелким детритусом: фораминиферами (Textulariidae, Rotaliidae), иглами Echinoidea, члениками Crinoidea, обломками раковин пелеципод, гастропод и т. п. Часто встречаются мелкие оолиты (0,5—2 мм) и мелкие кварцевые песчинки. Иногда встречаются обломки крупных *Ostrea* и кораллы 25 „
12. Горизонт светло-серых оолитово-детритусовых известняков. По размеру и строению среди оолитов выделяются две категории: крупные оолиты, с размерами 2—2,5 мм, не имеющие четкого концентрического строения, и мелкие оолиты, с размерами 0,3—0,5 мм, обладающие хорошо выраженным радиально-концентрическим строением. В центре оолитов обычно заключаются органические остатки, обломки раковин моллюсков, иглокожих, фораминифер, спикулы губок и др. 20 „

Этим горизонтом, переходящим восточнее в риф, заканчивается свита грубослоистых обломочно-оолитовых известняков, представляющая нижнюю часть известняковой толщи хр. Зоуташ. Мощность свиты равна 765 м.

III. Свита массивных рифовых известняков.

13. Эта свита неоднородна по литологическому составу, тем не менее ее невозможно расчленить на горизонты, вследствие их невыдержанности по простиранию. Основной породой, слагающей тело рифа, являются неслоистые или неяснослоистые серые, серовато-белые и белые мелкообломочные известняки с розовыми пятнами, прожилками и корками. Макроскопически известняки кажутся либо плотными, либо тонкозернистыми. Иногда на их выветрелой поверхности можно видеть участки с оолитовым строением, разрезы кораллов, мелкие кремневые включения. Очень редко встречается битая ракушка пелеципод.

Микроструктура известняков разнообразна. Наиболее распространены известняки с мелкообломочным строением. Мало окатанные обломки обычно представлены тонкозернистыми или детритусовыми известняками и органическими остатками, часто настолько неясными, что определить их происхождение невозможно.

В восточной части хр. Зоуташ мощность рифа сокращается до 100 м и рифовые известняки замещаются грубослоистыми обломочно-детритусовыми, оолитовыми и псевдооолитовыми известняками. Внутри самого массива большое развитие имеют мощные (до 70 м) линзы желтовато-зеленых мергельных сланцев и известняков. Их положение в рифовом массиве (см. сводный разрез, рис. 43) заставляет предполагать, что мы имеем здесь дело с отложениями лагун, отделенных рифовым барьером от области открытого моря. Мощность свиты достигает 420 м.

IV. Свита черных глинистых известняков и мергелей. Эта свита отличается значительным постоянством, выклиниваясь, только в силу тектонических причин. Однако и в ней наблюдаются некоторые фациальные изменения.

14. Темно-серые мергельные сланцы 20—40 м

15. Черные отчетливо слоистые глинистые известняки. В их основной, очень тонкозернистой массе рассеяны более крупные (0,05—0,1 мм) органические обломки — спикулы губок, иглы Echinoidea, Crinoidea, Ostracoda, фораминиферы, маленькие тончайшие раковинки моллюсков и т. п. 70—125 „

16. Мергельные сланцы 30—40 „

17. Грубослоистые известняки с кремневыми включениями и прослоем мергельных сланцев. По простиранию известняки переходят в оолитовые, детритусовые и ракушняковые с фауной пелеципод *Pecten* sp., *Lina* sp. ind., *Modiola* sp. ind., *Exogyra* sp. ind et c. 80 „

Литологические и текстурные особенности последнего горизонта довольно постоянны в восточной части хр. Зоуташ, но уже в центральной части хребта наблюдается значительное увеличение мощности известняков и появляются грубослоистые разности. В западной части хребта этому горизонту соответствуют грубослоистые известняки с кремневыми включениями, налегающие на массивные рифовые известняки свиты III. В этих грубослоистых известняках, изобилующих детритусом, содержатся *Rhynchonellidae*, радиально-губоребристые *Pecten* и обломки аммонитов. Среди последних, по определению П. Д. Виноградова, имеются: *Spiticeras* cf. *spitiensis* Uhlig., *S. (Negreliceras)* aff. *Negreli* Math., *Haploceras* sp. (cf. *Dienerti* Uhl.), *Haploceras* sp. ind. Первый из этих видов известен в отложениях третьего горизонта сланцев Спити и в Гималаях (слой Лочамбелькичик), относящийся к титону — валанжину. Второй вид встречается в отложениях берриасовой зоны (инфраваланжон) Франции. Третий вид, найденный в нижней части горизонта, распространен во втором горизонте сланцев Спити (слой Чимаду); этот горизонт соответствует кимериджу — нижнему титону.

По-видимому, в осыпях этого горизонта в 1932 г. Д. В. Наливкин, В. П. Ренгартен и А. П. Марковский собрали фауну аммонитов, которая затем была описана Н. С. Кулжинской-Воронец (1935). По мнению по-

следней, фауна представлена исключительно валанжинскими формами, типичными для берриасовой зоны нижнего мела: *Spiticeras subducale* Djaп., S. sp. (ex gr. *Sp. theodosi* Ret.), S. sp. ind., S. (*Negrelliceras*) cf. *paranegreli* Djaп., S. (*Negrelliceras*) *negreli* Math.

Таким образом, присутствие низов валанжина здесь несомненно, но, кроме того, вероятны и верхи титона.

Общая мощность свиты IV колеблется в пределах 140—250 м. Мощность всей толщи известняков хр. Зоуташ вместе с базальной свитой превышает 1400 м.

При построении сводного разреза не были учтены нижнекелловейские отложения, слагающие тектоническую чешую на северном склоне хр. Зоуташ в западной его части (рис. 26). Эти отложения относятся

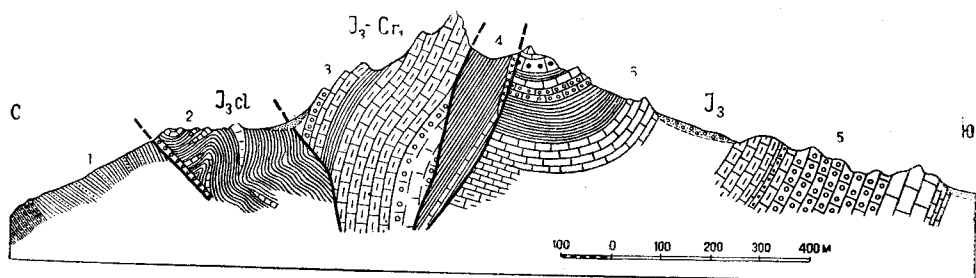


Рис. 26. Разрез хребта Зоуташ. Составил П. Д. Виноградов.
Цифры на рисунке соответствуют горизонтам в описании разреза

к осадочному комплексу (байос—бат—келловей), образованному до начала верхнеюрской трансгрессии. Что же касается верхнеюрского комплекса, называемого в работах В. П. Ренгартена (1934, 1935) титон-неокомским, его геологический возраст определяется как верхний келловей—низы валанжина. Верхняя возрастная граница толщи определена на базе материалов, приведенных выше разреза хр. Зоуташ; нижняя граница была установлена в других разрезах Мургабского района, описываемых ниже.

На рис. 26 изображен поперечный разрез через западную оконечность хр. Зоуташ, показывающий сложность тектонической структуры хребта. Ниже приводится краткое описание разреза.

1. Сланцы, кварциты и кремнистые породы P_1 .

2. Чешуя келловейских пород — зеленовато-серых мергельных сланцев с пропластками и линзами известняков. Известняки обычно темно-серые, обломочно-детритусовые. Несколько восточнее в них была найдена фауна аммонитов, среди которых П. Д. Виноградовым были определены: *Choffatia* aff. *baluchistanensis* Noet, *C. balinensis* Neum., *C. lateralis* Waag., *Subgrossowria* aff. *blakei* Spath, *Kheraiceras* aff. *cosmopolita* Par. and Bonar. Эти формы указывают на нижнекелловейский возраст отложений и обнаруживают большое сходство с индийскими формами. Кроме того, в ослы найдена *Reineckia* cf. *reissi* Steinm, относящаяся уже к среднему келловей.

Видимая мощность ниже-среднекелловейских пород 200 м.
3. Серые обломочно-детритусовые известняки, внизу — массивные, частью оолитовые, выше — слонстые, с кремнистыми включениями и горизонтом мергельных сланцев. В известняках содержится фауна аммонитов титон-валанжина. Эти породы входят в состав свиты IV сводного стратиграфического разреза хр. Зоуташ (см. выше). Видимая мощность около 250 м.

4. Желтовато-зеленые мергельные сланцы 100

5. Толща известняков и сланцев, соответствующая свите II сводного разреза. В нижней части разреза преобладают грубослоистые ступковские и оолитовые известняки с редкими органическими остатками. Среднюю часть толщи

слагают отчетливо слоистые обломочно-детритусовые известняки с кремневыми включениями. В верхней части толщи известняки чередуются с желтовато-зелеными мергельными сланцами. Заканчивается разрез горизонтом гирванелловых (водорослевых) известняков 780 м

В долине р. Карасу, впадающей слева в р. Мургаб в 10 км ниже сел. Мургаб, большое распространение имеет толща догер-келловейских отложений, несогласно подстилающая толщу известняков верхней юры. Возраст этого комплекса, ограниченного снизу и сверху несогласиями, определяется как байос — бат — келловей. В своем распространении этот комплекс ограничен районом междуречья Мургаб — Истык. Южнее долины р. Истык комплекс среднеюрских отложений, в общем сходных с таковыми в Мургабском районе, не содержит элементов келловей.

Описываемые отложения в Мургабском районе представлены довольно однообразной серией известняков и мергельных пород, характерных своим преимущественно черным цветом и тонкой слоистостью. Многочисленные органические остатки представлены тонкостенными, обычно мелкими пелециподами и аммонитами. По обнажениям в долине Карасу Н. Н. Бобковой и П. Д. Виноградовым в 1935 г. составлен следующий разрез.

Байос. Грубослоистые черные весьма тонкозернистые известняки с фауной аммонитов *Ancylloceras* sp. (*An. tenue* d'Orb.?), *Coeloceras humphriesi* Sow.(?) и мелкими *Pecten*, в прослоях ракушняка встречены *Alectryonia costata* Sow., *Pleurotoma* sp., *Terebratulula* sp., *Pecten* sp. Видимая мощность 150 м.

Бат. Переходная от байоса к бату свита образована мергельными сланцами с прослоями грубослоистых черных плотных известняков (56 м). Выше залегают черные слоистые мергели (20 м) с большим количеством мелких *Pecten*, а затем мергельные сланцы (30 м) с редкими прослоями известняков. Следующая вверх по разрезу свита (56 м) сложена мергелистыми известняками, часто чередующимися с песчанистыми мергелями и плотными известняками, содержащими в большом количестве *Posidonia buchi* Roem. На эту свиту ложатся темно-серые мергельные сланцы (40 м) с редкими прослоями тонкоплитчатых известняков, а на них — пачка однообразных черных слоистых мергелей (60 м). Выше мергели снова сменяются свитой сланцев с прослоями известняка (85 м). На них залегают горизонт известняков (65 м) с аммонитами: *Perisphinctes* cf. *moorei* Orp., *P.* cf. *leptus* Gemm. Последняя свита в разрезе бата является переходной от бата к келловей. Она образована темно-серыми мергельными сланцами и известняками с аммонитом *Hecticoceras taubei* Neum. (?) Мощность 102 м.

Таким образом, отложения бата представлены толщей часто чередующихся известняков, мергелей и мергельных сланцев, мощностью 514 м.

Келловей. Серые мергельные сланцы с прослоями мергелей и известняков. Видимая мощность 110 м. Н. Н. Бобкова в 1935 г. определила отсюда *Perisphinctes* cf. *obliquerradiatus* Jü s s e n. В. П. Ренгартом (1935) из этого горизонта были собраны, а О. С. Вяловым определены: *Hecticoceras* cf. *pseudopunctatum* Lah., *H.* ex gr. *pseudopunctatum* Lah., *H.* cf. *ironense* Tschich., *Perisphinctes* ex gr. *moorei* Orp. и др. Общая мощность догер-келловейского комплекса 774 м.

В нескольких километрах к западу от развалин рабата Карасу описанные выше среднеюрские отложения перекрываются трансгрессивно залегающей верхнеюрской толщей. В основании толщи известняков верхней юры имеется базальная красноцветная свита. Мощность и литологический состав ее весьма изменчивы. В разрезах хр. Зоуташ (см. выше) конгломераты этой свиты образованы исключительно песчаниковой галькой. Горизонты песчаников в разрезе свиты играют весьма существенную роль. Мощность не превышает 65 м. Близ рабата Карасу мощность свиты возрастает до 228 м. Она образована здесь исключительно конгломератами, имеющими часто массивный монолитный характер и содержащими угловатые обломки известняков и кремнистых пород. Состав конгломератов всецело зависит от характера субстрата. В хр. Зоуташ

верхняя юра подстилается сланцами и песчаниками верхнего триаса. У рабата Карасу субстрат слагают известняки келловей, а также известняки и кремнистые породы перми. Эта прямая зависимость состава базальной свиты верхней юры от характера подстилающих пород, а также сгруженность, несортированность и неокатанность обломков, составляющих конгломерат, свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь значительного переноса обломочного материала в момент формирования осадка.

Еще несколько западнее, в долине Бузтере, верхнеюрские отложения налегают на сланцевую толщу триаса. Базальная свита, по наблюдениям И. Г. Баранова (1936), здесь сложена красными и зеленовато-серыми песчаниками, среди которых конгломераты образуют отдельные прослои и маломощные горизонты. Галька песчаниковая, известняковая, кварцевая и кальцитовая. Песчаники сложены неокатанными зернами кварца. Мощность базальной свиты 150—160 м. Выше нее И. Г. Баранов наблюдал следующий разрез:

1. Слоистые темные и темно-серые известняки с плохой фауной пелеципод и брахиопод	70 м
2. Темные и черные массивные, иногда псевдооолитовые известняки, содержащие в верхней части горизонта <i>Ptygmatis curmontensis</i> Log., <i>Nerinea contorta</i> Bu v., <i>Aquipecten laurae</i> Lh., <i>Diceras suprajurensis</i> Lh., <i>Chlamys viminea</i> Sow., <i>Camptonectes</i> aff. <i>grenieri</i> Conte j. По мнению В. Ф. Пчелинцева, известняки, содержащие эту фауну, относятся к низам лузитанского яруса	250 "
3. Массивные темные и серые известняки, имеющие в отдельных участках оолитовое строение и содержащие прослои тонкослоистых известняков	180—200 "
4. Однообразные толстослоистые и массивные серые известняки с неясными остатками колониальных кораллов, пелеципод и брахиопод	150—170 "
5. Зеленовато-серые известковистые сланцы и мергели с <i>Crinoidae</i> и <i>Terebratulidae</i>	15—20 "
6. Массивные светло-серые плотные известняки	350 "
Общая мощность известняковой толщи достигает 1015—1060 м.	

Предположительно И. Г. Баранов относит горизонты 5 и 6 к валанжину. Относительно 1-го и 2-го горизонтов он пишет: «Таким образом, под достоверными низами лузитанского яруса примерно 250-метровая свита фаунистически неохарактеризованных известняков, вероятно, соответствует также частично еще лузитану и, может быть, частично верхам оксфорда».

Приведенный разрез обладает определенным сходством с разрезами хр. Зоуташ. Здесь так же, как и в хр. Зоуташ, серия разнообразных оолитовых и псевдооолитовых, слоистых, грубослоистых и массивных известняков (горизонты 1—5 разреза Бузтере) сменяется мощным горизонтом массивных светло-серых, по-видимому, рифовых известняков (горизонт 6). В хр. Зоуташ мощность серии грубослоистых известняков достигает 765 м, здесь она равна 665—710 м. Горизонту зеленоватых мергельных сланцев, предшествующему массивным известнякам, также имеется аналог в хр. Зоуташ. Большим сходством обладают нижние горизонты разреза, а именно слоистые темно-серые известняки.

Сходство разрезов и возможность их параллелизации приобретают большое значение потому, что разрезы взаимно дополняют друг друга. Если на Зоуташе имелись данные для суждения о возрасте только самой верхней свиты (валанжин) и комплекса подстилающего базальные слои (нижний и, может быть, средний келловей), то в разрезе Бузтере возраст средней части нижней известняковой свиты можно считать как низы

лузитана. Отложений, соответствующих нижнемеловым слоям Зоуташа, в разрезе Бузтере нет. Массивные светло-серые известняки, залегающие выше сланцево-мергельного горизонта (горизонт 5 в разрезе Бузтере), вероятно, имеют, как и в хр. Зоуташ, титонский возраст. Менее чем в 10 км к юго-востоку от верховьев р. Сев. Бузтере, в известняках этого горизонта А. И. Преображенским в 1915 г. были найдены титонские *Diceras porrectum* Voehn. и *D. luci* Defg.

В верховьях сая Карабелес, левого притока р. Аксу, высокая пирамидальная гора Зоуташ сложена верхнеюрскими известняками. Она расположена приблизительно в 10 км к юго-востоку от одноименного с нею

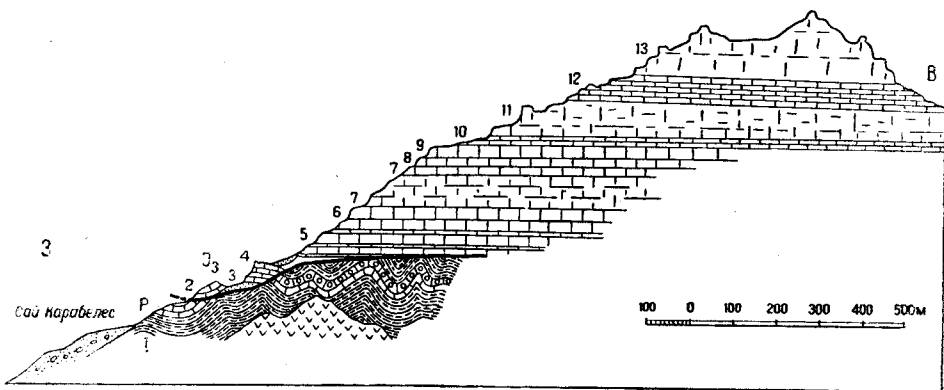


Рис. 27. Разрез верхнеюрских отложений горы Зоуташ. Составил П. Д. Виноградов. Цифры на рисунке соответствуют горизонтам в описании разреза

хр. Зоуташ. Высота ее 5500 м. Разрез был составлен П. Д. Виноградовым и Н. Н. Ошурковым в 1936 г. по западному склону горы. Ниже приводится его описание (рис. 27).

1. Пермские отложения, представленные в основном тонкослоистыми кремнистыми породами с прослоями детритусовых известняков и известняковых конгломератов с фузулинидами. Породы довольно сильно дислоцированы и прорваны диабазами.

2. Грубослоистый темно-серый плотный известняк.

3. Красный тонкозернистый известковистый кварцево-полевошпатовый песчаник.

4. Грубослоистый плотный серый известняк, обычно мелкообломочно-детритусовый, несколько глинистый, или тонкозернистый со густковой структурой

5. Грубослоистые серые и темно-серые известняки, отличающиеся однородностью и чрезвычайной тонкозернистостью строения

6. Грубослоистые серые и темно-серые известняки со густковой микроструктурой, с редкими и неясными органическими остатками

7. Грубослоистые серые и темно-серые тонкозернистые известняки с глинистыми и обломочными микрослойками. Среди обломочного материала встречаются округленные обломки тонкозернистого глинистого известняка, зерна кварца и органические обломки — тонкие раковинки брахиопод

8. Светло-серые оолитовые известняки с органическими остатками (иглы морских ежей, обломки раковин, спикеры губок) в ядрах оолитов и цемента

9. Грубослоистые серые водорослевые известняки, переходящие кверху в оолитовые железистые известняки. Клубки водорослей (*Girovanella* sp.) образуют основную массу известняка. Они облекают обломки раковин или обломки известняка. Между отдельными клубками, в известково-глинистой массе, располагается мелкообломочный детритус (фораминиферы и иглокожие)

10. Серые слоистые плотные известняки и мергели с редкими *Ostreidae*

11. Массивные серые плотные известняки с кремнистыми включениями и с фауной брахиопод, пелеципод, гастропод и кораллов. Особенно многочис-

50 м

65 "

55 "

100 "

20 "

30 "

20 "

ленны брахиоподы. А. С. Моисеевым отсюда определены: *Acanthorhynchia* cf. *spinosa* Schloth., близкая к келловейской *Rhynchonella spinosa* Scha jp., *Terebratula* nov. sp. близкая *T. ex. gr. sphaeroidalis* Sow., близкие формы распространены в келлоеве и низах оксфорда; *Zeilleria* ex. gr. *Carinata* Lam., близкая байосским и батским формам. Мощность горизонта

85 м

12. Тонкослойные зеленовато-серые глинистые известняки с микрообломочным строением. Обломки почти исключительно органического происхождения. Здесь имеются иглокожие, спикулы губок, мшанки, обломки раковин моллюсков, фораминиферы (Lagenidae), водоросли (Halimeda). Встречаются крупные обломки пелеципод и аммонитов.

60 ..

13. Массивные и грубослойные плотные серые известняки с фауной брахиопод, пелеципод (*Inoceramus* sp.) и кораллов. А. С. Моисеевым отсюда определена *Rhynchonella* ex gr. *incostans* Sow., близкая лузитанским формам Крыма и Кавказа

150 ..

Общая видимая мощность толщи равна 585 м.

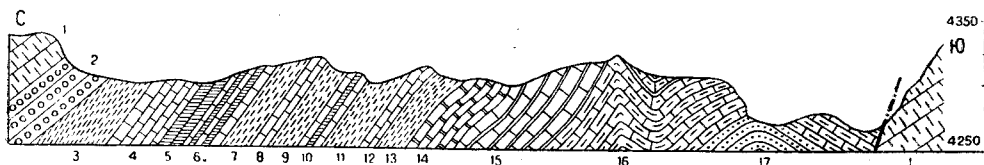


Рис. 28. Разрез верхней и средней юры на восточном берегу оз. Кутатыр.
Составил В. П. Ренгартен.

Цифры на рисунке соответствуют горизонтам в описании разреза

В этом разрезе имеются только нижние горизонты верхнеюрской толщи, по-видимому, нижняя половина свиты II Зоуташской схемы (см. разрез хр. Зоуташ на рис. 26). Об этом свидетельствует и сравнительно небольшая мощность свиты, и ее литологический состав, и, наконец, фауна. Новые и несколько неожиданные данные получаются по фауне брахиопод. Оказывается, что нижние горизонты толщи, имеющие мощность 375 м, содержат фауну, встречающуюся от байоса до низов оксфорда включительно. Лузитан появляется в 60 м выше.

В разрезе Бузтере низы лузитана отделены от базальной свиты толщиной известняков в 250 м мощностью. На горе Зоуташ мощность свиты увеличивается до 435 м. Если И. Г. Баранов находил возможным отнести эту 250-метровую толщу «частично еще к лузитану» и «частично к верхам оксфорда», то в разрезе горы Зоуташ толща в 435 м мощности не содержит элементов лузитана. Она должна быть отнесена к оксфорду и келлоеву, по-видимому, к верхам последнего, так как низы келлоева вместе с доггером составляют серию отложений, образованных до начала верхнеюрской трансгрессии. Таким образом, перерыв в осадкообразовании, связанный, по В. П. Ренгартену, с проявлением восточно-памирской фазы складчатости, имел место в середине келловейского века.

Описываемые до сих пор разрезы южной зоны касались лишь северо-западной части обширной полосы юрских отложений, имеющей в общем синклинальное строение и протягивающейся с северо-запада на юго-восток через весь Юго-Восточный Памир. В средней части этой сложной синклинали, на ее северном крыле, В. П. Ренгартен (1935) наблюдал следующий разрез отложений средней и верхней юры (рис. 28).

- | | |
|--|-------|
| 1. Массивные светло-серые известняки верхней юры | 40 м |
| 2. Красные известняковые конгломераты | 30 .. |
| 3. Листоватые оливковые мергели (келловей?) | 30 .. |
| 4. Слоистые твердые серые известняки | 30 .. |

- 5. Серые сланцеватые мергели с прослоями более твердых, но также рассланцованных известняков с *Ammonites* ind., *Pecten* sp. ind. 15 м
- 6. Чередующиеся слои твердых серых известняков и мягких красных мергелей; найдены *Perisphinctes* sp., *Posidonia buchi* Roem., *Pecten* sp. ind., *Astarte* sp. ind. 25 м
- 7. Светло-серые и красноватые мергели с *Hibolites* sp. ind., *Pecten* sp. ind., *Posidonia buchi* Roem., *Ceratomya plicata* Ag. 20 м
- 8. Твердые серые слоистые известняки 10 „
- 9. Светло-серые мергели 20 „
- 10. Две пачки твердых слоистых известняков, разделенные пачкой мергелей 15 м
- 11. Светло-серые мергели с *Posidonia* sp. ind. 25 „
- 12. Пачки твердых, но хрупких темно-серых слоистых известняков с *Ammonites* sp. ind., *Posidonia buchi* Roem., *Ceratomya plicata* Ag. 10 м
- 13. Светло-серые, довольно мягкие мергели с плоско-раковистой отдельностью *Ammonites* ind. 20 м
- 14. Темно-серые хрупкие известняки с *Perisphinctes* sp., *Posidonia buchi* Roem., *Pecten* sp. ind. 30 м
- 15. Чередование грубоватых серых известняков с жилами кальцита и прослоями мергелистого известняка 60 м
- 16. Грубослоистые темно-серые жилковатые известняки, образующие благодаря своей твердости выдающиеся гряды 50 м
- 17. Плохо обнаженные сланцы и песчаники.

В приведенном разрезе свиты горизонт 1 относится к келловею (30 м), горизонты 4—6 — к верхнему бату (70 м), 7—13— к нижнему бату (120 м), 14—16 — к байосу (140 м), горизонт 17 является базальным горизонтом средней юры. В этом разрезе представлены почти все горизонты средней юры, мощность которой здесь невелика (около 350 м). Здесь также хорошо выражено несогласное налегание верхнеюрской толщи на отложениях келловея. Мощность базального слоя верхнеюрских конгломератов в данном разрезе незначительна (40 м), несколько северо-западнее по простиранию она быстро возрастает и в нижней части долины Карауздында (Игаркалдысай) достигает 350 м.

К югу от описанного разреза, ближе к центральной части синклинали, появляются все более высокие горизонты верхнеюрской известняковой толщи. Приведем описание разреза южной краевой части синклинальной зоны (рис. 29).

- 1. Черные слоистые известняки средней юры с фауной кораллов и брахиопод
- 2. Грубослоистые рыхлые буровато-красные конгломераты с плохо-отсортированной и неокатанной галькой светло-серых и красноватых известняков
- 3. На конгломераты надвинуты тонкослоистые фиолетово-серые или красновато-фиолетовые ожелезненные известняки. Внешне они кажутся плотными и имеют пятнистый вид. В шлифе обнаруживается, что пятнистость обусловлена наличием большого количества обволакивающих водорослей (*Girvanella* sp.). Клубки водорослей достигают 2—5 мм в диаметре. Основная масса породы сложена чрезвычайно мелким де-

более 200 м
40 „

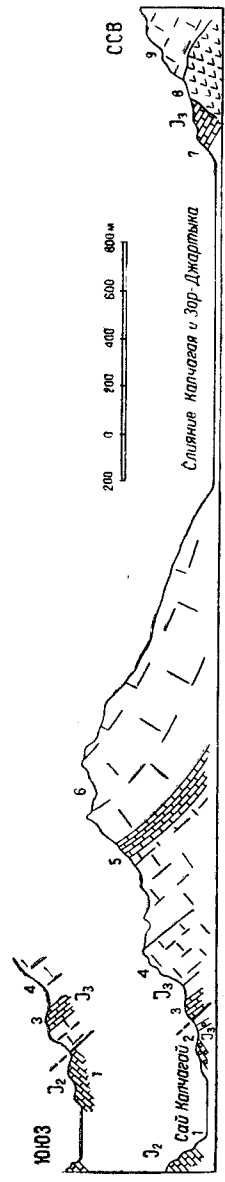


Рис. 29. Разрез верхней юры по саю Капчагай. Составил П. Д. Виноградов. Цифры на рисунке соответствуют горизонтам в описании разреза

тритусом, среди которого можно различить спикулы губок, обломки иглокожих, части раковин моллюсков и т. д. Особенно многочисленны и разнообразны фораминиферы (*Lagena*, *Quinqueloculina* и др.). В верхней части свиты известняки становятся совершенно красными и содержат большое количество включений кремня. Здесь собрана фауна аммонитов и брахиопод. Н. С. Воронец определила отсюда: *Indosphinctes* cf. *rusticus* Spath., *Indosphinctes* sp. ind., *Peltoceratoides* sp., *Holactypus* sp. ind. и др. Фауна указывает на нижнекелловейский возраст отложения (верхи микроцефаловых слоев). Видимая мощность

70 м

Двумя километрами западнее этому горизонту предшествует пачка массивных розовато-серых известняков, надвинутых на среднеюрские известняки. Свита базальных конгломератов здесь отсутствует вследствие тектонического выклинивания.

4. Массивные серые известняки, местами несколько розоватые, с кремневыми включениями. В нижней части свиты известняки весьма тонкозернистые, обладают сгустковой структурой. В верхней части они становятся белыми, иногда розовато-сиреневыми, мелкообломочно-детритусовыми

600 м

5. Сильно разрушенный и измятый тонкослоистый серый оолигово-обломочный известняк, частично доломитизированный и окремненный

70

6. Мощный массив белых мелкообломочно-детритусовых известняков

свыше 400

7. Слоистые плотные зеленовато-серые известняки, местами с розовыми и красными пятнами. Среди них имеются прослои светло-серого детритусового известняка, переполненного битой ракушкой брахиопод и пелеципод. А. С. Моисеев определил отсюда только одну форму *Terebratula* cf. *etaloni* Roll. Эта форма известна в верхах лузитана и низах кимериджа Крыма

150

8. Темно-фиолетовые пироксеновые андезиты, прорывающие известняки горизонтов 7 и 9.

9. Массивные светло-серые и белые известняки, в которых несколько западнее, на берегу р. Исык, были найдены верхнетитонские аммониты: *Phylloceras calypso* d'Orb., *Spiticeras* (*Proniceras*) cf. *pronus* Retowsky, S. (P.) *glacile* Djan., S. sp., *Holcostephanus* sp., *Beriasella eximius* Retowsky, *Perisphinctes* sp. (определения Н. С. Воронец). Видимая мощность

350

Общая мощность верхнеюрской толщи в данном разрезе более 1800 м.

При изучении этого разреза были получены весьма интересные и неожиданные данные. В предыдущих разрезах мы неоднократно видели связь доггера с низами келловей и трансгрессивное налегание верхнеюрской толщи на келловей. Здесь совершенно отчетливо наблюдается, что келловейская толща, включая и самые нижние ее горизонты, входит в состав верхнеюрской серии. Таким образом, в данном районе верхнеюрская трансгрессия началась не в середине келловей, как в Мургабском районе, а в самом начале этого века, и перерыв в образовании осадков имел место на рубеже средней и верхней юры. То обстоятельство, что в едином и непрерывном стратиграфическом комплексе присутствует фауна и низов келловей, и лузитан — кимериджа, и титона, позволяет сделать вывод о том, что здесь не имели место тектонические движения, которые были выделены В. П. Ренгартемом (1935) в Мургабском районе под названием восточнопамирской фазы. Отметим, что описанный разрез является совершенно особым с точки зрения его литологического состава. Для него характерно резкое преобладание массивных рифовых известняков.

К югу от описанного разреза широко развиты среднеюрские отложения. Они налегают несогласно на верхнетриасовую сланцевую толщу, имея в основании свиту красноцветных песчаников и конгломе-

ратов мощностью 40 м. Выше залегает толща черных хорошо слоистых известняков с фауной байоса: *Dorsepensia cf. regrediens* Haug, *Oppelia cf. subradiata* Oppel, *Ermoceras* sp., *Lytoceras* sp., *Perisphinctes* sp., *Sphaeroceras* ex gr. *poly-schides* Waag. (определения О. С. Вялова). Общая видимая мощность толщи достигает 450 м. Отложений бата здесь не встречено.

Несколько восточнее по простиранию, у выхода сая Зорджартык в Салангурскую депрессию, байосские известняки согласно покрываются свитой конгломератов, песчаников и туфов и затем мощным покровом дацитов. Вулканогенная толща протягивается далее на восток широтной полосой, длина которой достигает 70 км, а ширина 8 км. Возраст вулканогенной толщи, согласно П. Д. Виноградову, батский.

Ниже приводится описание разреза через Кызылрабатский район, где указанная вулканогенная толща широко развита (рис. 30).

1. Толща верхнепалеозойских сланцев.
2. Красноцветная конгломератово-песчаниковая базальная свита средней юры, залегающая с угловым несогласием на верхнем палеозое. Мощность 19 м.
3. Среднеюрские известняки, внизу черные слоистые с фауной брахиопод и кораллов (около 100 м), вверху — массивные светло-серые (50 м).
4. Вулканогенная толща, образованная как эффузивными, так и гипабиссальными породами, прорывающими толщу эффузивных пород. К первым относятся: дациты, андезиты, липариты, трахиты, андезитовые и дацитовые туфолавы, туффиты и туфобрекчин. Ко вторым — граносиенит-порфиры, пироксеновые диорит-порфиры и др.
5. Прослои и пачки конгломератов с галькой вулканогенных пород. Мощность около 1500 м.
6. Ледниковые отложения, выполняющие долину р. Кызылрабат.
7. Слоистые черные и темно-серые известняки, перемежающиеся с темно-серыми мергельными сланцами. В известняках встречаются аммониты (*Harpoceras* sp.), брахиоподы и пелециподы. Фауна брахиопод (*Rhynchonella prokopenkii* Moiss., *Rh. pamirensis* Moiss., *Rh. (Burmihynchia)* ex. gr. *namtuensis* Buckman, *Terebratulina (Holcothyris) flexa* Buckman, *T. sp.*, *T. pamirensis* Moiss), по мнению А. С. Моисеева, указывает на батский возраст известняков. Отсюда же В. Ф. Пчелинцевым были определены батские пелециподы *Lima impressa* M. L. и *L. taurica* Pcel. Мощность 500 м.
8. Эльвиальные развалы и осыпи красноцветной песчаниковой свиты верхней юры.
9. Массивные светло-серые известняки верхней юры. Мощность порядка 1000 м.
10. Темно-серые глинистые сланцы с прослоями песчаников и горизонтом известняков с брахиоподами триасалеяса (*Rhaetina pamiriensis* Moiss. и др.); мощн. 300 м.

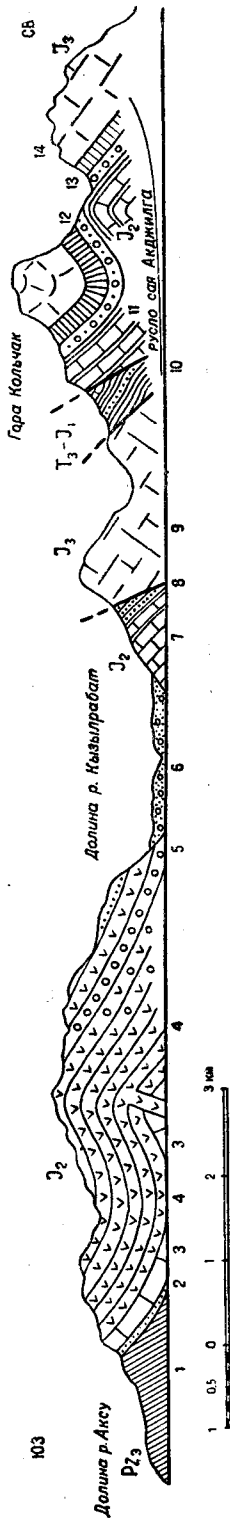


Рис. 30. Юрские толщи в Кызылрабатском районе на Юго-Восточном Памире. По П. Д. Виноградову. Цифры на рисунке соответствуют горизонтам в описании разреза

Несколько восточнее в известняковых прослоях этой свиты были найдены пелециподы, среди которых, по определению В. Ф. Пчелинцева, имеются: *Oxytoma* sp., *Protocardium* aff. *stricklandi* M. L. Наиболее вероятен верхнелейасовый возраст фауны.

11. Темно-серые и черные известняки и сланцы средней юры, аналогичные горизонту 7.

12. Конгломератово-песчаниковая свита с галькой туфов и порфиритов в конгломератах. В песчаниках содержится келловейская фауна: *Perisphinctes* sp. ind., *Hibolites* cf. *latesulcatus* Voltz., *Trigonia* sp. nov., *Camplonectes* cf. *lens* Sow., *Alectryonia* sp. ind. (определения Н. С. Воронец). Свита согласно ложится на сланцы бата

50 м

13. Темно-серые мергельные сланцы с прослоями черных известняков. Последние содержат богатую фауну аммонитов, брахиопод, пелеципод и кораллов. Среди аммонитов, по определению Н. С. Воронец, имеются среднелейасовые формы: *Reineckia* cf. *brancoi* Steinm., *R. anceps* Rein; мощность 200 м.

14. Массивные светло-серые и белые известняки верхней юры. Мощность — несколько сотен метров.

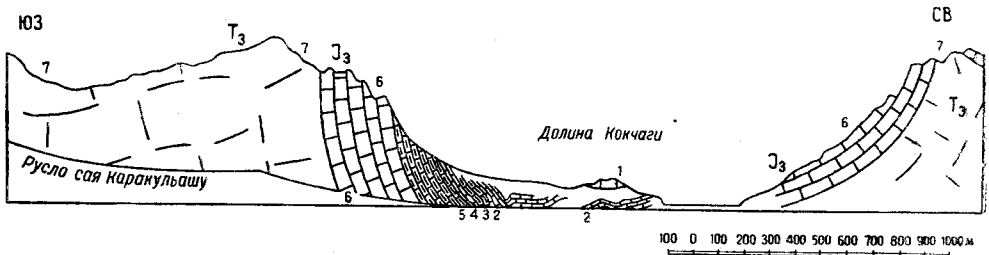


Рис. 31. Разрез по сая Каракульшу. По П. Д. Виноградову.
Цифры на рисунке соответствуют горизонтам в описании разреза

Приведенный разрез интересен во многих отношениях. Здесь так же, как и в разрезе сая Капчагай, отложения келловей полностью входят в состав верхнеюрской толщи и составляют с ней единую и непрерывную серию. Таким образом, здесь также нет следов проявления восточнопамирской тектонической фазы, установленной В. П. Ренгартеном (1935) для Мургабского района. В отличие от разреза сая Капчагай, в верховьях Акджилги нет ясных следов перерыва между отложениями средней и верхней юры. Конгломераты и песчаники келловей ложатся согласно на известняково-сланцевую свиту бата. Появление в низах келловей конгломератов и песчаников с волноприбойными знаками и морской фауной может свидетельствовать лишь о сильном обмелении моря в связи с поднятием данного участка. Наличие вулканических пород в гальке конгломерата доказывает, что вулканическая толща является докелловейской и, поскольку она налегает на известняки байоса, возраст ее, очевидно, в основном батский. Вулканическая толща фациально замещает батскую известняково-сланцевую свиту.

В долине Кокчаги имеются разрезы, где келловейские отложения ложатся без видимого углового несогласия на отложения верхнего триаса. Здесь мы вновь находим ясные указания о проявлении на юго-востоке Памира предверхнеюрского поднятия, сопровождающегося на отдельных участках глубоким размывом доверхнеюрских осадочных толщ. Никаких следов складкообразования в толще верхней юры здесь не наблюдается.

Долина Кокчаги расположена в горах Акташ и является крупным левым притоком р. Шинды. Приводимый ниже разрез (рис. 31) был изучен П. Д. Виноградовым в 1937 г.

1. Грубослойные светло-серые обломочно-оолитовые известняки. Видимая мощность	10—15 м
2. Весьма тонкослойные темно-серые глинистые известняки с прослоями мергельных сланцев. В известняках встречен аммонит <i>Reineckia reissi</i> Steinm., указывающий на среднекелловейский возраст отложений	60 „
3. Тонкослойные серые плотные известняки с кремневыми включениями. Известняки образованы чрезвычайно мелким перекристаллизованным детритусом, среди которого преобладают фораминиферы и спикулы губок	30 „
4. Тонкослойные темно-серые глинистые известняки с прослоями мергельных сланцев. Некоторые прослои переполнены аммонитами. Здесь присутствуют: <i>Indosphinctes peregrinum</i> Spath, <i>Indosphinctes urbanus</i> Spath, <i>Perisphinctes cf. furcula</i> Neum. (определения П. Д. Виноградова). Возраст — нижний келловей	20 „
5. Тонкослойные темно-серые известняки с кремневыми включениями. Из этого горизонта определены: <i>Grossouwia calloviensis</i> Loczy, <i>Grossouwia cf. calloviensis</i> Loczy, <i>Hecticoceras</i> sp. ind (определения П. Д. Виноградова). Возраст — нижний келловей	100 „
6. Грубослойные плотные серые известняки, образованные неясным перекристаллизованным детритусом	250 „
7. Массивный светло-серый обломочный известняк с крупными <i>Megalodon</i> . Возраст — верхний триас	1,5 „

Общая видимая мощность верхнеюрских отложений здесь равна 475 м. В более полных разрезах верхней юры, расположенных несколько южнее, мощность известняков достигает 1500 м. Там, в основании толщи известняков, появляется мощная свита конгломератов и песчаников с прослоями известняков и богатой фауной пелеципод (*Pecten* sp. ind., *Lima* (*Plagiostoma*) sp. ind., *Velopecten* sp. ind., *Indopecten* sp. ind. и др.).

В заключение можно отметить, что зональность юрских отложений весьма близка к зональности триаса. Число зон и их границы почти совпадают. Много общего имеется и в характере триасовых и юрских отложений одноименных зон. Так, например, в южной зоне отложения обеих систем исключительно морские, в средней зоне встречаются и те, и другие, а в северной — развиты преимущественно континентальные отложения. Приведенные в табл. 5 восемь разрезов представляют собой сводные стратиграфические колонки отдельных участков Памира, сильно обобщенные и схематизированные.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения в пределах Таджикистана распространены неравномерно. В Юго-Западном Таджикистане, охватывающем Таджикскую депрессию, и на севере Юго-Восточного Таджикистана — в Заалайском хребте они принимают участие в образовании всех основных структур этой территории, обладают наибольшей мощностью и представлены отложениями всех ярусов. В остальных районах Таджикистана меловые отложения играют подчиненную роль, появляются в виде узких небольших полос синклинального строения, обычно оборванных тектоническими разрывами.

Нижнемеловые отложения представлены преимущественно континентальными красноцветными образованиями, которые широко распространены по всей территории Таджикской депрессии и в области Заалайского хребта. Сравнительно небольшие площади слагают они по южному

Основные типы разрезов

	Северная зона		Средняя зона	
	Дарваз, р. Обиниоу	Заалайский хребет, Сор- булак	Язгулем—Барта- нский р-н	Танымас—Муз- кольский р-н
Нижний мел			Красноцветные песчаники и кон- гломераты, 1 500 м	Красноцветные песчаники и кон- гломераты, не- сколько сотен мет- ров
Верхняя юра	Глины и песча- ники с залежа- ми гипса и соли	Глинистые сланцы и песча- ники с прос- лоями гипса и известняка	Известняки и сланцы, 70 м Известняки лузи- тана, 300 м Известняки и слан- цы бата - келловея, 220 м	Известняки, слан- цы, песчаники, не- сколько десятков метров Известняки бат— лузитана, 600 м
Средняя юра	Красноцветные граувакковые песчаники, сланцы и кон- гломераты	Красноцветные песчаники и сланцы	Сланцы и песча- ники, 350 м	Известняки, слан- цы и песчаники, 1 700 м
Нижняя юра	Угленосная песчано-слан- цевая толща Общая мощн. бол. 1 000 м	Песчаники, уг- листые сланцы, конгломераты с обломками угля, туфы. Об- щая мощн. 800 м	Сланцы и песча- ники рэт—лейаса	Сланцы и песча- ники рэт—лейаса
Подстилающие отложения	Нижний триас	?		

юрских отложений Памира

Таблица 5

Южная зона			
Хребет Базардара	Мургабский район	Реки Айдынкуль—Капчагай	Кызылрабатский район
	Известняки и мергели титон-валанжина, 250 м		
?	Известняки келловой-титона, 1 185 м	Известняки келловой-титона, 1 800 м	Известняки келловой—титона, 1 500 м
Известняки J ₂₊₃ 600 м	Конгломерат, 50—350 м Несогласие Известняки и сланцы нижнего келловея, 110 м	Конгломерат, 40 м	Конгломерат 0—150 м Перерыв
Конгломераты, 20 м Несогласие	Известняки бат—байоса, 650 м Красноцветные песчаники, 30 м Несогласие	Известняки байоса, 410 м Конгломераты, 40 м Несогласие	Известняки бата, несколько сотен метров Известняки байоса, 150 м Конгломерат, 20 м Несогласие ?
Известняки и сланцы, 1 050 м Конгломераты, 100—350 м Несогласие		?	Сланцы и известняки, несколько сотен метров
Вулканогенная толща, 500 м Несогласие			?
Верхний триас	Верхний триас	Верхний триас	Верхний триас

склону Гиссарского хребта и на Памире. Основную массу нижнемеловых пород составляют красные песчанистые и известковистые глины и красноцветные песчаники различной крупности зерна; подчиненное положение занимают мелкогалечные конгломераты. В Таджикской депрессии отчетливо прослеживается замещение глин песчаниками и увеличение крупности зерна песчаников по направлению на восток, от юго-западных отрогов Гиссарского хребта к Заалайскому хребту. В области последнего среди красноцветных песчаников появляются прослои конгломератов. Конгломераты появляются также и на северной окраине Таджикской депрессии, вдоль подножья южного склона Гиссарского хребта. Нижнемеловые красноцветные отложения в пределах Таджикской депрессии обнаруживают значительные изменения мощностей в двух направлениях: с севера на юг и с запада на восток.

В ряде областей Таджикистана среди толщи красноцветных континентальных образований нижнего мела встречаются пачки сероцветных пород с остатками морской фауны.

Морские отложения валанжина известны только в Мургабском районе Восточного Памира, где они представлены пачкой мергельных сланцев и известняков с аммонитами, типичными для берриасовой зоны валанжина. Эти породы связаны постепенным переходом с верхнеюрскими известняками и составляют самые верхние горизонты карбонатного комплекса пород, известного в геологической литературе под названием «памирского известняка».

Более молодые морские нижнемеловые отложения развиты в западной части Таджикской депрессии и в юго-западной части Центрального Таджикистана.

Верхний мел представлен преимущественно морскими мелководными осадками, нередко сменяющимися как по простиранию, так и в вертикальном разрезе образованиями лагунного происхождения. В пределах Таджикистана встречаются отложения всех ярусов верхнего мела.

Сеноманские, преимущественно морские отложения — глины, песчаники, известняки — распространены в западной части Юго-Западного и в южной части Центрального Таджикистана. В восточной части Таджикской депрессии и во всем Юго-Восточном Таджикистане преимущественно морские осадки сеномана замещаются лагунными. К северу от Таджикской депрессии, в области современной Зеравшанской долины (Центральный Таджикистан), морские отложения сеномана выклиниваются и полностью замещаются континентальными красноцветными конгломератами.

Туронские отложения на всей территории Юго-Западного и Юго-Восточного Таджикистана и в южной части Центрального Таджикистана представлены более или менее однородной толщей глин с прослоями известняков и мергелей.

Из верхнемеловых отложений в Таджикистане наиболее широко распространены сенонские. Основную часть их составляют морские образования, значительно меньшую — лагунные.

В Центральном Таджикистане развиты преимущественно морские отложения сенона — известняки в различной степени песчанистые, известковистые песчаники и массивные сравнительно чистые известняки с многочисленными рудистами. Максимальная мощность сенонских отложений в пределах Центрального Таджикистана составляет 150—160 м.

Сенонские отложения Юго-Западного Таджикистана характеризуются значительной фациальной изменчивостью. В юго-западной части

Таджикской депрессии в составе сенона преобладают глины и мергели, а в северо-восточной — известняки; замещение глин известняками происходит постепенно. На крайнем востоке рассматриваемого района, в Дарвазе, сенон представлен массивными известняками.

Совершенно подобные, светлые массивные известняки представляют отложения сенона на территории Юго-Восточного Таджикистана. Мощность известняков здесь 200 м.

Отложения датского яруса в большинстве районов Таджикистана фаунистически не охарактеризованы и выделены условно, на основании залегания их выше отложений сенона и налегания на них пород бухарского яруса палеогена. В ряде районов Таджикской депрессии и южного склона Гиссарского хребта отложения датского яруса отсутствуют и бухарские известняки залегают на различных горизонтах сенонских отложений. В Центральном Таджикистане к датскому ярусу условно отнесена свита белых массивных гипсов с тонкими прослоями доломитизированных известняков и доломитов. Общая мощность свиты 50—100 м. В Юго-Восточном Таджикистане отложения датского яруса условно выделены только в области Заалайского хребта, где к ним отнесена свита красноцветных песчаников и глин с прослоями гипсов. На территории Памира породы датского яруса неизвестны.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Меловые отложения в пределах Северного Таджикистана занимают незначительные площади. Они слагают часть Мурзарабатской впадины, окаймляя горы Могол-Тау с севера, протягиваются по юго-западной окраине Кураминского хребта (у селений Токмак, Кан-Сай и др.), появляются на плоском водоразделе между сел. Кара-Мазар и Долоны и у сел. Шайдан. Кроме того, местами они сохранились в приосевых частях Кураминского хребта: в окрестностях перевала Шаитдаван, в урочище Тавак и др., где образуют мелкие синклинали, ядра которых сложены породами палеогена.

Характеристику отдельных меловых разрезов можно найти в работах С. Ф. Машковцева (1935), Н. Ф. Безобразовой (1930), Н. П. Васильковского, Б. Н. Наследова (1935, 1937) и О. С. Вялова (1945). Стратиграфия этих отложений еще очень мало разработана; фауна из них до сих пор не изучена.

Во всех указанных выше районах меловые отложения относятся, по видимому, к верхнему отделу меловой системы и залегают с угловым несогласием на размытой поверхности различных палеозойских пород. Самый восточный выход меловых отложений находится у сел. Шайдан и, по данным О. С. Вялова (1945), характеризуется следующим разрезом (снизу вверх):

1. Белые и светло-серые мергелистые песчаники, местами переходящие в комковатые мергели, переполненные ядрами брюхоногих и пластинчатожаберных моллюсков, среди которых установлены крупные *Actaeonella* sp. и *Exogyra turkestanensis* Vogl.

2. Красные пески, глины с прослоями розовых и розовато-серых песков, с редкими и тонкими прослоями серых и красноватых песчаников и гравелитов.

3. Белые и желтоватые пески, содержащие пачку (6 м) красных и зеленоватых песчаных глин и глинистых песчаников.

Выше залегают известняки бухарского яруса.

Общая мощность верхнемеловых отложений 120—130 м.

Весьма важной является находка в этом разрезе *Exogyra turkestanensis* Во г п. — руководящей формы для турона юго-востока Средней Азии, характерной для устричной толщи турона Восточной и Южной Ферганы.

У сел. Долоны разрез мела неполный, нижние горизонты его закрыты лёссом. По данным С. Ф. Машковцева (1935), последовательность пород в обнаженной части разреза такова (снизу вверх):

1. Ярко-красные глинистые пески	4 м
2. Фиолетово-серые рыхлые песчаники	1,5 ..
3. Осыпь	15 ..
4. Слоистые зеленые песчаные глины, в верхней части содержащие конкреции и прослойки белого песчаника	4 ..
5. Белые рыхлые гипсоносные песчаники	2 ..
6. Гипс	3 ..
7. Осыпь (6 м), а затем глины и мергели с фауной палеогена.	
Общая мощность меловых отложений около 25—30 м.	

Для юго-западной окраины Кураминского хребта и для Мурзарабатской впадины Н. П. Васильковским составлен сводный стратиграфический разрез меловых отложений, опубликованный Б. Н. Наследовым (1935, 1937).

«Верхнемеловые отложения.

Турон-сеноман.

а) Красные пески и конгломераты	7,3 м
б) Красноцветная свита из красных и бурых песков в основании с несколькими горизонтами бурых и красных песчаников с окатанными обломками костей динозавров, щитками панцирей черепах и множеством крупных пелеципод, в том числе <i>Pectunculus</i> sp.	11,5 ..
в) Красные пески и песчаники	10 ..
г) Пестрые, красные, зеленые и малиновые глины и известковистые песчаники; встречаются редкие ядра пелеципод	10,8 ..
Сенон (?).	
е) Светло-серые известковистые песчаники у Кан-Сая с пластом мергеля с <i>Astarte</i> , <i>Corbula</i> , <i>Gastropoda</i> и др.	5 ..
ж) Светло-серые и желтоватые песчаники, в основании часто лежит пласт трепловидных пород; на границе песчаника и трепела залегают округлые, часто пустотелые стяжения кварца	34—45 ..

Третичные отложения (Тг).

Палеоген.

г) Известковистые песчаники и желтые и пестрые известняки

Общая мощность верхнемеловых отложений составляет 74—85 м.

Для всех разрезов меловых отложений Северного Таджикистана характерна небольшая мощность и преимущественно красноцветный песчано-глинистый состав. Наличие прослоев с остатками морской фауны и небольшая мощность верхнемелового разреза Северного Таджикистана послужили О. С. Вялову (1945) основанием для выделения его в особый кураминский подтип, отличный от нарынского типа меловых разрезов, представленного мощной толщей красноцветных пород и развитого в остальных районах Северной Ферганы.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

На территории Центрального Таджикистана меловые отложения имеют незначительное распространение; они слагают прерывистые узкие полосы синклиналичного строения, тектонически зажатые среди различных палеозойских пород. Лишь в некоторых местах (бассейн рр. Зауран и Кштут) удается наблюдать полные разрезы меловых отложений, в большинстве же случаев верхние горизонты их либо срезаны надвигами, либо

уничтожены эрозией. Только вдоль подножия южного склона Гиссарского хребта меловые отложения распространены более широкой, сплошной полосой и представлены породами всех ярусов как нижнего, так и верхнего мела. Мощности, литологический состав и комплекс фауны существенно, отличают меловые отложения основной части Центрального Таджикистана от меловых отложений южного склона Гиссарского хребта.

Сведения о меловых отложениях западной части Центрального Таджикистана наиболее полно освещены в работах: С. Ф. Машковцева (1931), С. И. Клунникова (1931), М. И. Брик, А. Б. Коровкина, П. Д. Виноградова и Н. Н. Бобковой. Сравнительно полная характеристика меловых пород южного склона Гиссарского хребта содержится в работах Н. А. Кудрявцева (1932), М. С. Швецова (1927), П. К. Чихачева (1937, 1941), С. К. Овчинникова и А. Т. Тарасенко, Н. И. Черняк, С. Н. Симакова (1952) и др.

В пределах Центрального Таджикистана на северном склоне Туркестанского хребта наблюдается несколько разрозненных выходов меловых отложений в верховьях левой ветви р. Аксу и в приосевой части хребта к северу от перевалов Вешаб и Оббурдон. В этих местах меловые отложения детально не изучены и не расчленены. По данным А. П. Марковского (1936), к северу от перевала Вешаб, по долине Арглы, меловые отложения имеют мощность около 100 м и представлены конгломератами и мергелями.

Следующая к югу полоса меловых пород проходит по Зеравшанской долине. Меловые отложения окаймляют западную оконечность Туркестанского хребта и протягиваются на восток вдоль подножия южного склона Туркестанского и северного склона Зеравшанского хребтов на расстоянии нескольких десятков километров. Меловые породы залегают либо несогласно на размытой поверхности различных палеозойских толщ, либо с перерывом, но без видимого углового несогласия, на породах юрской угленосной толщи. Вдоль западной части южного склона Туркестанского хребта, в районе селений Иори, Майкота и Шингак, развиты только отложения сенона, залегающие непосредственно на палеозойских породах (Пояркова, 1953). Всюду породы мела перекрываются свитой бухарских известняков палеогена. В этой полосе наиболее полно представлены и, лучше всего изучены разрезы мела в междуречье Зауран — Кштут на левобережье р. Зеравшан. Здесь меловые отложения совместно с юрской угленосной толщей слагают так называемую Кштут-Зауранскую синклиналь, крылья которой с юга и с севера срезаны крутыми надвигами. Н. Н. Бобковой в 1941 г. был составлен разрез меловых отложений в западной части Кштут-Зауранской синклинали:

На юрской угленосной толще конгломератов, песчаников, глин и углстых сланцев с пластами углей залегают без видимого углового несогласия меловые породы.

Сеноман (?).

1. Малиново-красные грубослойные конгломераты из хорошо окатанной гальки кварца, кремнистых пород и песчаников. Преобладают гальки размером 2—4 см, встречаются, в нижней части пачки, гальки до 5—7 см в поперечнике. Цемент песчано-глинистый, со значительной примесью окислов железа. 100—115 м

2. Более мелкогалечные малиново-красные конгломераты с размером гальки 0,5—2 см 70—80 м

Турон.

3. Рыхлые зеленовато-серые песчаные глины, известковистые песчаники и ракушняка с большим количеством ядер пелеципод: *Trigonoarca* sp. ind., *Trigonia* sp. ind., *Liostera delettrei* Соф. (в изобилии), *Exogyra columba* Lam., *E. sp. ex gr. olisiponensis* Sharpe

4. Чередование рыхлых красноцветных и зеленоватых глинистых песчаников и песчанистых глин	15 м
5. Слоистые белые мелкозернистые гипсы с прослоями красных и зеленых глин	12,5 „
6. Зеленоватые уплотненные глины с прослоями рыхлых красноцветных песчаников	10 „
7. Чередование красных глин, зеленых рыхлых глинистых песчаников и темно-серых уплотненных глин с пластами белых мелкозернистых гипсов мощностью от 15 см до 1,5—2 м	125 „
Сенон.	
8. Отчетливо слоистые зеленовато-серые известковистые песчаники с ядрами пелеципод <i>Lima</i> sp. ind., <i>Exogyra</i> sp. ind. и с подчиненными прослоями зеленовато-серых органогенных детритусовых известняков и песчанистых мергелей. Встречены многочисленные мелкие морские ежи	30 м
9. Чередование желтовато- и зеленовато-серых песчанистых известняков, известковистых песчаников и мергелей	50 „
10. Плотные буровато-желтые органогенные известняки	12 „
11. Отчетливо слоистые желтоватые песчанистые известняки	20 „
12. Массивные и грубослоистые розоватые органогенные известняки с рудистами	22 „
Датский ярус?	
13. Массивные белые мелкозернистые гипсы видимой мощностью	15 „

В данном разрезе самые верхние горизонты меловых отложений уничтожены эрозией. Общая мощность 575 м. По-видимому, из горизонта 8 С. Ф. Машковцевым (1931) были собраны, а А. В. Фаасом определены морские ежи *Pyrina* (?) sp., *Pygaulus* (?) sp., *Catopygus* (?) sp., имеющие, по заключению А. В. Фааса, сенонский облик.

Такая же последовательность и подобный состав меловых отложений сохраняются в восточной части Кштут-Зауранской синклинали и далее к северу по долине р. Кштут. Существенно не изменяется характер этих отложений и еще восточнее, в бассейне р. Риват — первого крупного левого притока Зеравшана выше устья р. Кштут. Сводный разрез меловых отложений бассейнов рр. Кштут и Риват, по данным П. Д. Виноградова и Н. Н. Бобковой, приводится ниже.

Сеноман (?).

1. На размытой поверхности юрской угленосной толщи залегают отчетливо слоистые красноцветные мелкогалечные конгломераты с прослоями и линзами железистых песчаников. Галька преимущественно кварцевая и кремнистая, хорошо окатана, размер ее от 1 до 4 см. Цемент глинисто-железистый, иногда с примесью карбоната. Остатки фауны и флоры нигде в этой свите не найдены

50—100 м

Турон.

2. Зеленовато-серые и голубовато-серые песчанистые глины с прослоями рыхлых серых песчаников с ядрами мелких *Exogyra* sp. ind и *E. columba* Lam.

30—60 „

3. Чередование красных и зеленых рыхлых глинистых песчаников, желтовато-серых известковистых песчаников, красных и зеленых глин и белых тонкозернистых гипсов, образующих пласты 0,25—1,2 м мощностью

от 80 до 175 „

Сенон.

4. Желтовато-серые грубослоистые известковистые песчаники с подчиненными прослоями мергелей и известняков, из которых Н. Н. Бобковой определены: *Neitheia substriatocostata* Orb., *Liopistha aequivalvis* Goldf., *Lima (Plagiostoma) hoperi* Mant., *Exogyra cf. ostracina* Lam., *E. sp. ex gr. spinosa* Math., *Alectryonia dichotoma* Bayle, *A. deshayesi* Соq. и др.

70 „

5. Светло-серые детритусовые известняки с подчиненными прослоями глинистых известняков и известковистых песчаников. Органические остатки представлены обломками игл морских ежей, члениками криноидей, водорослями, обломками устриц, мелкими фораминиферами. Найдена *Exogyra cf. spinosa* Math.

30—55 „

6. Грубослоистые известковистые песчаники с включением мелкой (менее 2 см) гальки кварца. По долине р. Риват в этом горизонте собрана обильная фауна сенона: *Neithea substriatocostata* Orb., *Liostrea lehmanni* Rom., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Exogyra decussata* Goldf., *E. cf. spinosa* Math., *E. cf. overwegi* Buch и мн. др. 5 м
7. Грубослоистые, светлые, розоватые известняки с крупными рудистами и *Pecten (Chlamys) cretosus* Deff., *Pecten (Chlamys) dujardini* Roem., *Limatula semisulcata* Nils. и др. 20 „
- Датский ярус?
8. Массивные белые мелкозернистые гипсы с редкими прослоями зеленых глин и доломитизированных известняков с фораминиферами 55—100 „
- Выше залегают бухарские известняки палеогена. Общая мощность верхнемеловых пород около 600 м.

Восточнее долины р. Риват верхнемеловые отложения протягиваются непрерывной узкой полосой по Зеравшанской долине, переходя с одного берега на другой и выклиниваясь, вследствие срезания надвигом верхнесилурийских пород, на водоразделе между двумя левыми притоками Зеравшана — Ривут и Таваствин. В этой полосе в восточном направлении уменьшается мощность меловых отложений (с 600 до 20 м) и несколько изменяется состав пород. Ниже приведен разрез, составленный С. К. Овчинниковым по водоразделу Хшикат — Крут.

Сенонан (?).

1. На размытой поверхности песчанико-сланцевой толщи верхнего силура залегают красно-бурые мелкогалечные конгломераты с прослоями темно-красных глинистых песчаников 12,2 м
2. Темно-зеленые глины 20 „
3. Чередование светло-розовых и серых плотных песчаников с рыхлыми темно-красными глинистыми песчаниками и глинами 26,7 „
4. Буро-красные глинистые песчаники с подчиненными прослоями грубозернистых розовато-серых песчаников 26 „
- Турон.
5. Красно-бурые сланцевые глины 15 „
6. Белые гипсы с прослоем зеленых и красных глин 9 „
7. Гипсоносные серые мелкозернистые песчаники с ядрами *Trigonia* sp., *Tellina* sp., *Cardium* sp., *Crassatella* sp., *Perna* sp. и др. 11 „
8. Белые грубослоистые гипсы с тонкими прослоями красных и зеленых глин 8 „
- Сенон.
9. Светло-серые мергелистые известняки с прослоями темно-зеленых глин 20 „
10. Косослоистые желтовато-серые и красные грубозернистые песчаники с прослоями темно-зеленых известковистых сланцеватых глин 18 „
11. Массивные желтовато-серые известняки с рудистами и сенонской *Exogyra ostracina* Lam. 6 „
- Датский ярус?
12. Красноцветные мелкогалечные конгломераты, выше песчаники и гипсоносные глины 5 „
13. Массивные гипсы 50 „

Общая мощность меловых отложений в данном разрезе 233 м. Возрастное подразделение их весьма условно, так как только 11 горизонт вполне определенно охарактеризован фауной.

Из верхней части сенонских отложений у селения Крут З. Н. Поярковой (1955) описаны рудисты: *Gyropleura supracretacea* Orb., *Orbigynya simakovi*, *Pojarkova*, *Biradiolites fissicostatus* Orb. var. *minor* Пожаркова.

В следующей к югу прерывистой полосе меловых отложений наиболее полные разрезы наблюдаются в Магианской депрессии на западе и по долине р. Ягноб на востоке. В Магианской депрессии, сложенной мезо-кайнозойскими отложениями, меловые породы выходят в несколь-

ких местах, но детальный разрез был составлен лишь в районе Магианского каменноугольного месторождения, у сел. Гизанпоен. По данным А. Б. Коровкина (1939), разрез меловых отложений следующий:

На юрской угленосной толще (свиты А и Б, по А. Б. Коровкину) без видимого углового несогласия залегают:

Свита В.	
1. Буро-красные конгломераты из хорошо окатанной гальки кварца и кремня, диаметром до 2 см. Встречен прослой (0,65 м) красной песчанистой глины	87,65 м
2. Чередование серых песчанистых глин с розовато-серыми песчаниками, содержащими редкую кремневую гальку	10,35 ..
3. Буро-красные конгломераты	2 ..
Мощность свиты В — 100 м.	
Свита Г.	
4. Зеленовато-серые известковистые песчаники и мергели с <i>Liostrea delectrei</i> Соф., <i>Fatina</i> cf. <i>costei</i> Соф., <i>Exogyra turkestanensis</i> Вогп.	45 ..
5. Серые известняки с ядрами пеллеципод и гастропод	3 ..
6. Серые мергели	15 ..
Мощность свиты Г — 63 м.	
Свита Д.	
7. Чередование красных глин с зелеными известково-глинистыми и серыми известковистыми песчаниками	50 ..
8. Чередование красных и зеленых глин с пластами белых гипсов	100 ..
Мощность свиты Д — 150 м.	
Свита Е.	
9. Серые рыхлые известково-глинистые песчаники с прослоями серых мергелей	30,2 ..
10. Серые известняки с ядрами гастропод и пеллеципод, среди которых определены <i>Pholadomya</i> sp., <i>Panopaea</i> cf. <i>mandibula</i> Sow., <i>Lima</i> sp.	2 ..
11. Чередование серых известковистых песчаников и мергелей	47,5 ..
Мощность свиты Е — 79,7 м.	
Свита Ж.	
12. Серые и розоватые известняки с рудистами и <i>Pecten</i> sp.	21 ..
13. Розоватые мергели	11,3 ..
14. Чередование известняков с серыми и розоватыми известковистыми песчаниками	29 ..
Мощность свиты Ж — 61,3 м.	
Свита З.	
15. Плотные серые и рыхлые белые гипсы	25 ..
Видимая мощность свиты З	
	25 ..

Общая мощность меловых отложений в данном разрезе составляет 476 м. Присутствие в породах свиты Г таких типичных для турона Средней Азии устриц, как *Fatina costei* Соф. и *Exogyra turkestanensis* Вогп., с несомненностью свидетельствует о туронском возрасте данной свиты. Следовательно, подстилающая ее свита В буро-красных конгломератов, вероятно, принадлежит сеноману. Свита Д, по-видимому, соответствует верхним горизонтам турона, а свиты Е и Ж — сенону. Заканчивается разрез верхнемеловых отложений свитой гипсов условно датского возраста.

К югу от Магианской депрессии, по северному склону Гиссарского хребта, кое-где сохранились верхнемеловые породы, относящиеся, по-видимому, к нижним горизонтам — к сеноману и турону. В 1942 г. Н. Н. Бобковой были исследованы меловые отложения в окрестностях перевалов Камичорра и Тавасанг, а П. Д. Виноградовым — у пер. Мухбель. В этой прерывистой полосе меловые отложения несогласно перекрывают различные горизонты девонских и верхнепалеозойских пород и представлены внизу красноцветными и серыми конгломератами, переходящими выше в грубозернистые известковистые песчаники с кварцевой

галькой. На них залегает пачка желтовато-серых, тонкоплитчатых и тонкозернистых песчаников с прослоями глинистых известняков-ракушнякав, из которых были собраны *Liostrea delettrei* Соq., *Exogyra columba* Lam., *Alectryonia dichotoma* Bayle и др. Вышележащие горизонты срезаны надвигом известняков карбона. Видимая мощность верхнемеловых пород 250—300 м; у пер. Тавасанг она уменьшается до 150 м, так как здесь сохранились только базальные красноцветные конгломераты и грубозернистые песчаники.

Сопоставление приведенных разрезов по западной части Центрального Таджикистана (табл. 6) показывает однотипное строение меловых отложений и сходство в литологическом составе и в характере фауны. Сводный стратиграфический разрез приведен на рис. 32. На всей указанной территории в основании меловых отложений залегает толща красноцветных конгломератов мощностью от 100 до 195 м. В восточных районах красноцветные конгломераты образуют лишь базальные слои, а выше по разрезу замещаются грубозернистыми песчаниками и глинами. Общая мощность толщи уменьшается до 60—80 м. Всюду породы этой толщи залегают либо с резким угловым несогласием на различных палеозойских толщах, либо без видимого углового несогласия на юрских угленосных отложениях J_{1+2} . В породах нижней толщи мела нигде не обнаружены органические остатки и поэтому определение ее возраста является приблизительным и условным. Многие исследователи: А. П. Марковский (1936), С. К. Овчинников и другие считали эту толщу нижнемеловой. Однако нам представляется более правильным относить основную часть ее уже к сеноману. Основным доказательством сеноманского возраста толщи является совершенно согласный и постепенный переход ее в отложения, охарактеризованные туронской фауной. Последние слагают вторую снизу толщу мелового разреза и имеют мощность в среднем 60—80 м. Эта толща образовалась в период трансгрессии моря и представлена чередованием зеленовато-серых известковистых песчаников, песчаных глин и мергелей с редкими прослоями серых детритусовых известняков. Отдельные пласты переполнены раковинами пластинчатожаберных моллюсков плохой сохранности, из которых определены характерные для турона Средней Азии виды, встречающиеся как в устричной толще Ферганы, так и в туронских мергелях и глинах Таджикской депрессии: *Liostrea delettrei* Соq., *Fatima costei* Соq., *Exogyra columba* Lam. и *E. turkestanensis* Born.

Третья толща мелового разреза отнесена нами к верхней части турона, хотя, возможно, она включает и нижние слои сенона. Эта толща образовалась в период регрессии моря и существования лагун на большей части территории Центрального Таджикистана. Она сложена чередующимися зелеными и красными глинами, рыхлыми глинистыми песчаниками и пластами, линзами белых гипсов. В некоторых разрезах коли-

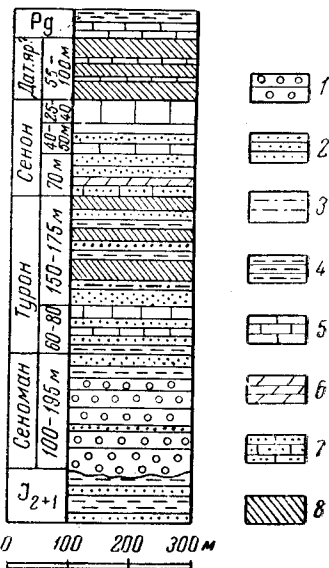


Рис. 32. Сводный стратиграфический разрез меловых отложений Центрального Таджикистана

1—конгломераты; 2—песчаники; 3—песчаные глины; 4—глины; 5—известняки; 6—мергели; 7—песчаные известняки; 8—гипсы

Сопоставление разрезов меловых отло

Возраст	Зауран, Н. Н. Бобкова, 1941 г.	Кштут, Н. Н. Бобкова, 1941 г.	Магианский район, А. Б. Коровкин, 1939 г.
Датский ярус (?)	Массивные гипсы, видимая мощность 15 м	Массивные гипсы, 55 м	Гипсы, видимая мощ- ность 25 м
Сенон	Грубослоистые розо- ватые известняки с рудистами, 22 м	Грубослоистые розо- ватые известняки с рудистами, 20 м	Розоватые мергели, 11,3 м Грубослоистые розо- ватые и серые извест- няки с рудистами и пектенидами, 21 м
	Органогенные и пе- счанистые известняки, 32 м. Чередование известняков, извест- ковистых песчаников, мергелей, 50 м	Детритусовые извест- няки с прослоями мергелей и известко- вистых песчаников. 30—55 м	Чередование серых известняков, извест- ковистых песчаников и мергелей, 50 м
	Известковистые пе- счаники с прослоями известняков и мерге- лей, с морскими ежа- ми, 38 м	Известковистые пе- счаники с прослоями известняков и мерге- лей, с морскими ежами, 70 м	Известковистые пе- счаники с прослоями мергелей, 30 м
Турон	Гипсоносная толща красных и зеленых глин, рыхлых глини- стых песчаников и гипсов, 162 м	Гипсоносная толща красных и зеленых глин, рыхлых глини- стых песчаников и гипсов, 80—175 м	Гипсоносная толща красных и зеленых глин, рыхлых глини- стых песчаников и гипсов, 150 м
	Зеленовато-серые пе- счанистые глины, из- вестковистые песча- ники и ракушняки с <i>Liostrea delectrei</i> Соq., <i>Exogyra co- lumba</i> Lam. и др., 60 м	Зеленовато-серые пе- счанистые глины, из- вестковистые песча- ники и ракушняки с <i>Liostrea delectrei</i> Соq., <i>Exogyra co- lumba</i> Lam., 60 м	Зеленовато-серые песчанистые глины, известковистые пе- счаники и мергели с <i>Liostrea delectrei</i> Соq., <i>Exogyra tur- kestanensis</i> Born., 45 м

жений Центрального Таджикистана

Таблица 6

Риват, Н. Н. Бобкова, 1941 г.	Хшикат—Крут, С. К. Овчинников, 1941 г.	Ягноб, С. К. Овчинников, 1936 г.	Зидды, С. К. Овчинников, 1936 г.
Грубослоистые гипсы, внизу с прослоями доломитизированных известняков и глин, 80—100 м	Массивные гипсы с красноцветными мелкогалечными конгломератами и песчаниками в основании, 55 м	Гипсы и белые мергелистые известняки, 74 м	Гипсы с зелеными глинами в основании, 40—45 м
Грубослоистые розоватые известняки с рудистами и пектенидами. В основании пласт известковистого песчаника с <i>Gryphaea vesicularis</i> Lam., <i>Exogyra decussata</i> Goldf., 25 м	Массивные желтоватые известняки с крупными рудистами, 6 м	Темно-серые известняки и песчаные известняки с <i>Gryphaea vesicularis</i> Lam., <i>Exogyra overwegi</i> Buch., <i>E. ostracina</i> Lam. и др., 100—120 м	Массивные белые известняки с рудистами, 12—30 м
Детритусовые известняки с прослоями мергелей и известковистых песчаников, 30—55 м	Косослоистые, грубозернистые красноцветные песчаники с прослоями темно-зеленых глин, 18 м		Чередование гипсов с красными и зелеными глинами, 40 м
Известковистые песчаники с прослоями известняков и мергелей с морскими ежеми, 70 м	Светло-серые мергелистые известняки с прослоями глин, 20 м		Песчаные известняки и песчаники с прослоями глин с <i>Exogyra overwegi</i> Buch В средней части гипсоносный горизонт, 55 м
Гипсоносная толща красных и зеленых глин, рыхлых глинистых песчаников и гипсов, 175 м	Гипсоносная толща грубослоистых гипсов, красно-бурых и зеленых глин. В средней части горизонт (11 м) гипсоносных серых песчаников с <i>Trigonia</i> sp., <i>Tellina</i> sp., <i>Perna</i> sp., 43 м	Гипсоносная толща красных и зеленых глин, рыхлых глинистых песчаников и мощных пластов гипсов, 110 м	
Зеленовато-серые известково песчаные глины, с прослоями известковистых песчаников с <i>Exogyra columba</i> Lam., 30—60 м		Чередование известняков с красными и зелеными глинами. В известняках <i>Liostrea delectrei</i> Coq., <i>Fatina costei</i> Coq., <i>Exogyra turkestanensis</i> Vogt., 300 м	Песчаные известняки, песчаники и глины. В известняках <i>Fatina costei</i> Coq., <i>Exogyra turkestanensis</i> Vogt., 60 м

Возраст	Зауран, Н. Н. Бобкова, 1941 г.	Кштут, Н. Н. Бобкова, 1941 г.	Магианский район, А. В. Коровкин, 1939 г.
Сеноман	Красноцветные грубо- слоистые конгломераты, внизу крупногале- чные, 170—195 м	Красноцветные грубо- слоистые мелкогалеч- ные конгломераты, 100 м	Красноцветные грубо- слоистые мелкогалеч- ные конгломераты, 100 м
Альб			
Неоком-апт			
	Угленосная толща J ₁₊₂	Угленосная толща J ₁₊₂	Угленосная толща J ₁₊₂

чество гипсовых горизонтов доходит до 25. Общая мощность свиты значительная (150—175 м), в восточных районах она уменьшается до 50 м. Здесь же в прослоях гипсоносных песчаников были найдены плохой сохранности ядра гастропод и пелеципод, в остальных разрезах остатки фауны не были обнаружены.

Гипсоносная толща совершенно согласно перекрывается отложениями с фауной сенона, выделенными в четвертую снизу толщу. Эта последняя имеет в большинстве мест трехчленное строение и мощность в 142—150 м. В нижней части ее, мощностью до 70 м, преобладают известковистые песчаники с подчиненными прослоями мергелей и известняков с редкими сенонскими устрицами: *Exogyra* cf. *ostracina* Lam., *E. spinosa* Math., *Alectryonia deshayesi* Coq. и морскими ежами. Средняя часть толщи, мощностью 30—50 м, сложена чередующимися пластами известковистых песчаников и известняков, содержащих редкие *Exogyra spinosa* Math. Верхняя часть толщи, мощностью 25—40 м, образована органогенными известняками, в кровле которых выделяется маркирующий горизонт (20—22 м) грубослоистых светлых розоватых известняков с многочисленными рудистами и *Pecten (Chlamys) dujardini* Roem. Местами в основании рудистового горизонта залегает пласт известковистого песчаника, переполненный сенонскими устрицами *Liostrrea lehmani* Rom., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Exogyra overwegi* Buch., *E. spinosa* Math., *E. decussata* Goldf. и др.

Продолжение табл. 6

Риват. Н. Н. Бобкова, 1941 г.	Хшикат—Крут, С. К. Овчинников, 1941 г.	Ягноб, С. К. Овчинников, 1936 г.	Зиды, С. К. Овчинников, 1936 г.
Красноцветные, грубо-слоистые, мелкогалечные конгломераты с линзами и прослоями песчаников, 100 м	Красноцветные песчаники и песчанистые глины, в основании—мелкогалечные конгломераты, 85 м	Зеленовато-серые песчаники и глины с прослоями красноцветных конгломератов в основании. В песчаниках <i>Exogyra columba</i> Lam., 75 м	Зеленовато-серые песчаники, песчанистые известняки и глины, в основании местами мелкогалечные конгломераты. В известняках <i>Exogyra columba</i> Lam., 76—83 м
		Розовые и серые грубозернистые песчаники с прослоями тонкозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов. В нижней части—известняки и глины, 160 м Темно-красные тонко-слоистые песчаники и мелкогалечные конгломераты, 250 м	Серые песчаники и красные глины с прослоями мелкогалечных конгломератов, 61—90 м Темные глины с <i>Lio-strea leymeri</i> Desh., <i>Exogyra latissima</i> Lam., 15 м Красноцветные песчаники и глины с прослоями конгломератов, 90 м
Угленосная толща J ₁₊₂	Песчаники и сланцы S ₂	Угленосная толща J ₁₊₂	Угленосная толща J ₁₊₂

Как видно из приведенного сокращенного списка фауны, рассматриваемая толща лучше всех других толщ мелового разреза охарактеризована фауной и ее сенонский возраст не вызывает сомнений. В восточных районах (Хшикат, Крут) общая мощность этой толщи уменьшается до 42 м, несколько меняется литологический характер пород в связи с появлением большого количества прослоев глин, но характерный горизонт с рудистами в верхней части толщи протягивается и здесь, уменьшаясь в мощности до 6 м.

Выше горизонта рудистовых известняков всюду в западной части Центрального Таджикистана прослеживается толща массивных и грубо-слоистых тонкозернистых гипсов изредка с тонкими прослоями доломитизированных известняков. В основании ее местами встречается пачка (2—5 м) красных и зеленых глин с прослоями и мелкими линзами красноцветных песчаников и конгломератов. В этой пятой толще, имеющей мощность в 55—100 м, остатки фауны не найдены, выше залегают известняки с фауной бухарского яруса палеогена. По возрасту толща гипсов условно относится к датскому ярусу. Резкая смена морских осадков (рудистовые известняки) лагунными (гипсы) соответствует регрессии моря, вызванной восходящими тектоническими движениями, происходившими на границе мела и палеогена и широко проявившимися на территории Таджикистана; этими же движениями обусловлено появление в основании толщи прослоев грубообломочного терригенного материала.

В приосевой части Гиссарского хребта, по долинам рр. Ягноб, Искандер-Дарья, Зидды, развиты меловые отложения, сходные по характеру с меловыми породами южного склона этого хребта и Таджикской депрессии. Приведем для сравнения разрез, составленный С. К. Овчинниковым по р. Ягноб, в окрестностях Фан-Ягнобского месторождения каменных углей.

Нижний мел.

- | | |
|---|-----------|
| 1. На серых конгломератах юрской угленосной толщи без видимого углового несогласия залегают темно-красные тонкослоистые песчаники и мелкогалечные конгломераты | 260 м |
| 2. Рыхлые розовые и светло-серые грубозернистые песчаники, переслаивающиеся с тонкозернистыми известковистыми песчаниками и красными мелкогалечными конгломератами. В нижней части пачки прослой известняков и глин | 160 „ |
| Сенонан — нижний турон | |
| 3. Зеленовато-серые песчаники с прослоями красных конгломератов, сменяющиеся выше по разрезу зелеными глинами с прослоями известняков с <i>Exogyra cf. columba</i> Lam. | 75 „ |
| Турон | |
| 4. Чередование известняков с зелеными и красными глинами, содержащими прослойки гипса. Из известняков собрана туронская фауна: <i>Liostrea delectrei</i> Соq., <i>Fatina costei</i> Соq., <i>Gruphaea biauriculata</i> Bayle, <i>Exogyra columba</i> Lam., <i>E. turkestanensis</i> Ворн., <i>Alectryonia cf. dichotoma</i> Bayle | 300 „ |
| 5. Переслаивание мощных пластов гипса с глинистыми песчаниками, красными и зелеными глинами. В верхней части пачки найдена <i>Liostrea rouvillei</i> Соq. | 110 „ |
| Сенон | |
| 6. Темно-серые известняки, местами песчаные, с сенонской фауной: <i>Gryphaea cf. vesicularis</i> Lam., <i>Exogyra ostracina</i> Lam., <i>E. cf. overwegi</i> Buch, <i>Liopistha aequivalvis</i> Goldf. | 100—120 „ |
| 7. Чередование белых мергелистых известняков и гипсов | 74 „ |
| 8. Зеленые глины с прослоем мергелей в верхней части | 65 „ |
| 9. Чередование белых мергелистых известняков и гипсов | 27 „ |

С. К. Овчинников предполагал, что верхняя часть горизонта 9 относится уже к датскому ярусу, большая часть отложений которого в данном месте уничтожена эрозией; возможно, однако, что к нему относятся отложения еще и горизонтов 7 и 8; общая мощность меловых пород по долине р. Ягноб составляет 1120 м, мощность нижнего мела 420 м, верхнего 700 м. В красноцветной нижнемеловой толще данного разреза следует отметить появление пачки морских осадков — известняков и глин. Эта пачка является, вероятно, аналогом нижнеальбского горизонта глин с аммонитами, широко распространенного на южном склоне Гиссарского хребта. К юго-западу от описанного разреза, в бассейне р. Искандер-Дарья, среди нижнемеловых пород известны слои с морской фауной нижнего альба, таким образом устье р. Ягноб и правобережье р. Искандер-Дарья — это самые северные районы, куда заходило раннеальбское море.

Следующий полный разрез меловых отложений наблюдается уже на южном склоне Гиссарского хребта, в приосевой его части, по долине р. Зидды. Здесь С. К. Овчинниковым был составлен детальный разрез, который приводится нами в схематизированном виде:

Неоком — апт.

- | | |
|--|------|
| 1. Чередование песчаников и глин, с подчиненными прослоями конгломератов. В основании — пачка (5—10 м) темно-красных конгломератов Альб | 90 м |
| 2. Плотные серые известняки, переходящие вверх по разрезу в зеленые глины с <i>Gervillia cf. sublancoolata</i> Sow., <i>Cyprina cf. lanceolata</i> Sow., <i>Liostrea leymerii</i> Desh., <i>Exogyra latissima</i> Lam. | 15 „ |

3. Чередование серых песчанников и красных глин с редкими прослоями мелкогалечных конгломератов; в верхней части прослойки песчаннистых известняков 60—90 м
Сеноман.
4. Песчанистые известняки, по простиранию к западу замещающие мелкогалечными конгломератами с известковым цементом. Найдены: *Exogyra* cf. *conica* Sow., *E.* cf. *columba* Lam., *E.* cf. *africana* Lam. 1—3 „
5. Серо-зеленые песчанники, переслаивающиеся с известняками и редкими прослоями мелкогалечных конгломератов и красных глин 75—80 „
Турон.
6. Чередование зеленовато-серых тонкозернистых песчанников и глин с песчанистыми известняками. В известняках собрана туронская фауна: *Lima* cf. *canalifera* Goldf., *Liostraea rouvillei* Coq., *Alectryonia dicholoma* Bayle, *Gryphaea biauriculata* Bayle, *Fatina costei* Coq., *Exogyra turkestanensis* Vogt., *E. columba* Lam. 60 „
Сенон.
7. Песчанистые известняки и серо-зеленые, местами косослоистые песчанники, переслаивающиеся с зелеными и красными глинами. В средней части пачки залегает горизонт гипсов и гипсовосновых глин. В известняках найдены: *Liostraea rouvillei* Coq., *Exogyra overwegi* Buch и др. 55 „
8. Чередование белых гипсов с красными и зелеными глинами 40 „
9. Белые массивные известняки с отдельными рудистами и *Gryphaea* cf. *vesicularis* Lam., *Exogyra ostracina* Lam., *E. overwegi* Buch. 12—30 „
Датский ярус?
10. Зеленые глины в основании пачки, выше белые гипсы 40—45 „

Выше по разрезу залегают известняки с фауной бухарского яруса. Общая мощность меловых отложений 505 м, из них нижнемеловых 195 м, верхнемеловых 310 м.

К востоку от р. Зидды, в Каратегине, меловые отложения появляются спорадически и мало изучены. К юго-западу, на южном склоне Гиссарского хребта, имеется ряд отдельных небольших синклинальных складок, сложенных меловыми породами, сходными с описанными отложениями зиддинского разреза. Выходы меловых пород наблюдаются у сел. Ходжаобигарм, Курук, Хакими и др. Следует отметить появление богатой морской фауны нижнего альба в горизонте темно-серых глин к югу от сел. Ходжаобигарм. Здесь С. К. Овчинниковым в 1936 г. были собраны, а Н. П. Лупповым определены следующие формы: *Acanthoplites* aff. *ashillaensis* Anth., *A. uhligi* Anth., *A. bergeroni* Seunes, *A. (Hypacanthoplites) jacobi* Collet, *Nucula arduenensis* Orb., *N. pectinata* Sow., *Liostraea leymerit* Desh. и др.

Южнее указанных районов меловые отложения протягиваются непрерывной полосой широтного направления вдоль южного склона Гиссарского хребта.¹ Эта полоса начинается на востоке у сел. Файзабад и уходит на западе за пределы Таджикской ССР. Меловые отложения рассматриваемой полосы изучались многочисленными исследователями, в работах которых описаны разрезы по отдельным долинам от г. Сталинабада до с. Каратаг.

Строение толщи нижнемеловых отложений долины Каратаг хорошо видно на разрезе, составленном А. В. Пейве (Вахрамеев, Пейве, Херасков, 1936) (снизу вверх):

«Нижняя красноцветная свита.

8. Свита ярко-красных песчанников, конгломератов и глин, заключающая на плоскостях наслоения следы волноприбойных знаков, отпечатки кубиков каменной соли. Нижняя часть свиты состоит из конгломератов, достигающих 40 м, а верхняя — из грубозернистых песчанников, с подчиненными прослойками песчанистых глин (50 м). Общая мощность 90—100 м

¹ Данная полоса является переходной от Центрального Таджикистана к Юго-Западному, поэтому имеет место некоторое перекрытие при ее описании. — Прим. ред.

7. Сложнопостроенная свита, в верхней части сложенная красноцветными глинами, с подчиненными прослойками песчаников и гипса. В нижней части этой свиты проходит пачка сероцветных пород, сложенная глинистыми сланцами с прослойками известковистых песчаников, содержащих устрицы плохой сохранности. В основании свиты проходит небольшая пачка красных глин. Мощность	до 100 м
6. Песчаники красновато-серые с волноприбойными знаками	до 12 „
Аулатская свита.	
5. Песчаники косослоистые, серые, гравийные, переходящие в конгломераты	до 8 „
4. Глины темно-серые, плотные, содержащие конкреции сферосидерита с аммонитами	до 25 „
3. Пачка светлых косослоистых кварцевых песчаников	10—15 „
2. Красноцветная пачка, сложенная глинами и песчаниками	55—60 „
Сеноман.	
1. Серые глины с прослойками устричных известняков, содержащих фауну сеномана <i>Exogyra columba</i> Lam. и др.»	

Крайним восточным пунктом, куда заходило раннемеловое море, является сел. Саят на левобережье р. Кафирниган, к югу от районного центра Ромит. Здесь в окрестностях Саятского каменноугольного месторождения нижнемеловые отложения залегают как на юрских угленосных породах, так и непосредственно на гранитоидах Гиссарского хребта. По данным А. Р. Бурачека (1931) и А. В. Григорьева, схематизированный разрез нижнемеловых отложений в районе указанного месторождения следующий:

1. В основании разреза красноцветные конгломераты (30 м) из плохо окатанной гальки кварца, известняков и изверженных пород. Выше красноцветные песчаники, нередко с диагональной слоистостью и волноприбойными знаками	100 м
2. Светло-серые глины и глинистые песчаники с остатками мелких гастропод и пелеципод. А. В. Григорьевым для этого горизонта указываются: <i>Gervillia cf. linguloides</i> Forb., <i>Leda cf. lineata</i> Sow., <i>Astarte cf. cantabrigensis</i> Woods и др.	60 „
3. Красноцветные песчаники с прослоями известковистых песчаников и глин в верхней части пачки	80 „
4. Темные, иногда песчаные глины с прослоями известковистых песчаников с обильной фауной пелеципод. В этом горизонте к северо-востоку от Саятского месторождения, в бассейне р. Джурыз, А. В. Григорьевым были собраны: <i>Acanthoplites cf. nolani</i> Seunes, <i>A. cf. uhligi</i> Anth., <i>Trigonia nodosa</i> Sow., <i>Nucula pectinata</i> Sow. и мн. др.	40 „
5. Толща пестрых (красных, бурых, голубых, серых) песчаников и глин	70 „
Общая мощность нижнего мела около 350 м.	

Строение верхнемеловых отложений в области южного склона Гиссарского хребта в общем однотипно и характеризуется следующим разрезом, составленным Н. Н. Бобковой в 1950 г. в бассейне р. Шаргунь, протекающей вблизи западной границы Таджикистана.

Альб-сеноман.

1. Толща зеленовато-серых слоистых известняков — ракушняков, переполненных экзогирами типа <i>Exogyra conica</i> Sow. и <i>Ex. hallotidea</i> Sow. и чередующихся с тонкослоистыми мелкозернистыми песчаниками и песчанстыми глинами. Изредка прослойки красноцветных мелкозернистых песчаников и алевролитов. В верхней части толщи преобладают детритусовые и мелкоолитовые известняки	71 м
2. Толща часто чередующихся пластов зеленовато-серых глауконитовых песчаников и песчаных глин с подчиненными прослоями органических детритусовых известняков	140 „
Сеноман.	
3. Толща чередующихся зеленовато-серых глин, песчаников, мергелей и известняков — ракушняков с <i>Exogyra columba</i> Lam.; внизу толщи — тонкие прослойки бурых мелкозернистых песчаников и алевролитов	85 „
4. Толща зеленовато-серых грубослоистых крупнозернистых и тонкослоистых мелкозернистых песчаников	80 „

Турон.	
5. Толща темно-серых тонкослоистых глин с конкрециями сферосидеритов в нижней части толщи, содержащих раковины <i>Trigonia darwaseana</i> Rom.	163 м
6. Толща темно-серых тонкослоистых глин с подчиненными прослоями известняков — ракушнякав с многочисленными <i>Fatina costei</i> Соф. и <i>Exogyra turkestanensis</i> Вогп.	100 „
Сенон.	
7. Толща светло-серых мергелей, мергелистых известняков и известковых глин с многочисленными морскими ежами <i>Hemiaster nucleus</i> Desor.	26 „
8. Толща серых тонкослоистых известковых глин с подчиненными прослоями плотных серых известняков.	89 „
9. Толща серых и желтоватых песчаников и серых песчанистых глин, в верхней половине толщи — чередование пестроцветных (красных, лилово-розовых, зеленых, желтых) мелкозернистых песчаников и алевролитов с пластинами белых и розовых мелкозернистых гипсов.	около 60 „
10. Толща чередующихся серых известковистых глин с прослоями органогенных детритусовых известняков и известняков — ракушнякав из битой ракуши устриц. В верхней части толщи пачка (10 м) тонкослоистых мелкозернистых известковистых зеленовато-серых песчаников.	120 „
11. Толща отчетливо слоистых светло-серых плотных мергелистых известняков и мергелей с многочисленными <i>Anomia</i> и мелкими брахиоподами. В прослое ракушняка найдены <i>Alectrionia falcata</i> Mort. В верхней части свиты известняки становятся очень грубослоистыми	77 „
Выше залегают известняки бухарского яруса палеогена.	

Общая мощность верхнемеловых отложений в бассейне р. Шаргунь составляет 763 м, а вместе с переходными слоями (альб—сеноман) 973 м. Отложения датского яруса отсутствуют, известняки бухарского яруса залегают трансгрессивно, но без видимого углового несогласия.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Меловые отложения играют весьма существенную роль в геологическом строении Таджикской депрессии. Здесь к меловой системе относится мощная серия отложений, лежащая между двумя опорными горизонтами: бухарским ярусом палеогена и соляно-гипсовой свитой, условно относимой к верхней юре. Бухарский ярус в Таджикской депрессии всюду представлен весьма заметной толщей белых известняков и доломитов (Вялов, 1936), по подошве которых и проводится верхняя граница мела. Соляно-гипсовая свита выражена преимущественно гипсами с залежами каменной соли в верхней части. Стратиграфическое положение ее не везде достаточно твердо определено. В западной и северной частях депрессии, где эта свита подстилается известняками келловей—оксфорда, она с некоторым основанием может быть отнесена к кимеридж—титону. В восточной части Таджикской депрессии под ней находятся палеонтологически немые красноцветные образования, в связи с чем возраст соляно-гипсовой свиты там не определен. По кровле этой свиты проводится нижняя граница мела.

Меловая система в Таджикской депрессии разделяется на нижний и верхний отделы. Первым такое разделение произвел С. Н. Михайловский (1914). В литературе, однако, имеется указание на находку выше установленной им границы альбского аммонита *Hoplites michalskii* Sem. (Борнеман, Губин и др., 1936). Это указание должно быть проверено, так как некоторые авторы относят упомянутую находку к отложениям, лежащим ниже границы С. Н. Михайловского (Вахрамеев, Пейве и Херасков, 1936).

Нижний мел

Нижний отдел меловой системы представлен серией осадков весьма непостоянного состава. В восточной части Таджикской депрессии он выражен палеонтологически немymi красноцветными отложениями: глинами, песчаниками и реже конгломератами. К западу нижнемеловая толща изменяется. В ней среди красноцветных образований появляются морские и лагунные отложения. Сначала они наблюдаются в виде двух горизонтов, но затем появляются и другие горизонты. В соответствии с этим граница между верхним и нижним мелом становится постепенно менее резкой.

На площади юго-западных отрогов Гиссарского хребта ярче и полнее, чем в других районах, запечатлелись основные особенности осадконакопления нижнемеловой эпохи, и нижнемеловые осадки здесь лучше палеонтологически охарактеризованы. Это позволяет рассматривать разрез нижнего мела юго-западных отрогов Гиссарского хребта как эталон, с которым можно сравнивать все остальные разрезы Таджикской депрессии.

Разделение нижнего мела юго-западных отрогов Гиссарского хребта основано на схеме В. А. Вахрамеева, А. В. Пейве и Н. П. Хераскова (1936) с дополнениями Б. А. Борнемана (1940) и С. Н. Симакова. В этой схеме принято трехчленное деление нижнего мела на валанжин — нижний готерив ($v-h_1$), верхний готерив — апт (h_2 — ап) и альб (al). Каждое из этих основных подразделений расчленяется на свиты по составу осадков. Свиты обозначаются по порядку снизу вверх строчными буквами латинского алфавита от *a* до *i*. Для некоторых свит В. А. Вахрамеевым, А. В. Пейве и Н. П. Херасковым предложены местные географические названия. Нижней свите альба придается ранее употреблявшееся наименование по аммонитам, содержащимся в ней (табл. 7).

Нижнемеловые отложения юго-западных отрогов Гиссарского хребта детально описаны В. А. Вахрамеевым, А. В. Пейве и Н. П. Херасковым (1936). Поэтому мы ограничиваемся здесь кратким сводным описанием осадков, составленным применительно к южной части названной территории (рис. 33).

Валанжин—нижний готерив

Свита *a* (карабильская). 1. В основании нижнего мела лежит мощная пачка красных глин, хорошо прослеживающаяся на всей площади юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Она очень однообразна по составу. В нижней части ее, как правило, наблюдаются прослойки, линзы и жилки белого гипса; в верхней встречаются тонкие прослойки красных песчаников. Мощность 44—108 м.

2. Выше идет пачка красных песчаников. В ее строении принимают участие чаще всего мелкозернистые разновидности красных песчаников, иногда алевролиты и среднезернистые песчаники. Нередко в песчаниках можно наблюдать пласты красных песчаных глин небольшой мощности. В некоторых песчаниках встречаются катуны красных глин и алевролитов. Они иногда образуют скопления, напоминающие конгломерат. В районе Байсуна находятся, кроме того, прослойки конгломерата, состоящего из песчаниковой и кварцевой гальки. Песчаники массивные, слоистые, листоватые и косослоистые. Мощность 90—118 м.

Мощность карабильской свиты изменяется от 106 до 198 м.

Свита *b* (альмурадская). 3. Эта свита имеет более сложный состав. Она представлена в основном кирпично-красными глинами с про-

Расчленение нижнего мела Таджикской депрессии

Схема, принятая в настоящем разделе			Схема В. А. Вахрамеева, А. В. Пейве и Н. П. Хераскова (1936)
Возраст	Обозначение свит	Наименование свит	
Сеноман *	<i>l</i>	—	Сеноман
	<i>k</i>	—	
	<i>j</i>	—	
Альб	<i>i</i>	—	Аулатская свита
	<i>h</i>	—	
	<i>g</i>	Акантоплитовая	
Апт—верхний готерив	<i>f</i>	Калигреская	Калигреская свита
	<i>e</i>	Верхняя окузбулакская	Окузбулакская свита
	<i>d</i>	Нижняя окузбулакская	
Нижний готерив—валанжин	<i>c</i>	Кызылташская	Кызылташская свита
	<i>b</i>	Альмурадская	Альмурадская свита
	<i>a</i>	Карабильская	Карабильская свита

* По данным Н. П. Луппова, полученным в 1950 г., свита *j* и часть свиты *k* относятся к альбу. Об этом свидетельствуют находки в свите *j* среднеальбского аммонита рода *Hoplites* ? (единственная находка плохой сохранности), а в низах свиты *k*—верхнеальбских аммонитов рода *Anahoplites*.—Прим. ред.

слоями гипсов, известняков и реже песчаников. Гипсы и известняки приурочены к верхней половине свиты, начинающейся мощным пластом известняка (5,5 м). В последнем, по данным А. В. Данова и Н. П. Луппова, содержатся ядра и отпечатки пелеципод. В сборах А. В. Данова Н. П. Луппов определил *Diceras* (?) sp. и *Trigonia* sp. (последняя отнесена к типу *Trigonia caudata* A g.). Мощность свиты 66—116 м.

Свита *c* (кызылташская). 4. Выше расположена толща темно-красных песчаных глин, содержащая тонкие прослои красного и голубоватого алевролита и песчаника. В нижней части глины загипсованы. Гипс находится в виде желваков и многочисленных тонких жилок, секущих породу во всевозможных направлениях. Мощность толщи 35—71 м.

5. Состав вышележащей толщи не остается постоянным. В некоторых пунктах она представлена переслаивающимися красными глинами, алевролитами и песчаниками, а в других пунктах—сплошными крас-

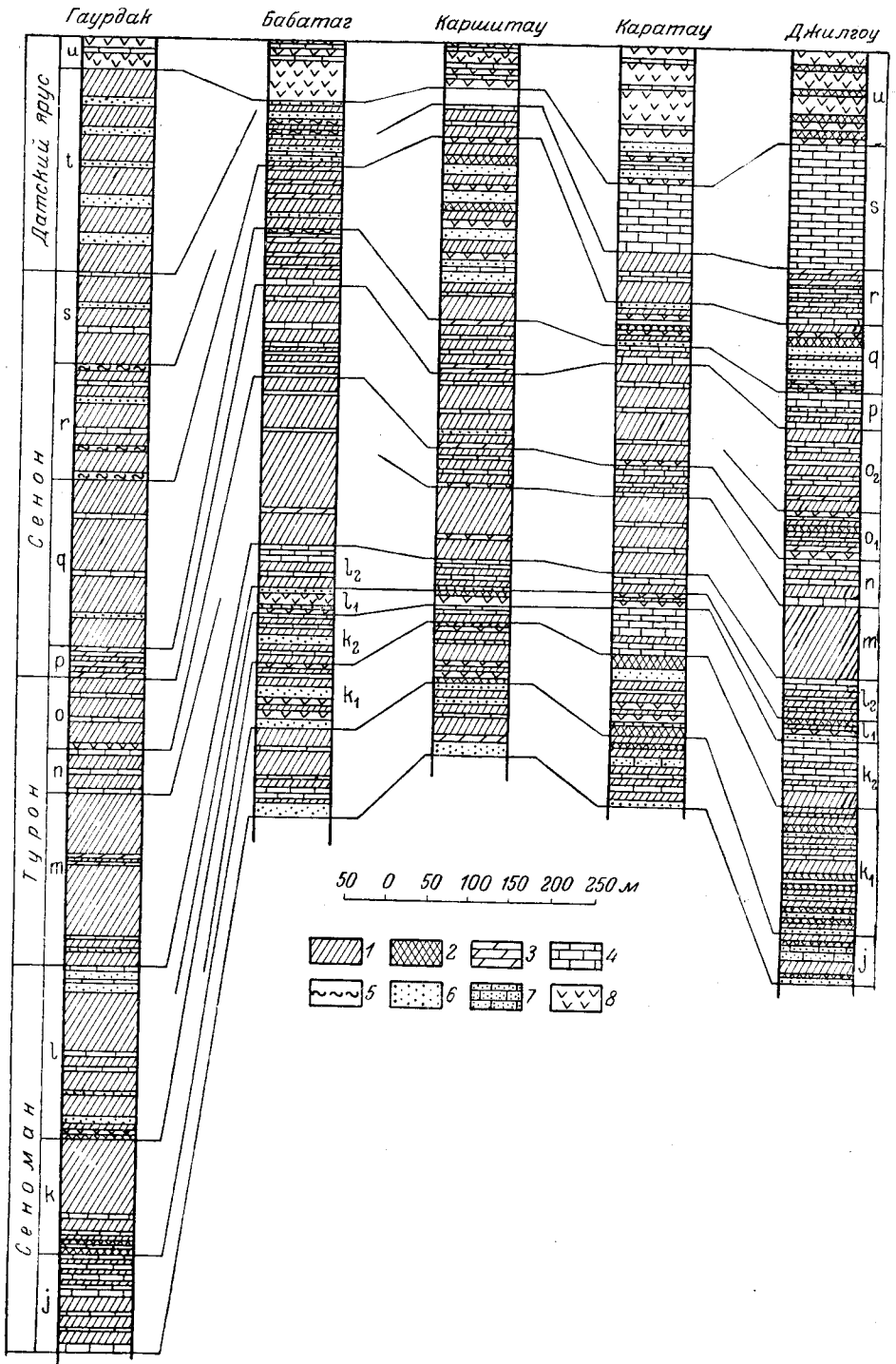


Рис. 33. Схема сопоставления разрезов нижнего мела Таджикской депрессии.
Составил С. Н. Симаков

1—серые глины; 2—красные глины; 3—мергели; 4—известняки; 5—серые песчаники; 6—красные песчаники; 7—гипсы; 8—красные и серые конгломераты

ными песчаниками. В обоих случаях она резко выделяется в рельефе в виде карниза. Мощность 30—125 м.

Общая мощность кзылгаташской свиты изменяется от 70 до 174 м. Мощность валанжина — нижнего готерива колеблется от 269 до 488 м.

Верхний готерив — апт (h₅ — ар)

Свита *d* (нижняя окузбулакская). 6. Внизу свиты залегают пачка красных глин, переслаивающихся зеленовато-серыми глинами и гипсами; местами в ней встречаются прослойки песчаников, иногда меденосных. Красные глины в значительной мере загипсованы: гипс в виде тонких жилок сечет породу во всевозможных направлениях (Б. А. Борнеман, И. Е. Губин, В. С. Домарев и др., 1936). Мощность пачки 18—34 м.

7. Выше залегают толща, представленная преимущественно глинами с тонкими прослоями известняков-ракушняка голубого и зеленовато-серого цвета. В основании толщи выделяется пачка голубых плитчатых мергелей, содержащих прослойки оолитовых известняков с раковинами пеллеципод. В верхней части толщи довольно постоянно наблюдается горизонт серых листоватых алевролитов. Мощность 36—78 м.

В этой толще собраны следующие пеллециподы: *Nucula* sp., *Cucullaea* aff. *obliqua* Кеер., *C.* sp., *Cardita* cf. *fenestriata* Forb., *Opis dubisiensis* Pict. et Camp., *Lucina* cf. *dupini* Orb., *L.* sp., *Cardium subhillanum* Leym., *C.* sp., *Cyprimeria* sp., *Panopaea* sp. n. Mordv., *Pholadomya cornuelli* Orb., *Avicula* sp., *Lima* (*Plagiostoma*) *orbignyana* Math., *Pecten* (*Chlamys*) sp., *Plicatula* sp. ex gr. *carteroni* Orb., *P.* sp. *Ostrea eos* Соq., *O. cotteaudi* Соq., *O.* sp., *Alectryonia* cf. *rectangularis* Roem., *Exogyra cornuelli* Orb., *E.* cf. *boussingaulti* Orb., *E. subsinuata* Leym. var. n. Mordv., *E. subsinuata* Leym. aff. var. *carinato-plicata* Renng., *E. localis* Mordv. (sp. n.), *E. sinuata* Sow., *E. turcmenica* Lupp., *E.* aff. *palaemon* Соq., *E.* sp.¹.

Общая мощность нижней окузбулакской свиты 59—98 м.

Свита *e* (верхняя окузбулакская). 8. Нижняя треть разреза свиты представлена красными глинами с горизонтом серых и красных песчаников в кровле, а верхние две трети — белыми мелкокристаллическими гипсами с прослоями красных глин в нижней части и серых глин в верхней. Мощность 37—92 м.

Свита *f* (калигрекская). 9. Следующая кверху пачка сложена зеленовато-серыми глинами с прослоями оолитовых известняков и реже песчаников. В известняках содержится фауна, представленная: *Cucullaea* sp., *Barbatia* sp., *Trigonia* cf. *ornata* Orb., *T.* sp. ex gr. *spinosa* Park., *T.* sp., *Lucina* sp., *Panopaea* sp., *Pholadomya cornuelli* Orb., *P.* sp., *Lima* cf. *parallela* Sow., *L.* (*Plagiostoma*) *orbignyana* Math., *Pecten* (*Chlamys*) sp. Мощность 14—49 м.

10. Выше залегают пачка, сложенная серыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями зеленовато-серых глин. Песчаники местами содержат линзы песчанистого известняка с фауной. В песчаниках собраны следующие формы: *Trigonia fittoti* Desh., *T.* sp. ex gr. *scabrae* Lam., *Dosiniopsis* (?) cf. *subrotunda* Sow., *Gervillia* sp. ex gr. *extenuata*

¹ Пеллециподы нижнего мела определены Т. А. Мордвилко.

Eichw., *Exogyra* cf. *bousstngaulti* Orb., *Gastropoda*. А. В. Данов в описываемой пачке обнаружил *Parahoplites melchioris* Anth. Мощность 13—93 м.

Общая мощность калигрекской свиты 52—122 м. Мощность верхнего готерива — апта 123—274 м.

Альб

Свита *g* (акантоплитовая). 11. На юге в основании альба залегают серые мелкозернистые песчаники с прослоями серых глин. К северу в основании их появляется мощный пласт мелкогалечного конгломерата, который местами полностью замещает песчаники и прослой глин. В песчаниках встречаются следующие ископаемые: *Acanthoplites bigoureti* Seunes, *A. bigoureti* var. *seunesi* Jacob, *A. splantus* (Sinz) Kas., *A. aff. malgachensis* Breistr., *A. lorioli* Sinz. var., *A. aschillaensis* Anth. var., *A. aff. bergeroni* Seunes, *A. sp.*,¹ *Nucula pectinata* Sow. var. *caucasica* Mordv., *Trigonia spinosa* Park., *T. altiformis* Park., *T. cf. nodosa* Sow., *Cyprina* aff. *renngarteni* Mordv. и др. Мощность 9—26 м.

12. Выше конгломератов и песчаников залегают пачка серых глин, содержащих прослой серого известняка. Последние нередко отсутствуют совсем или вместо них местами встречаются плотные мергели. В верхней части пачки часто наблюдаются септарии, заключающие в себе иногда раковины аммонитов. В описываемых отложениях обнаружена следующая фауна: *Acanthoplites jacobi* Collet, *A. elegans* Frit., *A. hanourensis* Collet, *A. sp.*, *Nucula* cf. *pectinata* Sow., *N. planata* Sow., *Grammatodon carinatus* Sow., *G. securis* Leym. var. *minor* Leym., *Trigonia spinosa* Park., *Unicardium subvectense* Mordv. (sp. n.), *Thetironia minor* Sow., *Panopaea gurgitis* Brongn., *Pholadomya* aff. *fabrina* Ag., *Liostrea leymerii* Desh., *Exogyra* cf. *latissima* Lam. и др. Мощность 10—20 м. Общая мощность акантоплитовой свиты 20—53 м.

Свита *h*. 13. Выше залегают мощная толща глин то серого, то зеленовато-серого, а чаще всего темно-серого, почти черного цвета. Она всюду лишена фауны и часто содержит жилки кристаллического гипса. Мощность свиты 64—135 м.

Свита *i*. 14. Верхняя свита альба сложена серыми глинами с тонкими прослоями известняка, а местами и песчаника. Наличие этих прослоев, содержащих фауну, и составляет отличительный признак свиты. Иногда прослой отсутствуют, и тогда отделить свиту *i* от нижележащей свиты *h* нельзя. Из свиты *i* собрана следующая фауна: *Nucula pectinata* Sow., *Trigonia utariana* Lys., *T. altiformis* Park., *T. cf. daedalea* Park., *Thetironia minor* Sow., *Cardium cottaldi* Orb., *Dosiniopsis* (?) cf. *subrotunda* Sow., *Panopaea gurgitis* Brongn., *Liostrea leymerii* Desh. и др. В. А. Вахрамеев, А. В. Пейве и Н. П. Херасков (1936) для отложений, соответствующих свите *i*, указывают еще *Desmoceras* (*Anahoplites*) *michalskii* Sem., что требует проверки, так как эта форма в работе Б. А. Борнемана, И. Е. Губина, В. С. Домарева и др. (1936) относится к вышележащим отложениям, относимым нами к свите *j* сеномана. Мощность свиты *i* 55—108 м.

Общая мощность альба 127—286 м. Вся мощность нижнего мела 593—897 м.

Среди перечисленных свит нижнего мела следует особо выделить нижнюю окузбулакскую и акантоплитовую. Обе они выдержаны на боль-

¹ Аммониты нижнего мела определены Н. П. Лупповым.

шой площади и всегда могут быть обнаружены в разрезе по находящимся в них ископаемым. Для нижней окузбулакской свиты характерны: *Exogyra locatis* Mordv., *E. turcmenica* Lupp., *Opis dubistensts* Pict. et Samr., *Lucina* cf. *dupini* Orb., *Ostrea eos* Соq. и многие другие, а для акантоплитовой свиты — аммониты рода *Acanthoplites*. Вследствие отмеченных особенностей названные свиты являются прекрасными маркирующими горизонтами.

Следующий разрез нижнего мела составлен С. Н. Симаковым в хр. Каршитау у сел. Мингачар. Здесь нижнемеловая серия представлена следующими осадками (см. рис. 33).

Валанжин—нижний готерив (v—h₁)

Свиты *a—c*. 1. На гипсовой толще, относимой к верхней юре, залегают глины темно-красные, песчанистые, с прослоями алевролитов; мощность 65 м.

Выше располагаются песчаники темно-красные, мелкозернистые, то массивные, то косослоистые или слоистые; часто в них встречаются катуны красных глин; толща резко выделяется в рельефе в виде высокого скалистого карниза. Мощность 75 м.

Верхний готерив—апт (h_s—ap)

Свита *d* (нижняя окузбулакская). 3. Представлена переслаивающимися красными и зелеными глинами с белыми и розовыми гипсами; мощность отдельных слоев не превышает 3—5 м; в середине и кровле имеется два тонких прослоя песчанистого известняка с *Exogyra couloni* Orb. (non Defr.) var. n. Mordv., *E.* cf. *cornuelli* Orb., *E.* sp. ex gr. *cornuelli* Orb., *E. subsinuata* Leym. var. n. Mordv. *E. subsinuata* Leym. aff. var. *carinatoplicata* Renng., *E.* sp. Мощность 56 м.

Свита *e* (верхняя окузбулакская). 4. Сложена глинами темно-красными, песчанистыми, с редкими тонкими прослоями мелкозернистых красных песчаников и прослоями гипсов в средней части. Мощность 75 м.

Свита *f* (калигрекская). 5. Переслаивающиеся темно-красные песчанистые глины с красными и розовыми мелкозернистыми песчаниками; в песчаниках содержатся катуны красных и зеленых глин и прослой голубого глауконитового песчаника; вся толща хорошо выделяется в рельефе, образуя карниз или крутой ступенчатый склон. Мощность 146 м.

Альб (al)

Свита *g* (акантоплитовая). 6. Нижние слои свиты представлены серыми мелкозернистыми песчаниками, содержащими в верхней части ядра пеллеципод; в кровле песчаники переходят в органогенно-обломочный песчанистый известняк с мелкой кварцевой галькой и *Natica* sp. Мощность 9,5 м.

7. Верхние слои сложены глинами зеленовато-серыми с *Acanthoplites* sp., *Nucula arduenensts* Orb., *N. jaccardi* Orb., *Grammatodon carinatus* Orb., *Trigonia spinosa* Park., *Cardita tenuicostata* Sow., *Pholadomya* aff. *fabrina* Ag. Мощность 13,7 м.

Свита *h*. 8. Глины зеленовато-серые с прослоем серого мелкозернистого песчаника в средней части; мощность 31,6 м.

9. Песчаник серый, мелкозернистый, с мелкой кварцевой галькой. Мощность 12,8 м.

С в и т а *i*. 10. Внизу глины темно-красные, песчаные, с прослоями красных и серых мелкозернистых песчаников; для песчаников характерна косая слоистость и знаки ряби. Мощность 133,0 м.

11. Выше наблюдается переслаивание красных тонкозернистых песчаников с мелкозернистыми; тонкозернистые песчаники листоватые, мелкозернистые—косослоистые. Мощность 35,0 м.

Выше залегают серые песчаники и известняки, относимые к сенману.

Общая мощность нижнего мела 652,6 м.

В описанной серии отложений прежде всего нужно обратить внимание на слои, содержащие фауну. В верхних слоях свиты *g* присутствуют характерные аммониты рода *Acanthoplites*, позволяющие выделить акантоплитовую свиту. Нижние слои свиты палеонтологически не охарактеризованы. Второй горизонт с фауной приурочен к свите *d*. Собранные в нем формы *Exogyra subsinuata* Leum. aff. var. *carinatoplicata* Renng. и *E. cf. cornuelli* Orb. в юго-западных отрогах Гиссарского хребта встречаются только в нижней окузбулакской свите, что дает основание включающие их отложения выделять в качестве нижней свиты верхнего готерива—апта. Наличие двух опорных свит в разрезе нижнего мела Каршитау позволяет разделить нижний мел на валанжин—нижний готерив, верхний готерив—апт и альб. Отложения валанжина—нижнего готерива Каршитау отличаются от соответствующих осадков юго-западных отрогов Гиссарского хребта отсутствием лагунных гипсоносных образований (альмурадская свита), в связи с чем они не могут быть разделены на калигрекскую, альмурадскую и кызылташскую свиты.

Вышележащая толща верхнего готерива-апта так же, как и в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, расчленяется на три свиты. В основании ее по фауне выделена нижняя окузбулакская свита. Над ней лежит толща гипсоносных лагунных осадков, по происхождению и стратиграфическому положению выделенная в верхнюю окузбулакскую свиту. Выше ее наблюдаются красноцветные образования, которые, однако, содержат прослои глауконитовых песчаников, свидетельствующих о морском происхождении вмещающих отложений. Это обстоятельство позволяет относить их к калигрекской свите. Свиты верхнего готерива—апта хр. Каршитау по своему составу отличаются от соответствующих свит юго-западных отрогов Гиссарского хребта. В последнем случае нижняя окузбулакская свита сложена, в основном, морскими осадками, а в хр. Каршитау—лагунными; верхняя окузбулакская свита на западе представлена преимущественно гипсами, а в хр. Каршитау—красными глинами; калигрекская свита на площади юго-западных отрогов Гиссарского хребта сложена типичными морскими отложениями, а в хр. Каршитау—преимущественно красноцветными осадками.

Нижняя свита альба выделяется по аммонитам, относящимся к роду *Acanthoplites*. Она здесь литологически выражена так же, как и на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Лежащая выше толща зеленовато-серых глин, лишенных ископаемых, может быть отнесена по составу и стратиграфическому положению к свите *h*. Здесь она, в отличие от западных районов, содержит пласты песчаников. В верхней части альба резко выделяется красноцветная толща, которая относится к свите *i*, залегающей под сенманом. Свита *i* в юго-западных отрогах Гиссарского хребта сложена морскими отложениями, содержащими фауну.

Таким образом, в восточном направлении лагунные и морские отложения нижнего мела замещаются красноцветными образованиями: лагунные осадки альмурадской свиты замещаются, по-видимому, красными песчаниками; морские отложения нижней окузбулакской свиты — пестроцветными лагунными осадками; лагунные осадки верхней окузбулакской свиты красными глинами; морские отложения калигрекской свиты и свиты *i* — красноцветными образованиями. Эти изменения намечаются еще на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта. В Каршитау они особенно наглядны.

В заключение необходимо обратить внимание на трехкратную повторяемость определенного комплекса осадков в разрезе Каршитау, которая говорит о цикличности процесса седиментации:

- 1-й цикл (неполный): лагунные гипсоносные отложения — верхняя юра
 красные глины
 красные песчаники } — свиты *a—c*
- 2-й цикл: лагунные гипсоносные отложения — свита *d*
 красные глины — свита *e*
 красные глины и песчаники — свита *f*
- 3-й цикл: морские песчано-глинистые отложения — свита *g+h*
 красные глины
 красные песчаники } — свита *i*

Во всех трех циклах осадки кверху приобретают более грубозернистый характер.

Аналогичное строение толща нижнемеловых отложений имеет у подножия Гиссарского хребта. Она прослежена автором от Туполанга до Саята. Наиболее типичный разрез ее записан в районе Хочильоре и сел. Сурхчашма (см. рис. 33).

К востоку от Каршитау отложения нижнего мела испытывают изменения, выражающиеся в замещении лагунных и морских отложений красноцветными образованиями. Следующий разрез нижнемеловых отложений описан в хр. Джетымтау у сел. Дасгиряк. Здесь на соляно-гипсовой свите юры лежат следующие осадки (см. рис. 33).

Баланжин—нижний готерив ($v-h_1$)

Свита *a—c*. 1. Глины темно-красные, с прослоями красных мелкозернистых песчаников. Количество последних кверху возрастает. Мощность прослоев не превышает 5 м. Мощность горизонта глин 148 м.

2. Песчаники темно-красные, мелко- и тонкозернистые. В нижней части их наблюдаются прослои темно-красных глин. Вся пачка при хорошей обнаженности образует на склоне мощный карниз. Мощность 169 м.

Верхний готерив—апт ($h_s—ap$)

Свита *d*. 3. Зеленовато-серые глины, чередующиеся с прослоями красных песчаных глин, мергелей и известняков; в верхней части горизонта в известняках собраны *Plicatula* cf. *carteroni* Orb., *Venus galdrina* Orb., *Cyprimeria* (*Dosinimeria*) *vendoperana* Leym., *Astarte numismalis* Orb., *Exogyra subsinuata* Leym. var. n. Mordv., *E. sp. ex gr. boussingaulti* Orb., *Barbatia* sp., *Tellina* sp., *Corbula* sp. Мощность 26,5 м.

Свита *e* (верхняя окузбулакская). 4. Глины красные, песчанистые, с тонкими пропластками и линзами голубого тонкозернистого песчаника. В нижней половине много пластов (2—5 м) красных тонкозернистых песчаников. Мощность 46,7 м.

Свита *f*. 5. Песчаники красные, мелкозернистые, косослоистые, с прослоями красных песчанистых глин. Мощность 71,0 м.

6. Песчаники серые, косослоистые, с линзами тонкозернистого известковистого песчаника, содержащего мелкую кварцевую галечку. По всей толще встречаются катуны серой глины. Мощность 32 м.

7. Песчаники розовые и серые, косослоистые, мелкозернистые, с прослоями красной песчанистой глины. Мощность 45 м.

Альб (al)

Свита *g*. 8. Глины красные, песчанистые, с 3—4-метровыми пластами серых (в нижней части) и красных (в верхней) тонкозернистых известковистых песчаников; мощность 41,7 м.

Свиты *h+i*. 9. Чередование 5—10-метровых слоев красных и серых косослоистых мелкозернистых песчаников и 3—5-метровых слоев красных песчанистых глин. Некоторые слои песчаников содержат катуны красных и зеленых глин. Мощность 116,1 м.

10. Глины красные, песчанистые, с тонкими прослоями красных, розовых и серых тонко- и мелкозернистых песчаников. В середине залегает 22-метровая пачка серых песчаников с тонкими прослойками красных песчанистых глин и голубого тонкозернистого песчаника. Мощность 76,8 м.

Вся мощность нижнего мела составляет 709,3 м.

Описанный разрез по сравнению с разрезом Каршитау имеет следующие особенности. Толща красных глин, параллелизуемая с верхней окузбулакской свитой, здесь не содержит пластов гипса. Над толщей песчаников, параллелизуемой с калигрекской свитой, вместо морских отложений альба располагается свита красных глин. Удалось проследить замещение морских отложений по ряду обнажений. В хр. Ренган красными глинами замещается свита *h* альба. Свита *g* здесь сохраняет морской облик. В Кокташской гряде прослежено в ряде обнажений постепенное замещение этой свиты красными глинами.

Следует указать на увеличение роли песчаников в разрезе Джетымтау. Во всех свитах, которые на Каршитау сложены почти исключительно красными глинами, здесь появляются мощные пласты песчаников, а в некоторых свитах последние преобладают над глинами.

Дальше на восток от Джетымтау красными глинами замещается и нижняя окузбулакская свита. В результате в районе Нурека нижнемеловая серия осадков совершенно лишена морских отложений. Здесь наблюдается следующий разрез (см. рис. 33).

Валанжин—нижний готерив (*v-h*)

Свиты *a-c*. 1. Красные глины. Обнажены в левобережном обрыве Вахша и недоступны для изучения. Мощность их определяется в 70 м.

2. Песчаники красные, мелкозернистые, с прослоями (2—3 м) тонко- и среднезернистых песчаников; все песчаники толстослоисты; внутри слоев они массивные или косослоистые, в основании часто наблюдаются катуны красной глины. Мощность 127,2 м.

Верхний готерив—ап (h_s —ар)

Свита *d*. 3. Глины красные, песчаные, слоистые; в верхней трети разреза наблюдается переслаивание глин и красных песчаников. В основании верхней части разреза имеются два тонких прослоя зелено-вато-серых листоватых песчаных глин. Мощность 88,2 м.

Свиты *e+f*. 4. Песчаники красные мелкозернистые, переходящие местами в тонко- и среднезернистые (мощность отдельных слоев 3—5 м). В пределах слоя песчаники массивные или тонкослоистые, причем в прослоях темно-красного цвета обломочный материал более мелкий; нередко в основании отдельных слоев можно наблюдать косую слоистость и катуну красной глины. Мощность 222,5 м.

Альб

Свита *g*. 5. Глины красные, песчаные. В верхней части нижней трети разреза имеются прослои серых глин. В средней части разреза наблюдаются пласты красного песчаника (до 3 м). Мощность свиты 84,7 м.

Свита *h+i*. 6. Песчаники красные мелкозернистые, толстослоистые, с прослоями красных песчаных глин внизу. Мощность 160,7 м.

7. Песчаники серые, местами красноватые, мелкозернистые, с прослоями красного мелкозернистого песчаника и красных глин; местами встречаются обуглившиеся остатки растений. Мощность 80,9 м.

8. Песчаники мелкозернистые, темно-красные. Мощность 55,0 м.

9. Переслаивание красных песчаных глин и красных мелкозернистых песчаников; в нижней половине преобладают глины, а в верхней — песчаники. Мощность 177,8 м.

Выше залегают серые глины с прослоями красных глин и мергелей; в середине присутствует прослой глинистого известняка с *Exogyra conica* Sow., *E. cf. columba* Lam., *Modiola cf. bucharensts* Arch., *Alectryonia* sp. и морскими ежами. Эти отложения относятся к сеноману.

Вся мощность нижнего мела равна 1062 м.

В приведенном разрезе легко заметить определенную цикличность осадконакопления.

1-й цикл (неполный) — лагунные осадки: гипсы и каменная соль — верхняя юра
красные глины
красные песчаники } свиты *a—c*

2-й цикл: красные глины — свита *d*
красные песчаники — свиты *e+f*

3-й цикл: красные глины — свита *g*
красные песчаники, в верхней части с глинами — свита *h+i*.

Следовательно, количество циклов здесь то же, что и в Каршитау. Осадки каждого из циклов этих районов обладают некоторым сходством. Это дает основание параллелизовать разрезы Каршитау и Нурека. Кроме того, отложения третьего цикла Нурека по составу очень похожи на альбские отложения Джетымтау. Следует также обратить внимание на большое сходство отложений первого цикла Нурека с осадками валанжина — нижнего готерива Джетымтау и Каршитау. Во всех трех пунктах на соляно-гипсовой свите лежит красноцветная толща, представленная внизу красными глинами, вверху — красными песчаниками.

Аналогичный разрез нижнего мела описан нами в Вахшском хребте, в районе Ходжаалишо. Здесь нижнемеловые отложения также делятся на

три части, но в хр. Петра Первого нижнемеловая толща уже не поддается расчленению.

Заканчивая описание нижнемеловых отложений, необходимо остановиться на рассмотрении вопроса о возрасте осадков. В отложениях самого нижнего из подразделений мела, представленного свитами *a*, *b* и *c*, фауна отсутствует, если не считать *Diceras* (?) sp. и *Trigonia* sp., найденных А. В. Дановым в альмурадской свите Гаурдакского района. Названные формы не определяют возраста осадков. Положение их определяется по залеганию под несомненно нижнемеловыми отложениями нижней окузбулакской свиты. Осадки свит *a*—*c* условно относятся к валанжину — нижнему готериву. Но некоторые авторы, в частности Н. П. Луппов (1938), полагают, что нижняя часть их принадлежит верхней юре.

Более определенно устанавливается возраст вышележащих осадков. В отложениях, относимых к нижней окузбулакской свите, помимо местных видов, найдены: *Astarte numismalis* Orb., *Opis dubisiensis* Pict. et Samr., *Lucina* cf. *dupini* Orb., *Cardium subhillanum* Leym., *Cyprimeria* (*Dosinimeria*) *vendoperana* Leym., *Venus galdrina* Orb., *Pholadomya cornuelli* Orb., *Lima* cf. *orbignyana* Math., *Plicatula* cf. *carteroni* Orb., *Ostrea cotteau* Coq., *O. eos* Coq., *Alectryonia* cf. *rectangularis* Roem., *Exogyra cornuelli* Orb., *E. sinuata* Sow., *E. cf. boussingaulti* Orb.

Среди них *Exogyra* cf. *cornuelli* Orb., *Opis dubistiensis* Pict. et Samr., *Venus galdrina* Orb. распространены только в осадках готерива; формы *Lucina* cf. *dupini* Orb., *Cardium subhillanum* Leym., *Cyprimeria* (*Dosinimeria*) *vendoperana* Leym. — в валанжине и готериве. Все они несомненно указывают на готеривский возраст вмещающих отложений.

Другая группа видов — *Pholadomya cornuelli* Orb., *Lima orbignyana* Math., *Ostrea eos* Coq., *Exogyra sinuata* Sow., *E. cf. boussingaulti* Orb. — распространена от баррема до апта. Эта группа при наличии готеривских видов свидетельствует о барремском возрасте вмещающих отложений. В данном случае, следовательно, имеет место смешение видов различного возраста, что возможно для смежных слоев. Исходя из этого, нижнюю окузбулакскую свиту относим к верхнему готериву — нижнему баррему.

В калигресской свите, помимо прочих форм, присутствуют *Lima* (*Plagiostoma*) *orbignyana* Math., *Pholadomya cornuelli* Orb., *Lima* cf. *parallela* Orb., *Trigonia* cf. *ornata* Orb., *Exogyra* cf. *boussingaulti* Orb., *Trigonia fittoni* Desh., *Dosiniopsis* (?) cf. *subrotunda* Sow.

Первые пять форм не встречаются выше апта, что вполне согласуется с положением калигресской свиты под отложениями нижнего альба; последние две встречаются также и в альбе. Кроме того, и в верхней части свиты А. В. Дановым найден аммонит *Parahoplites melchioris* Anth., характеризующий апт. Таким образом, толща пород, вмещающая эти фауны, относится к верхнему готериву — апту.

Возраст акантоплитовой свиты определяется по аммонитам. В нижних слоях ее встречены *Acanthoplites aplanatus* (Sinz) Kas., *A. bigoureti* Seunes, *A. bigoureti* Seunes var. *seunesi* Jacob, *A. cf. trautscholdi* Sinz., *A. aff. malgachensis* Breistr., *A. lorioli* Sinz. var., *A. multispinatus* Anth., *A. aschiltaensis* Anth. var., *A. aff. bergeroni* Seunes. Все эти формы в комплексе, по заключению Н. П. Луппова, характеризуют самый нижний горизонт альба — горизонт с *Acanthoplites nolani* Seunes.

В верхних слоях акантоплитовой свиты обнаружены *Acanthoplites jacobi* Collet, *A. hanovrensis* Collet, *A. elegans* Frit. *A. aff. nodosicostatus* Frit. и др. Этот комплекс, по мнению Н. П. Луппова, характерен для второго горизонта альба — для горизонта с *Acanthoplites jacobi* Collet.

В свите *i* фауна представлена пелециподами: *Nucula pectinata* Sow., *Cucullaea* cf. *glabra* Park., *Trigonia spinosa* Park., *T. vicariana* Lyc., *T. cf. daedalea* Park., *Thetironta minor* Sow., *Cardium cottaldi* Orb., *Panopaea gurgitis* Brongn., *Liostraea leymerii* Desh., *Dosinopsis* (?) *subrotunda* Sow. и др. Эти формы в комплексе характерны для альба, точнее они возраста не определяют. Поэтому вопрос о присутствии в отложениях нижнего мела Таджикской депрессии среднего и верхнего альба остается открытым. Правда, В. А. Вахрамеев, А. В. Пейве и Н. П. Херасков (1936) для отложений, соответствующих свите *i*, указывают верхнеальбского аммонита *Anahoplites (Desmoceras) michalskii* Sem., но этот же аммонит под другим родовым названием (*Hoplites*) ранее был отнесен Б. А. Борнеманом, И. Е. Губиным, В. С. Домаревым,

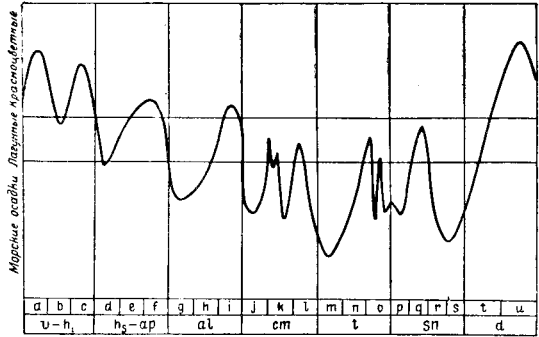


Рис. 34. График колебательных движений Таджикской депрессии в меловом периоде.
Составил С. Н. Симаков

в отложениях нижнего мела Таджикской депрессии среднего и верхнего альба остается открытым. Правда, В. А. Вахрамеев, А. В. Пейве и Н. П. Херасков (1936) для отложений, соответствующих свите *i*, указывают верхнеальбского аммонита *Anahoplites (Desmoceras) michalskii* Sem., но этот же аммонит под другим родовым названием (*Hoplites*) ранее был отнесен Б. А. Борнеманом, И. Е. Губиным, В. С. Домаревым,

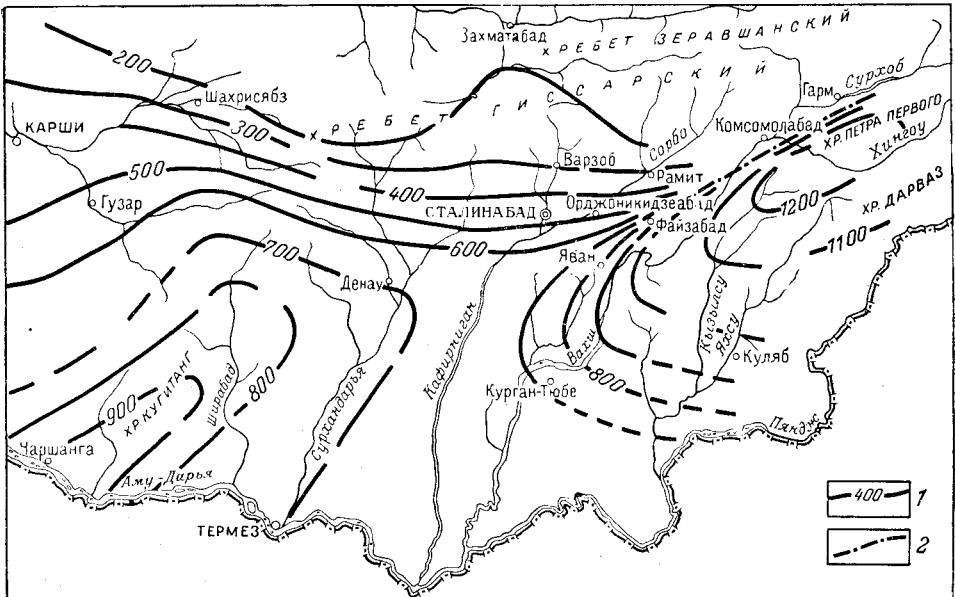


Рис. 35. Карта изопохит нижнего мела в Таджикской депрессии.
Составил С. Н. Симаков

1 — изопохиты; 2 — линия резкого изменения мощностей

С. И. Левицким, А. В. Пейве и др. (1936) к вышележащим отложениям, выделенным в настоящей работе в свиту *j* сеномана.

В заключение необходимо отметить, что формирование нижнемеловых отложений происходило в условиях колебательных тектонических движений (рис. 34). Суммарным выражением их является медленное погружение территории, которое обусловило непрерывное накопление мощных осадков нижнего мела. Это погружение свидетельствует о неизменном преобладании нисходящих движений. Об амплитуде опускания Таджикской депрессии некотороре представление дает распределение мощностей нижнего мела по площади (рис. 35). В общем для Таджикской депрессии характерно уменьшение мощности к северу, по направлению к области сноса. По очертаниям изопахит хорошо обрисовываются в рассматриваемой области два прогиба. Один из них расположен в восточной части Таджикской депрессии, на площади современных хребтов Вахшского и Петра Первого, другой — в западной части депрессии, на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Между ними расположена область относительного поднятия. Для восточного прогиба предлагается название Придарвазского, для западного — Кугитангского, а для расположенного между ними поднятия — наименование Яванского.

Верхний мел

К верхнему мелу относится мощная серия преимущественно морских отложений (глин, песчаников, известняков и ракушняков). Встречающиеся сравнительно тонкие горизонты и пачки лагунных пестрых и континентальных красноцветных осадков, благодаря яркой окраске, резко выделяются среди морских отложений, имеющих серый цвет различных оттенков. В связи с этим они являются хорошими опорными горизонтами.

Для верхнемеловых осадков Таджикской депрессии характерна богатая и разнообразная фауна, своеобразное распределение которой в разрезе позволяет расчленять осадки и производить корреляцию их на больших площадях.

Расчленение верхнего мела на ярусы и палеонтологическое обоснование подразделений дано Б. А. Борнеманом (1940) на основе тщательного изучения фауны, произведенного им совместно с Л. В. Романовской. Ниже на основе этого расчленения делается попытка построения более детальной стратиграфической схемы. Верхний мел подразделяется на сеноман, турон, сенон и датский ярус. Каждый ярус расчленяется на свиты, обозначаемые по порядку снизу вверх строчными буквами латинского алфавита от *j* до *u* (табл. 8).

В южных районах юго-западных отрогов Гиссарского хребта на опосредованных выше отложениях альба залегают следующие осадки (рис. 36).

Сеноман (см)

Свита *j*. 1. Известняки-ракушняки серые, плотные; выступают в рельефе в виде гривки, нависающей над глинистыми отложениями альба; здесь собраны: *Pholadomya* cf. *vignesi* Lartet, *Exogyra* cf. *conica* Sow., *E.* cf. *plicata* Lam., *E. localis* Mordv. var. *subtypica* Mordv. (sp. et var. n.). Мощность 5—22 м.

2. Глины зеленоватого-серые, с редкими прослоями серых известняков, содержащих *Lima* cf. *gaultina* Woods, *L.* cf. *intermedia* Orb., *Exogyra conica* Sow., *E.* cf. *haltotidea* Sow. и др. Мощность 46—61 м.

Таблица 8

Стратиграфическое расчленение верхнемеловых отложений
Таджикской депрессии

Схема расчленения верхнего мела, принятая в настоящем разделе		Схема Б. А. Борнемана, 1940 г.
Ярус	Обозначения свит	
Датский	<i>u</i>	Датский ярус
Сенон	<i>s</i>	Сенон
	<i>r</i>	
	<i>q</i>	
	<i>p</i>	
Турон	<i>o</i>	Турон
	<i>n</i>	
	<i>m</i>	
Сеноман	<i>l</i>	Сеноман
	<i>k</i>	
	<i>j</i>	

3. Переслаивание серых известняков с глинами и мергелями; встречается фауна плохой сохранности. Мощность 24—40 м.

4. Мергели белые, плитчатые; дают характерную голубоватую осыпь, хорошо заметную в обнажениях; содержат неясные остатки ископаемых. Мощность 10—24 м.

Общая мощность свиты *j* изменяется от 85 до 118 м.

С в и т а *k*. 5. Глины зеленовато-серые с частыми прослоями известняков; последних особенно много в нижней части, где они местами преобладают над глинами; к нижней части пачки приурочено также несколько прослоев красных глин, а местами гипсов; в известняках содержится много фауны. Из нижней части пачки собраны: *Echinobrissus angustior* Gauth., *Hemiaster chauveneti* Peron et Gauth., *Salenia pentagonalis* Schmidt¹, *Trigonia spinosa* Park., *Cucullaea* aff. *grabra* Park., *Unicardium* aff. *ringmeriense* Mant., *Astarte simakovi* L. Rom., *Crassatella schirabadica* L. Rom., *Neithea quinquecostata* Sow., *Exogyra* cf. *conica* Sow., *E.* cf. *haliotidea* Sow. и др. В верхней части пачки найдены *Trigonia aliformis* Park. var. n. L. Rom., *T. spinosa* Park., *T. ferganensis* Arkh. var. *gaurdakensis* L. Rom., *T.* cf. *fittoni* Leym., *Ptychomya* sp. ex gr. *robinaldi* Orb., *P.* aff. *narsanensis* Mordv., *Dosiniopsis*

¹ Морские ежи отсюда и из других мест определены О. И. Шмидт.

vibrayi Sow., *Cyprimeria parva* Sow., *Astarte simakovi* L. Rom., *Crassatella schirabadica* L. Rom., *Neithea quinquecostata* Sow., *Exogyra localis* Mordv. var. *subtypica* Mordv. и др. Мощность 20—46 м.

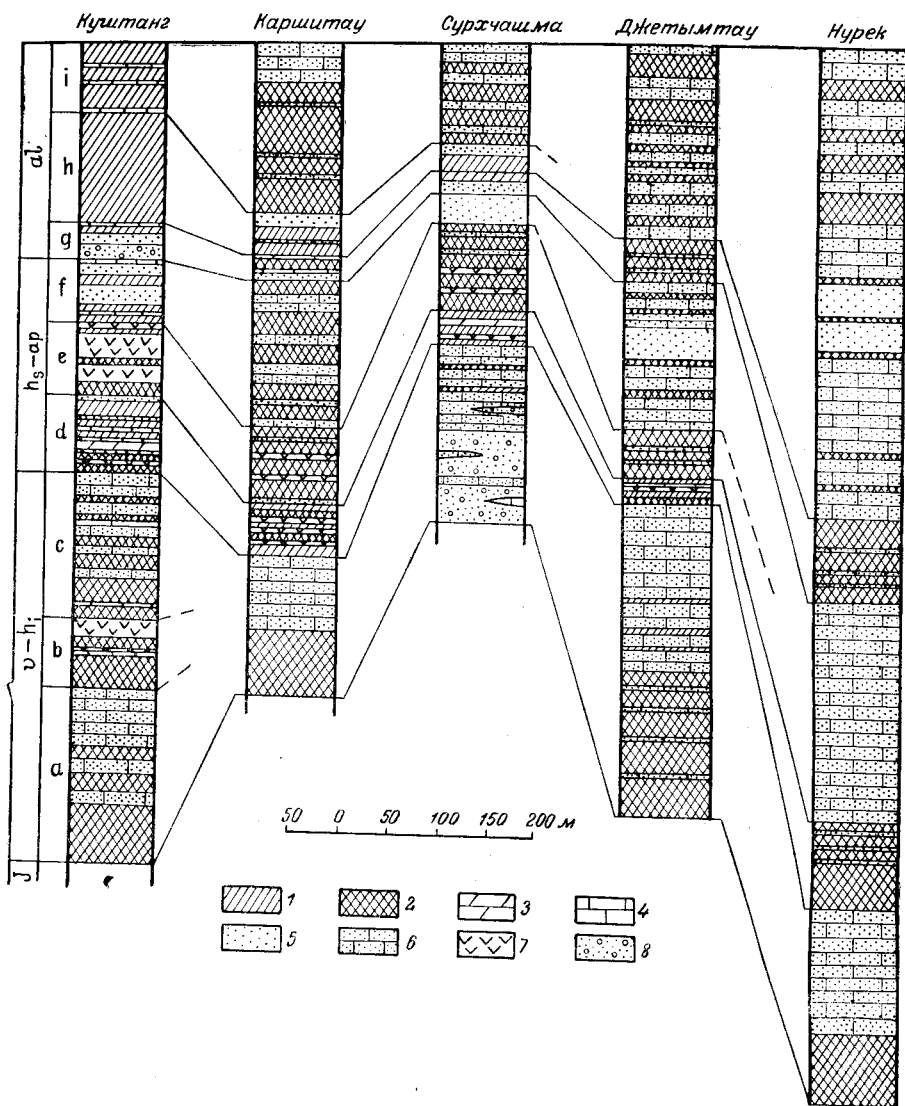


Рис. 36. Сопоставление разрезов ^{верхнего} мела Таджикской депрессии. По С. Н. Симакову

1—серые глины; 2—красные глины; 3—мергели; 4—известняки и известняки-ракушнякаи; 5—ракушняки; 6—серые песчаники; 7—красные песчаники; 8—гипсы

6. Глины зеленовато-серые с редкими прослоями известняков, содержащих *Trigonia spinosa* Park. var. n. L. Rom., *Astarte* sp. ex gr. *elongata* Orb., *Cyprimeria* aff. *rothomagensis* Orb., *Exogyra* cf. *conica* Sow., *E. columba* L a m. и др. Мощность 79—99 м.

Общая мощность свиты *k* изменяется от 114 до 137 м.

Свита *l*.

7. Два мощных пласта серого известковистого песчаника, разделенные зеленовато-серыми глинами; в основании находится пачка серых и красных глин с прослоями гипсов (3—4 м); в песчаниках содержатся *Neithea quinquecostata* Sow., *Exogyra conica* Sow., *E. columba* Lam. и др. Мощность 25—50 м.

8. Глины серые и желтовато-серые с пластами песчаников и известняков. Мощность 35—69 м.

9. Глины желтовато-серые с прослоями известняков—ракушняков, содержащих *Cardium* aff. *noeggerathi* Müll, *Modiola turkestanensis* L. Rom., *Neithea quinquecostata* Sow., *Alectryonia dichotoma* Bayle, *Exogyra conica* Sow., *E. cf. africana* Lam., *Placenticerias* sp. и др. Мощность 12—56 м.

10. Глины зеленовато-серые, слоистые. Мощность 70—116 м.

11. Песчаники серые, мелкозернистые, известковистые; переходят вверх в слоистые плотные известняки, которые местами содержат неопределенные рудисты; в песчаниках встречены: *Lithodomus rugosus* Orb., *Exogyra* sp. (cf. *E. africana* Lam.), *Modiola* sp., *Trigonia* sp., *Cardita* sp., *Gastropoda*. Мощность 26—51 м.

Общая мощность свиты изменяется от 204 до 306 м.

Мощность сеномана 453—528 м.

В описанных отложениях обращают на себя внимание прослой красных глин и гипсов, находящиеся в основании свит *k* и *l*. Эти прослой весьма постоянны, прослеживаются по всей площади юго-западных отрогов Гиссарского хребта и являются маркирующими. Присутствие среди морских отложений гипсоносных лагунных слоев свидетельствует о формировании сеноманских осадков в условиях колебательных движений, имевших региональный характер. На это указывает распространение гипсоносных горизонтов и в восточных районах Таджикской депрессии, где они обладают значительно большей мощностью.

На прослой красных глин в основании пачки отложений, соответствующих свите *k*, указывали ранее В. А. Вахрамеев, А. В. Пейве и Н. П. Херасков (1936). По этим прослоям они предлагали проводить границу между сеноманом и альбом. По названным авторам свита *k* соответствует третьему горизонту аулатской свиты. Б. А. Борнеман (1940) относит ее то к альбу, то к альбу—сеноману, то к сеноману.

Турон (t)

Свита *m*. 12. Глины зеленовато-серые с прослоями ржавых мелкозернистых песчаников в нижней части. Мощность 55—113 м.

13. Переслаивание белых мергелей и светло-серых известковистых глин; в обнажениях эта пачка пород образует светлую, хорошо заметную полосу; в мергелях были обнаружены *Inoceramus labiatus* Schloth.; С. Н. Симаков встретил в них *Ptychodus decurrens* Ag. и *Exogyra* sp. Мощность 7—12 м.

14. Глины зеленовато-серые; мощность 102—141 м.

Общая мощность свиты *m* колеблется от 169 до 260 м.

Свита *n*. 15. Глины зеленовато-серые с прослоями известняков—ракушняков, содержащих *Echinobrissus* cf. *markovi* Faas, *Fatina costei* Coq., *Exogyra turkestanensis* Born., *Liostrea delettrei* Coq., *L. jaxartensis* Sim., *Alectryonia dichotoma* Bayle, *Plicatula batnensis* Coq.,

P. auresensis Соф. и др.; Н. К. Быкова (1947) обнаружила в соответствующих осадках *Placenticerus kharesmense* Lah. Мощность 30—52 м.

Свита о. 16. Гипсоносный горизонт, сложенный серыми и красными глинами с прослоями гипсов; местами гипсы образуют мощные пласты. Мощность горизонта 5—20 м.

17. Глины зеленовато-серые с прослоями мергелей, известняков и известняков-ракушняков, содержащих *Echinobrissus markovi* Faas, *E. faasi* Schmidt, *Hemiaster nucleus* Desor, *H. sannio* Lamb., *Lima (Plagiostoma) marrotiana* Orb., *Liostrea delettrei* Соф., *L. rouvillei* Соф., *Fatina costei* Соф., *P. biauriculata* Lam., *Exogyra turkestanensis* Born и др. Н. К. Быкова в соответствующих отложениях обнаружила *Placenticerus cf. kysylkumense* Arkh., *P. cf. placenta* DeKay. Мощность 53—89 м.

Общая мощность свиты о изменяется от 73 до 93 м.

Мощность отложений тулона 288—400 м.

Отложения тулона всюду подразделяются на три свиты *m*, *n* и *o*.

Необыкновенная выдержанность пачки лагунных пород делает ее хорошим маркирующим горизонтом, с помощью которого легко отделить свиту о от нижележащей литологически однообразной свиты *n*.

Свиты *m* и *n* различаются по составу. Первая всюду представлена глинами, вторая—переслаивающимися глинами, известняками и известняками-ракушняками или глинами с песчаниками. Состав этих свит удивительно постоянен, что позволяет считать их маркирующими. На значение свиты *m* для корреляции указывал Б. А. Борнеман.

Наблюдения над распределением остатков ископаемой фауны в разрезе тулона показали, что для свиты *m* характерны *Inoceramus labiatus* Scloth., для свиты *n* — *Placenticerus kharesmense* Lah. и *Liostrea jaxartensis* Sim., а для свиты *o* — *Placenticerus cf. kysylkumense* Arkh. и *P. cf. placenta* DeKay. Для последней характерны также *Liostrea rouvillei* Соф. и *Lima marrotiana* Orb., которые, хотя и распространены также в сеноне, но зато не встречаются в свитах *m* и *n*. Из них первая форма в свите о встречается наиболее часто.

Характерно, что *Fatina costei* Соф. и *biauriculata* Lam. появляются в отложениях тулона, только начиная со свиты *n*; в свите *m* они нигде не встречаются. Это позволяет во многих случаях отделять свиту *n* от свиты *m* и по фауне.

Севон (sn)

Свита *p*. 18. Наблюдается переслаивание белых мергелей с светло-серыми мергелистыми глинами; свита в обнажении образует хорошо заметную белую полосу; в мергелях в изобилии встречаются остатки морских ежей, в связи с чем вся свита нередко называется «ежовым» горизонтом. Из собранной фауны определены следующие формы: *Echinobrissus markovi* Faas, *Hemiaster journali* Desh., *H. nucleus* Desor, *H. angustipneustes* Desor, *H. pseudoanticus* Lamb., *H. cf. asperatus* Peron et Gauth., *H. consobrinus* Peron et Gauth., *Cyphosoma cf. regulare* Ag., *C. thevestense* Peron et Gauth., *Cucullaea aff. beaumonti* Orb., *Lima (Plagiostoma) marrotiana* Orb., *L. canalifera* Goldf., *Pecten (Chlamys) dujardini* Roem., *Neithea quinquecostata* Sow., *Liostrea rouvillei* Соф., *L. delettrei* Соф., *Fatina costei* Соф., *P. biauriculata* Lam., *Anomia cryptostriata* Rom., *Exogyra decussata* Goldf., *Nautilus dekayi* Mort., *Placenticerus cf. in-*

dens Коенен, *P. sp.* (cf. *P. placenta* DeKay) и др. Мощность 33—112 м.

Свита *q.* 19. Глины зеленовато-серые, с очень редкими прослоями песчаников и плотных известняков, содержащих *Alectryonia dichotoma* Bayle, *Gryphaea vesicularis* Lam., *G. costei* Coq., *Exogyra decussata* Goldf. Мощность 191—307 м.

Свита *r.* 20. Глины зеленовато-серые, переслаивающиеся с глинистыми ракушняками и пластами песчаников; в ракушняках содержатся *Liostrea acutirostris* Nils., *L. prima* Rom., *L. michailowskyi* Borgn., *Ostrea tecticosta* Gabb, *Gryphaea vesicularis* Lam., *Exogyra spinosa* Math., *E. overwegi* Buch, *Hemiaster nucleus* Desor. Мощность 46—161 м.

Свита *s.* 21. Глины зеленовато-серые с пластами ракушняков, песчаников и мергелей; в ракушняках и песчаниках содержатся *Salenia burgeoisi* Cotteau, *Gyropleura cipliana* Ruckh. var. *gaurdakensis* Renng. (var. n.)¹, *Pecten (Chlamys) dujardini* Roem., *Phladyomya aequivalvis* Goldf., *Liostrea lehmanni* Rom., *Ostrea tecticosta* Gabb, *Alectryonia falcata* Mort., *Gryphaea* cf. *vesicularis* Lam., *Exogyra spinosa* Math. Мощность 49—110 м.

Общая мощность сенона изменяется от 403 до 604 м.

Отложения сенона на площади юго-западных отрогов Гиссарского хребта однообразны, среди них по литологическому составу резко выделяется лишь свита *p*, легко узнаваемая в обнажениях по светлой окраске. Остальные свиты опознаются только по фауне. Для свиты *r* характерны *Liostrea acutirostris* Nils. и *L. prima* Rom.; для свиты *s* — *Alectryonia falcata* Mort., *Liostrea lehmanni* Rom. *Cyropleura cipliana* Ruckh. var. *gaurdakensis* Renng. Для обеих свит, так же как и для свиты *p*, характерна обильная фауна, что резко отличает их от свиты *q*, в которой фауна или встречается редко, или совсем отсутствует.

Датский ярус (d)

Свита *t.* 22. Зеленовато-серые глины переслаиваются с песчаниками и песками; в нижней части содержатся тонкие прослой известняков—ракушняков с *Exogyra spinosa* Math., *E. sp.*, *Alectryonia* sp., *Trigonia* sp. (ядра), *Rachiosoma krimica* Weber и др. Мощность 130—244 м.

Свита *u.* 23. Гипсы белые, мелкокристаллические, с прослоями пелитоморфных известняков; гипсы распространены только в районе Гаурдака и Тюбегатана. К северу от этих районов вместо гипсов наблюдается пачка красных песчаников, алевролитов и глин. Мощность гипсоносной свиты 18—52 м.

Выше лежат известняки бухарского яруса.

Датские отложения местами частично или полностью выпадают из разреза. В Ширабадском районе присутствует лишь нижняя свита, перекрываемая белыми известняками бухарского яруса. По данным Н. П. Туаева (1937), в районе Сайроба известняки бухарского яруса ложатся непосредственно на осадки, содержащие *Liostrea lehmanni* Rom., т. е. на свиту *s*. Следовательно, в этом случае из разреза выпадает не только свита *u*, но и свита *t*.

Мощность верхнего мела в южных районах юго-западных отрогов Гиссарского хребта изменяется от 1300 до 1770 м.

¹ Рудисты определены В. П. Ренгартенем.

Весьма интересный разрез верхнего мела был изучен А. Р. Бурачком (1937) и Н. П. Лупповым (1934) в хребте Бабатаг.

Сеноман (см)

Свита *j*. 1. Песчаники серые с прослоями красно-бурых, переходящие в верхней трети разреза в плотные известняки, содержащие *Pecten* sp. п. *L. Rom.*, *Modiola ligeriensis* Orb., *Exogyra* cf. *africana* Lam. (слои 9—11 А. Р. Бурачека). Мощность 34,5 м.

2. Глины темно-серые с прослоями известняков, состоящих иногда из отдельных конкреций; в известняках и конкрециях содержатся *Trigonia* sp., *Gervillia* sp., *Exogyra* cf. *haliotidea* Sow., *Placenticeras* sp. indet. (слои 12—14 А. Р. Бурачека). Мощность 72,5 м.

Свита *k*₁. 3. Переглаивание белых и розовых гипсов с серо-зелеными гипсоносными глинами; в основании и в кровле свиты залегают два мощных пласта серых песчаников (слои 15—17 А. Р. Бурачека). Мощность 48 м.

4. Глины синевато-зеленые с несколькими прослоями известняков (не более 0,5 м), содержащих *Exogyra* cf. *conica* Sow., *E.* cf. *columba* Lam., *Liotstrea* sp., *Lima* sp., *Cardium* sp. (слой А. Р. Бурачека). Мощность 24 м.

5. Гипсы белые и розовые, с прослоями глин (слой 19 А. Р. Бурачека). Мощность 5,5 м.

Свита *k*₂. 6. Глины синевато-серые с тонкими прослоями известняка; в середине находится 10-метровый пласт серого песчаника (слои 20—22 А. Р. Бурачека). Мощность 61 м.

Свита *l*. 7. Переглаивание серых песчаников и белых гипсов (слои 23—25) А. Р. Бурачека). Мощность 30,2 м.

Свита *l*₂. 8. Глины серые с прослоями известковистых песчаников и известняков; мощность около 30 м.

9. Плотные серые известняки, выступающие в рельефе в виде мощной грядки. Мощность 20 м.

Общая мощность сеномана 326 м.

Мощность лагунных осадков в бабатагском разрезе сеномана сильно увеличена и поэтому они выделены под специальными названиями. Лагунные осадки свиты *k* обозначены буквой *k*₁, а морские осадки этой свиты — буквой *k*₂; соответственно в свите *l* лагунные образования обозначены как *l*₁, а морские как *l*₂. Таким образом, на Бабатаге сеноман состоит из пяти свит. При этом в свите *k*₁ выделяется три горизонта: верхний и нижний лагунные (3 и 5), и средний морской (4). Главным отличием разрезов юго-западных отрогов Гиссарского хребта является увеличение роли лагунных осадков. Можно еще указать на появление красноцветных пород в свите *j*, которые в юго-западных отрогах Гиссарского хребта не встречались.

Имеются также и некоторые черты сходства. Верхняя часть свиты *k*, например, в обоих районах глинистая. В основании свиты *l* в обоих случаях находятся гипсоносные песчаники, а в кровле — пачка известняков и песчаников или чистых известняков.

Турон (t)

Свиты *m+h*. 10. Глины зеленовато-серые с редкими прослоями мергеля (верхняя часть слоя 26 А. Р. Бурачека). Мощность 185 м.

Строение нижней части горизонта глинистых осадков может быть детализировано по наблюдениям Н. П. Луппова (1934, стр. 45—46)

в районах Койкитау и Ходжаказиан. Здесь на мощной пачке известняков, представляющих собой верхний горизонт свиты *l*₂, залегают следующие осадки (Н. П. Луппов относил пачку известняков к верхней части турона):

а) глины зеленовато-серые, с фауной мелких устриц; в них по указанию Н. П. Луппова в районе Ходжаказиан Б. А. Борнеман нашел *Meloicoceras whitei* Hyatt, *M. gibbosum* Hyatt, *Placenticeras pseudo-placenta* Hyatt;

б) белые мергели с *Inoceramus labiatus* Schioth., *I. tamarcki* Park. (? — С. С.), *I. cf. latus* Mant.; мощность не указана;

в) в хребте Ходжаказиан выше залегают зеленовато-серые глины, перекрываемые пластом мергеля с *Prionotropis woolgari* Mant. Мощность 27 м.

11. Известняк довольно плотный, комковатый, с *Plicatula* sp., *Modiola* sp., *Crassatella* sp. (слой 27 А. Р. Бурачека). Мощность 2 м.

12. Глины зеленовато-серые с прослоями мергеля, содержащего *Exogyra* cf. *turkestanensis* Born., *Gryphaea* sp. (слой 28 А. Р. Бурачека). Мощность 13 м.

Свита о. 13. Внизу представлена мергелистыми глинами, переслаивающимися с известняками с *Cucullaea* sp., *Astarte* sp., *Venus* sp., *Pecten* sp., *Liostrea* cf. *rouvillei* Соq., *Exogyra turkestanensis* Born. (слой 29 А. Р. Бурачека). Мощность 40 м.

14. Глины зеленовато-серые, с несколькими прослоями комковатого известняка, содержащего *Cucullaea* sp., *Pholadomya* sp., *Cyprina* sp. *Panopaea* sp., *Lima* sp., *Liostrea* sp., *Gastropoda* sp. (слой 30 А. Р. Бурачека). Мощность 72 м.

Общая мощность турона около 312 м.

Сенон (sp)

Свита р. 15. Переслаивание голубых глин с белыми мергелями и мергелистыми известняками, содержащими *Fatina costei* Соq., *Liostrea grebra* Meek, *Lima* sp., *Pecten* sp. и морские ежи (слои 31—35 А. Р. Бурачека). Мощность 67 м.

Свита q. 16. Глины бурые, песчанистые (слой 36 А. Р. Бурачека). Мощность 15 м.

17. Песчаник серый, плотный (слой 37 А. Р. Бурачека). Мощность 3 м.

18. Глины буровато-серые, с прослоями песчаников; в нижнем прослое имеются остатки фауны и флоры очень плохой сохранности (слой 38 А. Р. Бурачека). Мощность 3 м.

19. Гипсоносные глины буровато-серого цвета; переслаивающиеся со слоями гипса, мощностью до 4 м (слой 39 А. Р. Бурачека). Мощность 50 м.

Свиты r—s. 20. Глина буровато-серая, с *Liostrea acutirostris* Nils., *L. gauthieri* Thom. et Per. (слой 40 А. Р. Бурачека). Мощность 4 м.

21. Рыхлые песчаники бурого и серо-бурого цвета с тонкими прослоями плотного песчаника и известняка с *Alectryonia* sp., *Liostrea gauthieri* Thom. et Per. (слой 41 А. Р. Бурачека). Мощность 20 м.

22. Глины и глинистые песчаники серого и буровато-серого цвета с двумя прослоями ракушняка с *Liostrea acutirostris* Nils., *L. gaut-*

hieri Thom. et Per., *L. cf. glabra* Meek, *Alectryonia falcata* Mort., *Exogyra spinosa* Math. (слой 42 А. Р. Бурачека). Мощность 40 м.

23. Глины серые плотные мергелистые. Мощность 6 м.

24. Песчаники серые внизу глинистые (слой 44 А. Р. Бурачека).

Свита *p* в данном разрезе имеет такой же состав, что и на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Свита *q* представлена пестроцветными гипсоносными лагунными осадками. Следовательно, здесь намечается замещение морских отложений свиты *q* лагунными. Свиты *r* и *s* опознаются по фауне. При этом форма *Liostrea gauthieri* Thom. et Per., по представлениям Б. А. Борнемана, не отличается от *L. rouvillei* Coq., поэтому он не считает возможным применять название *Liostrea gauthieri*. Форма *Liostrea acutirostris* Nils. характерна для свиты *r*, а *Alectryonia falcata* Mort. для свиты *s*. Вместе они нигде не были обнаружены.

Разделить свиты *r* и *s* в данном разрезе не представляется возможным, так как послонного описания их нет, а фауна собиралась не в каждом пласте. Однако намечается некоторая закономерность: сначала появляется *Liostrea acutirostris* Nils. и только в более верхних слоях *Alectryonia falcata* Mort. Это указывает на возможность разделения свит при детальном изучении разреза.

Несколько южнее осадки сенона изучались в 1936 г. С. М. Киселевым. В одном из образцов его коллекции были обнаружены рудисты, определенные В. П. Ренгартеном как *Gyropleura ciplana* Ruskh. var. *gaurdakensis* Renng. (var. n.). Они приурочены к верхам сенона. Таким образом в районе Бабатага характерна такая же фауна, что и на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

Датский ярус (d)

На отложениях сенона в хребте Бабатаг залегает мощная толща (160 м) гипсов, переслаивающихся с известняками (слой 45—61 А. Р. Бурачека). Гипсы заметно преобладают в нижней части. Эти отложения относятся обычно к датскому ярусу и палеоцену (бухарский ярус, по О. С. Вялову). Однако А. Р. Бурачек полагает, что нижнюю часть разреза мощностью 120 м следует относить к сенону (слой 45—46). С мнением А. Р. Бурачека вряд ли можно согласиться, поскольку в подстилающих отложениях, близко от подошвы известняково-гипсовой толщи, в западном Аруктау обнаружены рудисты *Biradiolites cf. lamercensis* Toucas, *Praeradiolites* ex gr. *cylindraceus* Des Moul., которые, по заключению В. П. Ренгартена, характеризуют маастрихтский ярус. Это позволяет предполагать, что вышележащие известняково-гипсовые отложения в какой-то части соответствуют датскому ярусу.

Верхнемеловые отложения были описаны в хр. Каратау, у сел. Мирзон, где на нижнемеловых красноцветах наблюдаются следующие отложения.

Сеноман (cm)

Свита *j. 1*. Внизу залегают глины зеленые, известковистые, с редкими тонкими прослоями серых песчаников и песчанистых пелитоморфных или криптокристаллических известняков; в середине залегает 6-метровый слой темно-серого известняка с фораминиферами и устрицами, среди которых определены *Exogyra haliotidea* Sow., *E. conica*

Sow., *E. localis* Mordv. var. *subtypica* Mordv. (sp. et var. n.), *E. sp.* Мощность 49 м.

2. Выше наблюдается тонкое переслаивание красных известковистых алевролитов и малиновых глин. Мощность 10,4 м.

3. Затем идут глины серые, известковистые, сильно песчанистые, с тонкими прослоями малиновой глины, мелкими линзочками известняка и серого известковистого тонкозернистого песчаника. Мощность 25,4 м.

Свита *k*₁. Разрез этой свиты снизу вверх следующий:

4. Глина красная, сильно песчанистая, с тонкими прослоями и линзами белого мелкокристаллического гипса. Мощность 9,6 м.

5. Гипс белый и серый, мелкокристаллический, с прослоями серого алевролита и тонкими линзочками зеленой глины. Мощность 29,2 м.

6. Глина зеленовато-серая, слоистая, известковистая, песчанистая, с многочисленными сантиметровыми пропластками серого алевролита. Мощность 29,4 м.

7. Алевролит слоистый, серый; мощность 15,4 м.

8. Глина красная, песчанистая, с прослоем серого алевролита по середине. Мощность 14,6 м.

Свита *k*₂. 9. Известняки серые, плотные, характерно чередование пелитоморфных и криптокристаллических разновидностей с прослоями оолитовых; в нижней части имеется прослой (2,5 м) зеленовато-серой глины. В известняках содержатся обломки пеллеципод и микрофауна; нередко обломочные зерна кварца и глауконита; в южной части Каратау к этим известнякам приурочено свинцовое оруденение (В. И. Солун). Мощность 53,5 м.

Свита *l*₁. 10. Гипсы белые, мелкокристаллические, с тонкими прослоями зеленовато-серых известковистых глин. Мощность 19,2 м.

Свита *l*₂. 11. Внизу глина зеленовато-серая, известковистая. Мощность 8,4 м. Вверху известняк очень плотный, пелитоморфный, сильно песчанистый, с редкими зернами глауконита и прослоями (до 1,5 м) зеленовато-серых известковистых глин; в верхней части известняк имеет оолитовое строение, почти лишен обломочных зерен и содержит *Exogyra columba* Lam. и *Lima* sp. Мощность 13 м.

Общая мощность сеномана 266,8 м.

В данном разрезе следует обратить внимание на известняки свит *k*₂ и *l*₂, которые имеют большую мощность и благодаря своей плотности резко выделяются в рельефе. Эти известняки отмечаются и в Каршитау, но там они менее мощные и не так выделяются в рельефе, как в восточной части Таджикской депрессии, где они очень выдержаны по простиранию и могут служить опорными горизонтами наряду с лагунными свитами *k*₁ и *l*₁. Последняя обычно плохо обнажена, поэтому многие исследователи и пропускали ее при описании осадков.

Турон (t).

Свита *m*. 13. Глины зеленовато-серые и темно-серые, с тонкими редкими прослоями мергелей и песчанистых железистых известняков с *Trigonia darwaseana* Rom., *T. spinosa* Park. var. *subovata* Lys., *T. sp.*, *Exogyra columba* Lam.¹

¹ В хр. Сурхку, у сел. Мазарэмр, разрез верхнего мела был описан Г. П. Горшковым. Им были сделаны богатые сборы фауны в отложениях, соответствующих свите *m*. Из этих сборов определены: *Thomasites koulabica* Kler, *Mammites rusticus* Sow., *Trigonia darwaseana* Rom., *T. cf. ferganensis* Arkh.

Свита *n.* 14. Переслаивание зеленовато-серых глин и светло-серых пелитоморфных известняков с *Fattna costei* Coq., *Gryphaea biauriculata* Lam., *Pholadomya* sp. Мощность 37,5 м.

Свита *o.* 15. Гипс белый, мелкокристаллический, перекрывааемый зеленовато-серой глиной с прослоями малиновой. Мощность 4,3 м.

16. Глины зеленовато-серые, с прослоями серых известняков с *Exogyra turkestanensis* Born., *Liostrea* cf. *oxiana* Rom., *L. deletteri* Coq., *Lima* (*Plagiostoma*) cf. *marrotiana* Orb., *Panopaea* cf. *mandibula* Orb., *Cyprimeria* sp. Количество прослоев известняка при общем преобладании глин постепенно возрастает книзу. Мощность 116,6 м.

Общая мощность турона 251,1 м.

Изучение нескольких разрезов отложений турона показало, что они имеют выдержанный состав. Осадки турона всюду легко опознаются и разделяются на три свиты, что дает возможность суммировать фауну, собранную в различных пунктах, и делать более обоснованные заключения о их возрасте.

Сенон (sn)

Свита *p.* 17. Чередование оолитовых песчанистых известняков и зеленовато-серых глин (слои мощностью от 1,5 до 5 м) с прослоями тонкозернистого известковистого песчаника и алевролита. В известняке содержатся фораминиферы и перекристаллизованные обломки пелеципод; в ближайших обнажениях в них найдены также рудисты. Мощность 20,2 м.

Свита *q.* 18. Частое переслаивание зеленовато-серых и красных песчанистых глин, белых мелкокристаллических гипсов и зеленовато-серых тонкозернистых глинистых, нередко загипсованных песчаников. Глины густо переплетены жилками белого и розового волокнистого и мелкокристаллического гипса. Мощность 52 м.

Свита *r.* 19. Преобладают зеленовато-серые глины. Известняки наблюдаются в виде маломощных прослоев (не более 1 м) и только в середине свиты имеется один пласт серого пелитоморфного, сильно песчанистого известняка, мощностью 9,6 м. В верхней части свиты содержатся многочисленные раковины устриц, среди которых определены *Liostrea prima* Rom., *L. acutirostris* Nils., *Exogyra spinosa* Math., *E. aff. ostracina* Lam., *E. sp.*, *Pecten* sp. Мощность 59,7 м.

Свита *s.* 20. Известняки пелитоморфные и криптокристаллические, в верхней части загипсованные; внизу содержат обломки скорлупок морских ежей и раковин фораминифер. В подошве свиты встречается много брахиопод рода *Cyclothyris*. Мощность 82,3 м.

Общая мощность сенона 214,2 м.

Отложения сенона резко выделяются в разрезе, благодаря известковым слоям свит *p* и *s*, образующим мощные карнизы. Хорошо заметны и пестроцветные породы свиты *q*.

Нижняя известняковая свита *p* в других районах, расположенных к западу от Каратау, выражена очень характерными голубыми мергелями с большим количеством морских ежей, пелеципод и редкими аммонитами. Определимые ископаемые в Каратау содержит только свита *r*, которая богата рядом характерных сенонских форм: *Liostrea acutirostris* Nils., *L. prima* Rom., *Exogyra spinosa* Math. Первые два вида всюду находятся только в свите *r* и поэтому являются руководящими для нее в Таджикской депрессии. Необходимо еще упомянуть о нахождении

в известняках свиты *s* брахиопод ряда *Cyclothyris*, распространенных только в меловых отложениях. Этот род несомненно указывает на сенонский возраст отложений. По своему стратиграфическому положению эта свита соответствует горизонту с *Alectryonia jalcata* Mort., *Liostrea lehmanni* Rom. и рудистами, часто встречающимися в ней в восточных районах Таджикской депрессии.

Датский ярус (d)

С в и т а *u*. 21. Внизу наблюдается частое переслаивание серых, реже розовых мелкозернистых сильно известковистых песчаников, содержащих иногда желваки белого и розового гипса, серых пелитоморфных известняков и гипсов. Мощность 47 м.

22. Однообразная толща белых мелкокристаллических и чешуйчатых гипсов с редкими тонкими прослоями серых пелитоморфных, слабо песчанистых известняков. Мощность 117,7 м.

В хр. Петра Первого верхнемеловые отложения описаны у сел. Яфуч по реке Джилгоу (правый приток р. Хингоу). Фауны в этом разрезе очень мало. Для пополнения списка форм был проанализирован аналогичный разрез, составленный И. Е. Губиным (1941) у сел. Тальхак, близости от Джилгоу. В позамствованных списках форм каждый раз указывается фамилия И. Е. Губина и номер слоя его описания. Ниже описывается разрез у сел. Яфуч.

Сеноман (cm)

С в и т а *j*. 1. Частое чередование зеленых и красных глин с прослоями желтоватых, выступающих гребешками, песчаников. Мощность 25 м.

2. Песчаники красные, тонкозернистые, глинистые. Мощность 18 м.

3. Глины зеленовато-серые с частыми тонкими прослоями желтоватых алевролитов, выступающих гребешками. В нижней части содержатся прослой красных глин. Мощность 13 м.

С в и т а *k*₁. 4. Пестроцветные отложения, состоящие в основном из красных и серых глин и серых песчано-глинистых сланцев, содержащих прослой тонкозернистых песчаников; последние имеют серую окраску, если они находятся среди сланцев или зеленовато-серых глин, и розовую окраску, если они лежат среди красноцветов. Зеленоватые глины и сланцы залегают в середине пачки, а красные — в основании и кровле ее. В соседних обнажениях, к северу от Яфуча, в этой пачке отмечается большое количество прослоев гипса. Мощность 74,4 м.

5. Серые глинистые сланцы, дающие весьма характерную отдельность удлиненной формы с заостренными концами; отдельность эта напоминает древесные щепки. Среди сланцев встречаются редкие прослой серых песчаников и глинистых известняков с фауной плохой сохранности. Мощность 44,2 м.

6. Пестроцветная пачка, представленная в основном голубыми глинистыми сланцами и глинами с прослоями красных глин и одним прослоем коричневого песчаника в основании. В соседних к северу обнажениях к данной пачке приурочены прослой гипса. Мощность 34,8 м.

С в и т а *k*₂. 7. Голубой глинистый сланец, переходящий в основании в песчанисто-глинистый сланец. Мощность 19,8 м.

8. Известняки серые и темно-серые, плотные мелкокристаллические и пелитоморфные, с частыми прослоями зеленоватых глин и отдельными редкими прослоями серых песчаников. Мощность 33,7 м.

9. Известняки голубые, пелитоморфные, массивные, с прослоем слоистого известняка в нижней части. Мощность 27,3 м.

Свита l_1 . 10. Переслаивание красных и серых глин с красным песчаником, мергелем и гипсом. Мощность 26,4 м.

Свита l_2 . 11. Внизу глины серые с прослоями известняков, песчаника и мергеля. Мощность 36,2 м.

12. Выше залегают известняки серые и темно-серые мелкокристаллические, с мягкими охристыми вкрапленниками. Мощность 10,6 м.

Общая мощность сеномана 363,4 м.

Описанный разрез сеномана имеет большое сходство с разрезом Каратау. Отличие заключается в том, что свита j по р. Джилгоу содержит настолько много красноцветных пород, что с трудом отличается от подстилающих осадков нижнего мела. В ней отсутствуют мергели, известняки и фауна. Далее к северо-востоку, в районе Дарайнишор, эта свита полностью замещается красноцветами и сливается с нижележащими, тоже красноцветными осадками нижнего мела. Свита k_1 описанного разреза имеет значительно большую мощность, но по составу мало отличается от соответствующей свиты Каратау. В ней также намечаются три характерных горизонта, из них верхний и нижний—лагунные, а средний предположительно морской. Свиты k_2 , l_1 и l_2 в общем сохраняют свой состав.

Турон (t)

Свита m . 13. Обычно плохо обнаженная толща глин темно-серых плотных сланцеватых; в осыпи были собраны гастроподы и аммониты плохой сохранности, среди которых один обломок по характеру скульптуры напоминает *Thomasites koulabicus* Kler. В осыпи свит m и n по р. Джилгоу собраны *Inoceramus labiatus* Schloth., *Thomasites koulabicus* Kler и *Fagesia cf. peroni* Perv. По характеру оставшейся на раковинах породы (темно-серые сланцы) все названные виды происходят из свиты m . Мощность 93,1 м.

Свита n . 14. Чередование мощных слоев известняков и темно-серых глин; известняки серые и темно-серые, обычно глинистые, но плотные; содержат *Fatina costei* Соq., *Lima* sp., *Pholadomya* sp., *Liostrea* sp., *Panopaea* sp., *Cucullaea* sp., *Hemiaster* sp., И. Е. Губкин указывает для осадков, соответствующих данной свите, аммониты *Thomasites* и *Vascoceras* (слой 7, нижняя часть). Мощность 54,8 м.

Свита o_1 . 15. Глины зеленые и красные; в кровле залегает пласт белых гипсов. Мощность 8,6 м.

16. Глины зеленовато-серые с прослоями красных глин, известняка и мергеля; в известняках собраны *Lima* sp. indet., *Liostrea* sp. indet. и ядра других пелеципод. Мощность 35,1 м.

17. Гипс белый с миллиметровыми прослоями красных и зеленых глин; в основании два тонких прослоя известняка. Мощность 11,9 м.

Свита o_2 . 18. Переслаивание серых и зеленовато-серых глин, глинистых сланцев, мергелей и известняков с *Lima marroliana* Orb., *Liostrea delectrei* Соq., *Pholadomya* sp., *Hemiaster jacksoni* Maury, Н. sp., мшанки. Мощность 97,3 м.

Общая мощность турона 300,8 м.

Состав турона в общем такой же, как и в Каратау. Обращает на себя внимание появление в свите o второго горизонта лагунных отложе-

ний. Этот горизонт вместе с нижележащим и разделяющей их пачкой морских осадков выделяется под литером o_1 . Дальше на северо-восток в Заалайском хребте все три горизонта o_1 сливаются в одну лагунную толщу.

Сенон (sn)

Свита *p*. 19. Известняки темно-серые, мелкокристаллические, с прослоями серых глин в нижней части и песчаников и мергелей в верхней. Мощность 41 м.

Свита *q*. 20. Песчаники серые, с прослоями серых глин; в подошве содержатся тонкие прослой гипса. Мощность 50—60 м.

21. Глины серые и красные, загитсованные и гипсы белые, мелкокристаллические. Мощность 23 м.

Свита *r*. 22. Известняки с прослоями серых глин с обломками устриц *Pecten virgatus* Nils. и *Lima* sp. И. Е. Губин для осадков соответствующих этой свите (слой 9) указывает *Exogyra* cf. *overwegi* Buch, *Pecten decemcostatus* Münst. Мощность 47,9 м.

23. Мергели зеленовато-серые с прослоями серых глин; в мергелях найдены неопределимые мшанки и *Pecten* sp. indet.; в кровле пачки или в подошве вышележащей свиты *j* обнаружены *Gyropleura russienstis* Ogb. Мощность 16,9 м.

Свита *s*. 24. Сплошная толща темно-серых мелкокристаллических известняков, большей частью недоступных для наблюдения; И. Е. Губин указывает следующие формы, найденные по соседству в аналогичной известняковой толще: *Gryphaea vesicularis* Lam., *Pecten virgatus* Nils., *Hippurites* (слой 10). В известняках свиты в ряде пунктов — Больджуан, Якундж — обнаружено свинцовое оруденение, практическое значение которого в настоящее время выясняется. Мощность около 150 м.

Общая мощность сенона 338,8 м.

В отличие от Каратау в свите *p* в Джилгоу резко преобладают известняки, глины содержатся лишь в виде тонких прослоев. Мощность этой свиты в Джилгоу увеличивается до 41 м (в Каратау она составляла 20 м). Состав свиты *q* в Джилгоу по сравнению с Каратау также несколько меняется. Мощность этой свиты в Джилгоу увеличилась до 80—90 м. В свите *r* в Каратау преобладают глины, а в Джилгоу — известняки. Мощность ее почти не меняется. Свита *s* в обоих разрезах сложена известняками. Мощность их в Джилгоу около 150 м, т. е. почти вдвое больше, чем в Каратау.

В отложениях сенона фауны мало, разделение их на свиты произведено в основном по литологическим признакам.

Датский ярус (d)

Свита *u*. 25. Гипсы с частыми прослоями красных глин в нижней части и значительно менее частыми прослоями в верхней части. Примерная мощность 100—110 м.

Выше залегают известняки бухарского яруса.

Обнажения датского яруса в Джилгоу располагаются на недоступных склонах. Поэтому состав и мощность их записаны примерно. Не исключена возможность большого искажения мощности. При сравнении разрезов датского яруса Джилгоу и Каратау намечается явное сходство в их строении. В обоих разрезах в основании свиты залегают терриген-

ные осадки, выше которых располагаются мощные гипсы. Мощность отложений датского яруса Джилгоу метров на 50 меньше, чем в Каратау, что отчасти, возможно, объясняется неточностью определения мощности свиты *u*.

Рассмотрение ряда разрезов верхнемеловых отложений позволило разделить их по ряду признаков на свиты. Такое разделение очень важно, так как оно дает возможность проводить надежные границы между ярусами, а также суммировать сборы фауны из различных пунктов Таджикской депрессии.

Детальный анализ фауны осадков верхнего мела был сделан Б. А. Борнеманом (1940). Поэтому здесь остановимся лишь на некоторых новых данных. К таким данным следует отнести находку аммонита *Placenticerus* sp. в свите *j*. Этот род по указанию А. Д. Архангельского (1916), возник в альбе и получил широкое распространение в верхнем меле. В СССР он в альбе не обнаружен, поэтому его присутствие в свите *j* может рассматриваться как дополнительное указание на сеноманский возраст отложений. Новой является также находка морских ежей в свите *k*, где собраны *Salenia pentagonalis* Schmidt, *Echinobrissus angustior* Gauthier, *Hemiasler* cf. *chauveneti* Peron et Gauthier. Третий вид характерен для сеномана Алжира, а второй для альба и сеномана. Обращают на себя внимание аммониты рода *Placenticerus*, найденные в свите *l*. Они, по заключению Н. П. Луппова, имеют лопастную линию, позволяющую говорить о сеноманском возрасте вмещающих отложений.

Выяснение закономерностей распределения фауны в отложениях турона, дало возможность наметить подразделение их на нижний и верхний турон. Было установлено, что к свите *m* приурочены *Mammites rusticus* Sow., *M. nodosoides* Schloth., *Fagesia* cf. *peroni* Perg., *Inoceramus labiatus* Schloth., *Metoicoceras whitei* Hyatt, *M. gibbosum* Hyatt, *Placenticerus pseudoplacenta* Hyatt. Эти формы в комплексе характерны для самых нижних горизонтов нижнего турона. К свите *n* принадлежат *Placenticerus kharesmense* Lah. и аммониты родов *Vasoceras* и *Thomasites*, также характерные для нижнего турона. Таким образом, свиты *m* и *n* можно выделить в нижний подъярус турона.

В свите *o* найдены *Placenticerus* cf. *kysylkumense* Arkh. и *P.* cf. *placenta* De Kay. Оба вида определены неточно, но, они, несомненно, моложе нижнего турона (А. Д. Архангельский, 1916) и включающие их отложения по совокупности стратиграфических и палеонтологических данных должны быть отнесены к верхнему турону. Встречающиеся здесь морские ежи характерны для отложений турона (Шмидт и Симаков, 1953).

Отложения, соответствующие свите *p*, относились ранее Б. А. Борнеманом (1940) к турону. Новые сборы фауны позволяют считать их сенонскими. В них встречены *Inoceramus frechi* Andert., *Placenticerus placenta* De Kay, *P.* cf. *ingens* Koenen. Все эти виды характерны для сенона. Однако комплекс морских ежей в совокупности указывает больше на туронский возраст. По-видимому, свита *p* относится к низам сенона, т. е. к коньякскому ярусу. Такой вывод подтверждается присутствием в этой свите нижнесенонских видов *Inoceramus frechi* Andert и *Placenticerus* cf. *ingens* Koenen.

В свитах *q*, *r* и *s* содержатся пелециподы сенонского возраста. Некоторое уточнение вносят рудисты. На границе свит *r* и *s* обнаружена *Gyropleura russiensis* Orb., которая, по сообщению В. П. Ренгартена,

была описана из мукронатовых слоев Симбирска. Эта форма, следовательно, дает некоторое основание считать, что в отложениях верхнего мела Таджикской депрессии имеется кампанский ярус. В свите *s* найдены *Inoceramus lobatus* Münst., *Gyropleura cipliana* Ruckh. var. *gaurdakensis* Renng. (var. n.), *Biradiolites* cf. *lameracensis* Toucas, *Praeradiolites* ex gr. *cylindraceus* Des Moul., *Radiolites subangeoides* Toucas. Эти формы в комплексе характеризуют кампан и маастрихт.

В свите *t* обнаружена *Rachiosoma krimica* Weber, описанная Г. Ф. Вебер из датских отложений Крыма, что дает некоторое основание относить эту свиту к датскому ярусу. К последнему относится также и палеонтологически немая свита *u*. Взаимоотношение свит *t* и *u* не везде выяснено. На территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта свита *t* древнее свиты *u*, в восточных же районах Таджикской депрессии, где морских отложений датского яруса нет, возможно, свита *u* включает в себя и свиту *t*. В данном случае эти свиты, может быть, следует рассматривать не в качестве стратиграфических горизонтов, а как фации датского яруса.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Разрезы мела Заалайского хребта и Памира несколько отличаются друг от друга.

В строении Заалайского хребта меловые отложения играют весьма существенную роль, слагая почти нацело его северный склон и приосевую часть. Однако в пределы Таджикистана входят сравнительно небольшие площади этого хребта, сложенные меловыми отложениями: его западное окончание, небольшие участки центральной части и узкие полосы к востоку от пер. Кызыларт.

На Памире меловые отложения имеют незначительное распространение, встречаясь обычно в виде сравнительно узких полос, оборванных тектоническими разрывами. Вырисовывается три области, где развиты эти отложения: Язгулемский хребет на Западном Памире, бассейн р. Танымас — на Центральном Памире, бассейны рр. Акбайтал, Кокуйбельсу и Пшарт и район озер Рангуль и Шоркуль — на Восточном Памире; кроме того, узкий клин меловых отложений встречен на западном окончании гребня Зоуташ.

Нижний мел

На протяжении всего Заалайского хребта нижний мел представлен мощной толщей красноцветных пород. В области западного окончания хребта, в верхней части северного склона, наблюдается наиболее полный разрез нижнемеловых отложений. Здесь они стратиграфически согласно налегают на породы сорбулакской свиты, возраст которой, по С. К. Овчинникову, определяется предположительно как юрский. Нижнемеловые отложения связаны с породами сорбулакской свиты постепенным переходом. В рассматриваемой части хребта нижний мел, по данным С. К. Овчинникова, представлен мощной, около 800 м, толщей красных тонко- и среднезернистых песчаников с прослоями красных глинистых сланцев и редкими маломощными прослоями гравийных конгломератов. В верхних горизонтах толщи появляются пласты серых крупнозернистых песчаников. В большинстве своем песчаники очень крепко сцементированы, местами рассланцованы, пронизаны сетью тонких трещин, выполненных жильным кварцем. Возможно, что нижние горизонты толщи принадлежат юре.

Охарактеризованный тип отложений нижнего мела выделен С. К. Овчинниковым под названием заалайского. Севернее встречены нижнемеловые породы несколько иного облика, сходные с одновозрастными отложениями Алайского хребта. Они залегают на размытой поверхности различных палеозойских пород и имеют сравнительно небольшую мощность — 280 м (рис. 37). В основании толщи выделяется горизонт слаб сцементированных красных конгломератов мощностью в несколько десятков метров. Выше толща сложена неравномерно чередующимися рыхлыми красными и светло-серыми песчаниками без признаков гидротермальных изменений и рассланцевания. В самых верхних горизонтах встречена пачка доломитов мощностью в 40 м, которая по простиранию замещается светло-серыми песчаниками. Этот второй тип отложений нижнего мела был выделен С. К. Овчинниковым под названием алайского.

Памир

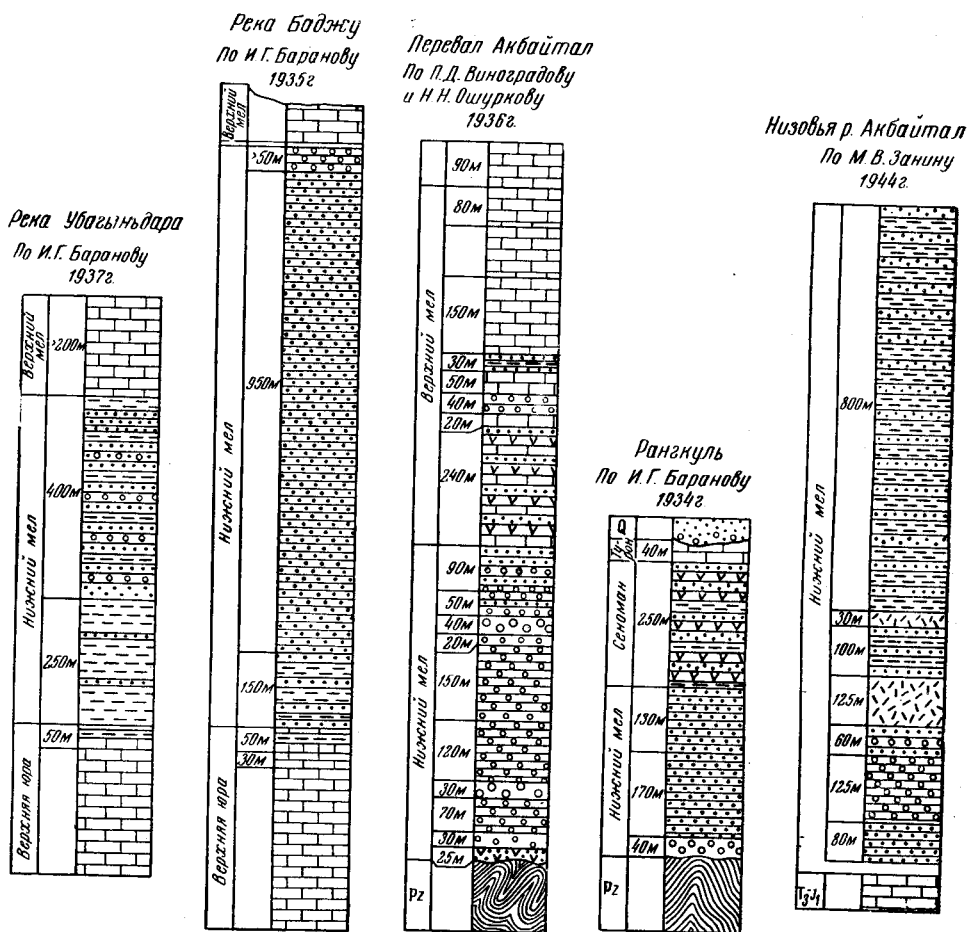


Рис. 37. Сводные стратиграфические разрезы ме
1—конгломераты; 2—песчаники; 3—глины и глинистые сланцы;

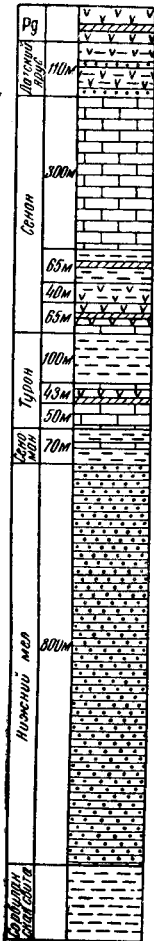
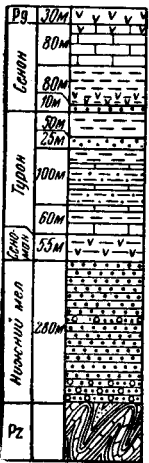
В центральной части Заалайского хребта нижние горизонты нижнего мела неизвестны, так как нигде не обнажаются подстилающие породы. Однако вскрытая часть толщи, по данным Б. А. Борнемана и С. К. Овчинникова (1936), имеет значительную мощность в 700—800 м. Она весьма однообразна по своему составу и сложена красноцветными тонко- и среднелзернистыми песчаниками и глинистыми сланцами, среди которых встречаются маломощные прослои конгломератов с глинистой галькой.

В восточной части Заалайского хребта на территории Таджикской республики меловые отложения изучены слабо, поэтому для их харак-

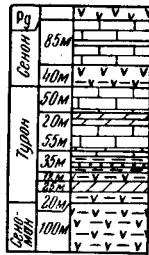
Заалайский хребет

Река Тарава
(Заалайский тип разреза)
По С.К. Овчинникову
1937г.

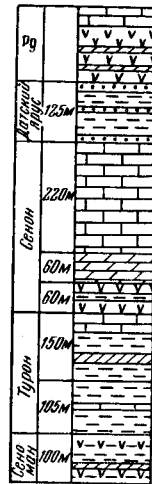
Подножье
северного склона
западной части
Заалайского хребта
(Алайский тип
разреза)
По С.К. Овчинникову
1937г.



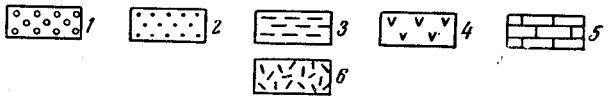
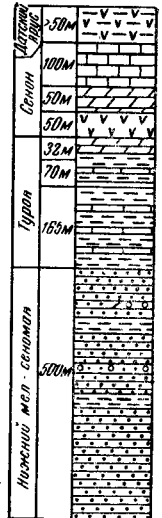
Река Сбие
По С.К. Овчинникову
1937г.



**Центральная часть
Заалайского хребта**
По Б.А. Борнеману
1940г.



**Памирский
тракт**
По В.П. Ренгардену
1932г.



ловых отложений Юго-Восточного Таджикистана
4—гилсы; 5—известняки; 6—порфиры, спилиты, мандельштейны

теристики приведем разрез, составленный на территории Киргизии, по Памирскому тракту, куда по простиранию уходят все толщи, слагающие восточную часть хребта. На правобережье р. Кызыларт по опрокинутому крылу антиклинальной складки В. П. Ренгартен (1934) составил следующий разрез:

«1. Свита твердых слоистых красных песчаников	100 м
2. Чередование твердых и мягких темно-красных песчаников	40 „
3. Массивные светло-красные песчаники, отчетливо выделяющиеся в виде гривки	20 „
4. Чередование твердых и мягких слоев красных песчаников, твердые песчаники преобладают	120 „
5. Мощная свита красных довольно мягких песчаников с редкими более твердыми прослоями	200 „
6. Слой серого известняка	0,5 „
7. Темно-серый мергелистый сланец	3 „»

Слои 6—7 В. П. Ренгартен относил к сеноману. Общая мощность нижнего мела в данном разрезе 480 м.

По левобережью р. Кызыларт В. П. Ренгартен указывает на присутствие в красноцветной толще незначительного количества линз и прослоев полимиктовых, местами косослоистых песчаников и конгломератов. Последние нигде не достигают большого развития, мощность пластов не превышает 2—3 м, галька кварцевая, хорошо окатанная, некрупная. В верхней части толщи отмечается появление горизонтов глин и гипсов мощностью от 8 до 16 м. Возможно, что верхние горизонты красноцветной толщи будут относиться уже к сеноману.

Сопоставление разрезов (см. рис. 37) западной, центральной и восточной частей Заалайского хребта показывает в общем однотипный характер отложений нижнего мела во всей этой области. Всюду — это красноцветная толща песчано-глинистых отложений континентального происхождения, довольно мощная, литологически однообразная с преобладанием тонкозернистых пород (песчаники, глинистые сланцы) и спорадическими прослоями более грубообломочного материала — мелкогалечных конгломератов из хорошо окатанной кварцевой гальки и полимиктовых песчаников. Как указывалось выше, нижнемеловые отложения алайского типа отличаются меньшей мощностью и более грубообломочным характером слагающего материала.

На Западном Памире нижнемеловыми отложениями сложены отдельные полосы синклиналичного строения по южному и северному склонам Язгулемского хребта. Для южного склона характерен следующий разрез, составленный И. Г. Барановым и В. С. Глазуновым (1937) в окрестностях пер. Кумачдара.

Верхняя юра	
1. Массивные известняки. Мощность несколько сотен метров	30 м
2. Толстослоистые и слоистые темные известняки	30 „
3. Тонкослоистые темно-серые известняки, переслаивающиеся с фиолетовыми и зелеными глинистыми сланцами	50 „
Нижний мел	
4. Красные и фиолетовые мелкозернистые песчаники с тонкими прослоями фиолетовых и зеленых глинистых сланцев	150 „
5. Мощная свита толстослоистых и слоистых крупнозернистых и среднезернистых красноцветных песчаников	более 400 „

Выше по разрезу следуют красные и красно-бурые конгломераты из хорошо окатанной гальки, главным образом известняковой; они слагают скалистый пребень, недоступный для исследования. По данным И. Г. Баранова (1937), общая мощность нижнего мела на южном склоне

Язгулемского хребта достигает 1200—1500 м. Нижнемеловая толща здесь отчетливо налегает на породы верхней юры¹.

На северном склоне Язгулемского хребта характер нижнемеловых отложений такой же, как и на южном, но мощность значительно меньше (650—700 м). Так же, как и на южном склоне переход от верхней юры к нижнему мелу согласный и постепенный. В водораздельной части хребта в верховьях р. Убагынь И. Г. Барановым (1937) был составлен следующий разрез:

1. Фиолетовые, реже зеленые серицитизированные глинистые сланцы с редкими и маломощными (20—30 см) прослоями фиолетовых мелкозернистых железистых, местами известковистых песчаников	250—260 м
2. Красно-бурые и фиолетовые грубозернистые песчаники с редкими прослоями различно окрашенных сланцев. Изредка прослой мелкогалечных конгломератов	400 „
3. Рудистовые известняки верхнего мела.	

В обоих приведенных разрезах наблюдается увеличение крупности зерна в верхней части нижнемеловой толщи. Уменьшение мощности на северном склоне, возможно, обусловлено размывом.

На Центральном Памире в тех немногочисленных местах, где нижнемеловые отложения не имеют тектонических контактов с подстилающими породами, отмечается налегание их с базальным конгломератом в основании на все более древние породы, в том числе и на верхнеюрские (Чуенко, 1933). Таким образом, для отдельных районов этой части Памира устанавливается перерыв между верхней юрой и нижним мелом.

К нижнемеловым отложениям бассейна р. Танымас, согласно К. Н. Паффенгольцу и М. И. Шабалкину (1936), условно относится толща красноцветных песчаников и сланцев, подстилающая верхнемеловые рудистовые известняки. Их исследования показали, что между указанными двумя толщами существует постепенный переход, следовательно, верхняя часть красноцветного комплекса может относиться уже к нижним горизонтам верхнего мела. О составе меловых отложений можно судить по разрезу, составленному К. Н. Паффенголцем и М. И. Шабалкиным (1936) в верховьях р. Чабаранг, где в ядре антиклинальной складки, сложенной верхнемеловыми известняками, вскрыты (сверху вниз):

а) белые и серовато-желтые песчаные сланцы, иногда с включением мелкой гальки известняка; мощность	40 м
б) красноцветные известково-песчаные сланцы, переслаивающиеся с светло-серыми известковистыми сланцами и прослоями конгломерата из гальки светлых известняков; мощность	20 „
в) фиолетово-красные, шелковистые известково-песчаные сланцы; мощность более	150 „

Кроме того, этими исследователями к нижнему мелу отнесена туфовая толща мощностью не менее 100 м, встречающаяся в виде тектонически изолированных выходов в левом борту долины р. Танымас, у устья р. Джамандара и в верховьях р. Чабаранг.

Вулканогенные породы условно нижнемелового возраста установлены М. И. Шабалкиным и А. Н. Майоровым (1938) в бассейне рр. Хаврэдара и Башурдара. Здесь вулканогенная толща сложена красно-фиолетовыми альбитизированными плагиоклазовыми порфиритами и эффузивными альбитофирами, перемежающимися с туфами и туфогенными песчаниками. Мощность вулканогенной толщи достигает 1200 м.

¹ Вопрос о точной границе мела и юры нельзя считать здесь выясненным. Возможно, что часть красноцветной толщи относится к юре. — *Прим. ред.*

В окрестностях пер. Акбайтал П. Д. Виноградовым и Н. Н. Ошурковым выделена мощная толща красноцветных пород, отнесенная в основной своей части к нижнему мелу. Эта толща залегает с угловым несогласием на различных горизонтах более древних отложений и на мощном комплексе верхнеюрских известняков. Так как последние только внизу содержат фауну келловей, то нельзя точно определить возраст базальных горизонтов красноцветной толщи и возможно, что они относятся к самым верхам юры. Верхняя возрастная граница рассматриваемой толщи также условна, так как первые находки остатков фауны верхнего мела приурочены к верхним горизонтам и характеризуют сенон. Наиболее полный разрез красноцветной толщи Акбайтальского района был составлен П. Д. Виноградовым и Н. Н. Ошурковым к северу от перевала Акбайтал, в правом борту сая Туюксу:

1. Белые тонкослоистые песчаные гипсы, залегающие в виде крупных линз на размытой поверхности метаморфических палеозойских пород	25 м
2. Буро-красные конгломераты из хорошо окатанной гальки, преимущественно кварца, известняков и метаморфических сланцев. Редкие линзы песчаников	30 "
3. Малиново-красные конгломераты с редкими линзами бурых грубозернистых песчаников	70 "
4. Серовато-бурые крупногалечные конгломераты с галькой до 40 см в диаметре	30 "
5. Красные мелкогалечные конгломераты	120 "
6. Красные мелкогалечные конгломераты, в которых песчанистый цемент существенно преобладает над галькой	150 "
7. Красные конгломераты с прослоями красных грубозернистых песчаников	20 "
8. Красные крупногалечные конгломераты (галька до 30 см в диаметре) с прослоями песчаников	40 "
9. Красные мелкогалечные конгломераты с прослоями песчаников	50 "
10. Красные грубозернистые песчанники с прослоями мелкогалечных конгломератов в нижней части пачки	90 "

Общая мощность красноцветной толщи в данном разрезе составляет 625 м. Состав толщи не выдерживается: конгломераты замещаются песчанниками и глинистыми сланцами. Весьма характерно появление в верхней части толщи пачек гипса мощностью до 100 м, перекрываемых песчанниками с углистыми остатками и мягкими тонкослоистыми глинистыми сланцами. Возможно, что эти горизонты относятся уже к сеноману.

На Восточном Памире, к северу от оз. Ранкуль, И. Г. Барановым (1935) описан следующий разрез нижнемеловых отложений:

1. Базальные мелкогалечные конгломераты из хорошо окатанной, преимущественно кварцевой гальки, сцементированной песчано-глинистым и железистым цементом	35—40 м
2. Красноцветные грубозернистые толстослоистые песчанники	170 "
3. Красноцветные средне- и мелкозернистые тонколитчатые песчанники	130 "
4. Гипсоносная толща (вероятно, сеноман)	250 "

Общая мощность нижнего мела 336—340 м.

К югу от оз. Ранкуль нижнемеловые отложения имеют мощность около 300 м, содержат растительные остатки и, по данным П. Д. Виноградова и Н. Н. Ошуркова (1938 г.), характеризуются следующим составом (снизу вверх):

1. Массивные и грубослоистые конгломераты из гальки кварца, кварцитов, кремнистых пород, известняков и метаморфических сланцев.
2. Чередование грубослоистых песчанников и песчано-глинистых сланцев. Толща связана с нижележащими конгломератами постепенным переходом.

3. Чередование различно окрашенных песчаников и песчано-глинистых сланцев. Встречаются отдельные прослои конгломератов, прослои и линзы гипсов. В песчаниках собраны растительные остатки, определенные В. Д. Принадой: *Nilssonia* sp. ex gr. *N. orientalis* Нг., *Sphenobaiera* sp. ex gr. *Sph. longifolia* Ром., *Podozamites* cf. *latifolius* Нг. и лист, напоминающий *Noeggerathiopsis* sp. По указанию В. Д. Принады, эти остатки с несомненностью устанавливают только мезозойский возраст включающих отложений, не позволяя, однако, определить его более точно.

Сравнение приведенных разрезов показывает большое сходство нижнемеловых отложений, развитых к югу и к северу от оз. Ранкуль. От них существенно отличаются нижнемеловые отложения, развитые в низовьях р. Акбайтал, выше устья р. Пшарт и по долине этой последней, так как здесь в нижнемеловой красноцветной толще появляются

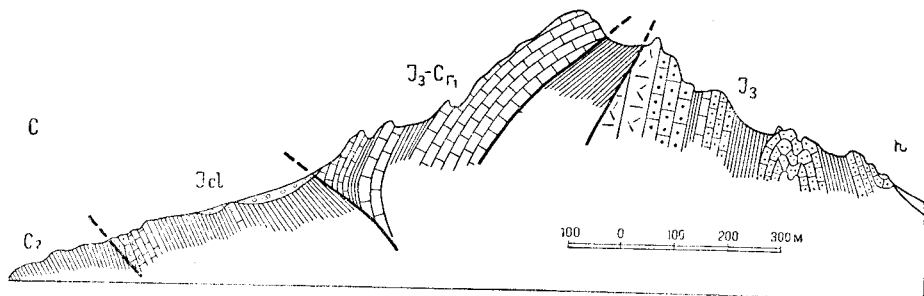


Рис. 38. Разрез валанжина на гребне Зоуташ. Составил П. Д. Виноградов

пластовые залежи порфиритов, спилитов и мандельштейнов. На правобережье р. Акбайтал нижнемеловая красноцветная толща слагает крупную синклиналиную складку, опрокинутую к северу. Здесь М. В. Заниным был составлен следующий разрез нижнемеловых пород (снизу вверх):

1. По тектоническому разрыву с известняками верхнего триаса—нижней юры контактируют серо-зеленые песчаники	80 м
2. Крупногалечные конгломераты из плохо окатанной, преимущественно известняковой гальки, размером до 0,5 м в диаметре	125 „
3. Песчаники, переслаивающиеся с конгломератами	60 „
4. Зеленые порфириты, спилиты и мандельштейны	125 „
5. Кирпично-красные песчаники с прослоями глинистых сланцев	100 „
6. Темно-зеленые порфириты	30 „
7. Песчаники, переслаивающиеся с кирпично-красными глинистыми сланцами	более 800 „

Общая мощность нижнемеловых отложений в данном разрезе достигает 1320 м. На левобережье р. Акбайтал В. А. Николаевым (1933) и Г. А. Дуткевичем (1935) были также отмечены две мощные (до 250—300 м) пластовые залежи порфиритов, спилитов и мандельштейнов среди красноцветной толщи нижнего мела, общая мощность которой составляет там 1225—1275 м.

Морские отложения нижнего мела известны только в одном районе — к югу от г. Мургаб, на западной оконечности гребня Зоуташ, где они слагают самые верхние горизонты известнякового, в основном верхнеюрского комплекса пород и относятся к валанжину. Условия залегания отложений валанжина и состав их характеризуются приведенным ниже разрезом через западное окончание гребня Зоуташ (рис. 38). В этом разрезе к верхам титона и к валанжину П. Д. Виноградовым от-

несена пачка карбонатных пород, слагающая крыло антиклинальной складки, оборванное с двух сторон надвигами. Разрез по направлению к ядру следующий:

1. Темно-серые, грубослоистые, детритусовые известняки с обломками грубобристых устриц и с кремнистыми включениями	40 м
2. Мергельные сланцы	10 „
3. Светло-серые грубослоистые известняки с большим количеством кремнистых включений	30 „
4. Мергельные сланцы, полускрытые осыпью	40 „
5. Серые отчетливо слоистые детритусовые известняки с кремнистыми включениями; содержат в большом количестве фораминиферы, спикулы губок, обломки Crinoidea. Найдены плохой сохранности аммониты, определенные П. Д. Виноградовым: <i>Spiticeras</i> cf. <i>spitiensis</i> Uhlig, <i>S. (Negreliceras)</i> aff. <i>negreli</i> Math., <i>Haploceras</i> sp. (cf. <i>dieneri</i> Uhl.), <i>H.</i> sp. ind.	120 „

По-видимому, из осыпи этого горизонта в 1932 г. Д. В. Наливкиным, В. П. Ренгартеном и А. П. Марковским была собрана фауна аммонитов, среди которой Н. С. Кулжинской-Воронец (1935) были определены следующие формы, типичные для берриасовой зоны валанжина: *Spiticeras subducale* Djan., *S.* sp. ex gr., *S. theodosi* Ret., *S. (Negreliceras)* cf. *paranegreli* Djan., *S. (Negreliceras) negreli* Math. Общая мощность отложений валанжина колеблется от 140 до 250 м, очень возможно, однако, что сюда входят и самые верхи титона.

Сопоставление разрезов нижнемеловых отложений Памира приведено в табл. 9.

Фактические данные по нижнемеловым отложениям Заалайского хребта и Памира позволяют сделать следующие выводы. Морские отложения нижнего мела установлены только в юго-восточной части Памира, следовательно, только там было в нижнемеловое время море, да и то лишь в самом начале периода. Это море являлось непосредственным продолжением во времени верхнеюрского, о чем свидетельствует совершенно согласный и постепенный переход известняков верхней юры в известняки валанжина. К северу и к западу от указанной области на обширнейшей территории Памира и Заалайского хребта существовала суша, на отдельных участках которой отлагались красноцветные континентальные осадки, кое-где замещавшиеся отложениями лагун — различными мергельными сланцами и гипсами. Такие лагуны существовали, вероятно, в районе современного перевала Акбайтал, на что указывает присутствие здесь крупных линз гипса в основании нижнемелового разреза.

Следует отметить значительные фациальные изменения внутри комплекса красноцветных отложений нижнего мела. Эти изменения обусловлены, вероятно, тем, что основная часть Юго-Восточного Таджикистана в нижнемеловое время представляла собой сушу со значительно расчлененным рельефом, и, как следствие этого, на ней существовали местные области сноса и накопления осадков. При сопоставлении разрезов нижнего мела Заалайского хребта и Памира отчетливо выявляется увеличение грубообломочного материала (конгломератов) на Центральном и Восточном Памире. Именно для этих частей Памира характерно было существование местных областей размыва — гор — и межгорных долин, где происходило отложение осадков. В то же время можно предполагать существование на западе, на месте современного Язгулемского хребта, пониженной области, где юрское море отступало медленно и накапливались сравнительно тонкозернистые нижнемеловые осадки, вероятно, дельтового типа.

Мощность нижнемеловой красноцветной толщи Памира колеблется от 400—600 до 1200—1500 м. Это связано с различными причинами: срезанием отдельных частей толщи тектоническими разрывами, размывом пород, предшествующим отложению морских верхнемеловых осадков и, наконец, различными первоначальными условиями накопления самих континентальных осадков — отложением в межгорных впадинах вблизи от интенсивно разрушающихся поднятий, появлением вулканогенных масс и т. д.

В Заалайском хребте отложения нижнего мела выдержаны по составу на всем протяжении хребта и в подавляющем большинстве являются тонкозернистыми. Последнее свидетельствует о том, что материал отлагался на значительном расстоянии от области размыва. Вулканогенные породы в нижнемеловых отложениях Заалайского хребта неизвестны, на Памире они установлены только в двух местах, что указывает на локальное проявление вулканизма в нижнемеловое время.

В заключение надо подчеркнуть условность возрастных границ рассматриваемого красноцветного комплекса отложений, так как нигде в них не найдены остатки фауны или достаточно хорошо определяемые руководящие остатки флоры. Имеющиеся материалы и косвенные стратиграфические соображения позволяют утверждать, что основная часть красноцветного комплекса относится к нижнему мелу, так как подстилается он верхнеюрскими, а покрывается верхнемеловыми отложениями. Но недостаточная фаунистическая охарактеризованность верхних горизонтов верхней юры и нижних горизонтов верхнего мела не позволяют установить точно, где проходят в разрезе границы нижнего мела и вполне вероятно, что красноцветная толща в ряде районов содержит в нижней части отложения титона, а в верхней — сеномана.

Верхний мел

Верхнемеловые отложения Заалайского хребта и Памира представлены как морскими, так и лагунными осадками. На протяжении всего Заалайского хребта строение верхнего мела примерно одинаковое, и для его характеристики можно привести два основных разреза, наиболее близко расположенных к территории Таджикистана. Один из них составлен в области западного окончания Заалайского хребта по р. Свие С. К. Овчинниковым.

Сеноман.	
1. Красноцветная толща гипсов и глин, к которой приурочены выходы соляных источников	100 м
Турон.	
2. Переслаивание глинистых гипсов, мергелей, известняков, песчаников, сланцев. В основании пласт известняка с <i>Gryphaea (Fatina) costei</i> Соф., <i>Lima</i> sp.	90 „
3. Серые известняки с пачкой (20 м) мергелей, содержащих <i>Pecten virgatus</i> Nils., <i>Gryphaea</i> cf. <i>biauriculata</i> Lam., <i>Exogyra</i> cf. <i>columba</i> Lam.	125 „
Сенон.	
4. Белые гипсы с пластом красной глины в основании	40 „
5. Серые известняки с мелкими пелециподами	85 „
6. Белые гипсы	10 „
Общая мощность 450 м.	

В восточной части хребта, относящейся к Таджикистану, изучен разрез в верховьях р. Маркансу. Здесь по правому борту долины

Сопоставление разрезов меловых отложений Памира

Возраст толщ		Западный Памир			Центральный Памир	
		Район пер. Кумачдара И. Г. Баранов и В. С. Глазунов, 1937 г.	Верховья р. Вану Н. К. Морозенко, 1937 г.	Река Убагынь И. Г. Баранов, 1937 г.	Язгулемский хребет (сводный разрез) П. П. Чуенко, 1938 г.	Бассейн р. Танымас К. Н. Паффенгольц и М. И. Шабалкин, 1936 г.
Верхний мел	Сенон	Известняки с рудистами, 200 м		Массивные известняки с рудистами и слоистые известняки, 200 м	Массивные светлые известняки с рудистами, 200 м	Массивные светлые известняки с рудистами и тонкослоистые серые известняки, 300—400 м Известняковые конгломераты, серые и красноватые известково-песчаные сланцы и красноватые известняки, 60 м
	Турон	?		?	?	
	Сеноман					
Нижний мел	Чередование грубослоистых и тонкослоистых, крупнозернистых и среднезернистых красноватых песчаников, 400 м Фиолетовые и красноватые мелкозернистые песчаники с редкими прослоями сланцев, 150 м	Красноватые известково-глинистые сланцы с прослоями песчаников и мелкогалечных конгломератов, 700 м	Красно-бурые и фиолетовые, грубозернистые песчаники с прослоями сланцев и мелкогалечных конгломератов, 400 м Фиолетовые глинистые сланцы с редкими прослоями железистых и известковистых песчаников, 260 м	Красноватые песчаники, сланцы и конгломераты, 600 м	Красноватые песчаники, песчаные сланцы, конгломераты, 150 м ?	
Нижний мел— верхняя юра	Чередование тонкослоистых известняков с фиолетовыми и зелеными сланцами, 50 м	Сажистые серые известняки, 50 м				Тонкоплитчатые известняки, 60 м
Подстилающие породы	Массивные известняки J ₂	Массивные известняки J ₂	Известняки и сланцы J ₂	Массивные известняки J ₂	?	

		Восточный Памир					
Возраст толщ	Междуречье Кокуйбельсу—Музкол К. Н. Паффенгольц, 1936 г.	Район пер. Акбайтал П. Д. Виноградов и Н. Н. Ошурков, 1937 г.	Бассейн рр. Западный и Восточный Пшарт А. В. Хабаков, 1933 г.	Долина р. Акбайтал (южн.) М. В. Занин, 1944 г.	Северная часть бас. оз. Ранг-Куль И. Г. Баранов, 1935 г.	Южная часть бас. оз. Ранг-Куль П. Д. Виноградов и Н. Н. Ошурков, 1938 г.	
Верхний мел	Сенон	Серые известняки и желтоватые мергели с <i>Exogyra columba</i> Lam. в нижней части толщи, 80—200 м	Черные битуминозные грубослоистые и тонкослоистые известняки, внизу с прослоями сланцеватых мергелей с <i>Exogyra overwegi</i> Buch., 270 м	Грубослоистые известняки с рудистами		Серые и розоватые известняки с <i>Vascoceras</i> sp. и <i>Exogyra columba</i> Lam., 40 м Гипсы, красноцветные глинисто-железистые песчаники, линзы каменной соли, 250 м	
	Турон		Зеленовато-серые известняки, песчаники, глинистые сланцы с <i>Plicatula</i> sp., <i>Pinna</i> sp., <i>Exogyra</i> sp. В средней части пачка (40 м) красноцветных конгломератов, 290 м	Зеленовато-серые мергели с <i>Inoceramus</i> sp., <i>Exogyra</i> sp., известняки и известняковые конгломераты			
	Сеноман		Белые гипсы, песчаные известняки и песчаники, 240 м	Красноцветные конгломераты и песчаники с прослоями известняков и гипсов			
Нижний мел	Красноцветные конгломераты с пачками и линзами грубозернистых песчаников, 500 м	Красноцветные песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов. В основании пачка (40 м) крупногалечных конгломератов, 180 м Красные мелкогалечные конгломераты с различным количеством цемента, 290 м Грубогалечные и мелкогалечные конгломераты с линзами песчаников. В основании местами линзы гипсов, 130—155 м	Красноцветные конгломераты и песчаники	Песчаники и кирпично-красные глинистые сланцы, 800 м Темно-зеленые порфириты, 30 м Красноцветные песчаники с прослоями глинистых сланцев, 100 м Порфириты, спилиты, мандельштейны, 125 м Чередование песчаников и конгломератов, 60 м Крупногалечные конгломераты, 125 м Песчаники, 80 м	Красноцветные средние и мелкозернистые тонкоплитчатые песчаники, 130 м Красноцветные грубозернистые толстослоистые песчаники, 170 м Красноцветные мелкогалечные конгломераты, 35—40 м	Общая мощность ~300 м Различно окрашенные песчаники и песчано-глинистые сланцы с прослоями и линзами гипсов и конгломератов. В песчаниках много растительных остатков. Грубослоистые песчаники и песчано-глинистые сланцы. Массивные и грубослоистые красноцветные конгломераты	
							Перерыв
Нижний мел—верхняя юра	Перерыв	Перерыв	Перерыв	Перерыв	Перерыв	Перерыв	
Подстилающие породы	Нижнепалеозойские метаморфические сланцы	Нижнепалеозойские метаморфические сланцы	Сланцы верхнего триаса	?	Нижнепалеозойские метаморфические сланцы	?	

В. П. Ренгартемом (1934) был составлен следующий восходящий разрез сенонских отложений, отделенных от палеозоя разрывом (рис. 39).

«1. Серые слоистые песчаники	25 м
2. Гипсы с прослоями красной глины	25 „
3. Серые мягкие мергели с прослоями известняка-ракушняка; собрана обильная фауна: <i>Gastropoda</i> , <i>Exogyra ostracina</i> Lam., <i>Alectryonia dichotoma</i> Waule, <i>Lima</i> sp., <i>Caprotina</i> sp. ex gr. <i>C. marticensis</i> Math., <i>Terebratula</i> sp. Мощностью до	20 „
4. Твердые палевые и сероватые известняки с <i>Exogyra</i> sp., <i>Alectryonia dichotoma</i> Waule, <i>Caprotina</i> sp. ex gr. <i>C. marticensis</i> Math., <i>Serpula</i> sp.	15 „
5. Толстослоистые грубые известняки с редкими <i>Ostrea</i> , раковинным детритусом и флишевой скульптурой	20 „
6. Красные брекчиевидные известняки с детритусом, главным образом из скорлупы <i>Echinoidea</i>	30 „
7. Белые массивные известняки	50 „
8. Красные известняки с детритусом	30 „»

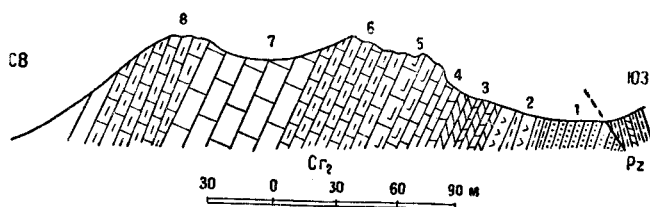


Рис. 39. Разрез сенона в долине р. Маркансу. (Номера на рисунке отвечают номерам горизонтов в тексте)
По В. П. Ренгартену

Общая мощность известняков достигает 165 м. Из горизонтов 3 и 4 Д. В. Наливкиным (Ренгартен, 1934) была собрана более обильная фауна, среди которой следует выделить *Exogyra decussata* Goldf., *E. cf. ostracina* Lam., *E. laciniata* Nils.

Эти формы в совокупности с приведенными при описании разреза достаточно хорошо определяют сенонский возраст включающих отложений.

Для общей характеристики всего верхнемелового разреза восточной части Заалайского хребта в табл. 10 приведен сводный разрез по В. П. Ренгартену.

Б. А. Борнеман и С. К. Овчинников (1936), исследовавшие почти всю полосу мезо-кайнозойских отложений Заалайского хребта, за исключением только самой восточной его части, пришли к выводу о «строго едином плане построения меловых отложений по простиранию» на всем протяжении хребта. Ими составлен следующий сводный разрез:

Сеноман.

1. Свита чередующихся слоев красных, бурых, зеленых и голубоватых гипсоносных глин и мергелей с пластами гипса. К этой свите приурочены линзы каменной соли (месторождение Куказык по р. Алтындара) и выходы соляных источников	0—200 м
Турон.	
2. Свита темных известково-глинистых сланцев, светлых доломитов, доломитизированных известняков и мергелей. Наиболее характерна фауна: <i>Trigonia</i> aff. <i>ferganensis</i> Arkh., <i>Pecten curvatus</i> Gein., <i>Exogyra columba</i> Lam., <i>Baculites baculoides</i> Mant.	70—165 „
3. Свита чередующихся слоев известняков, мягких мергелей и темных глинистых сланцев с фауной пелеципод плохой сохранности	50—170 „
Сенон.	
4. Чистые и глинистые гипсы	20—60 „

5. Серые и зеленоватые мергели и известняки с <i>Hippurites</i> sp., <i>Exogyra</i> cf. <i>ostracina</i> Lam., <i>E. decussata</i> Goldf., <i>E.</i> cf. <i>overwegi</i> Buch, <i>Alectryonia dichotoma</i> Bayle	20—40 м
6. Светло-серые, иногда розоватые известняки с большим количеством рудистов. Найден <i>Inoceramus</i> cf. <i>balticus</i> Böhm.	60—220 „
Датский ярус.	
7. Свита красных песчаных гипсоносных глин и песчаников	0—125 „
Максимальная мощность около 1000 м.	

По предположению Б. А. Борнемана, на востоке свита 7 отсутствует, там на известняках залегают гипсы, выше которых следуют известняки с остатками фауны палеогена.

В 1953 г. С. Н. Симаков для верхнемеловых отложений Заалайского хребта наметил 14 подразделений. Сопоставление этих подразделений со схемами предыдущих исследователей дано в табл. 10.

На Памире верхнемеловые отложения изучены значительно слабее, чем в Заалайском хребте. Они слагают здесь незначительные площади и в большинстве труднодоступны. В Язгулемском хребте верхнемеловые отложения установлены в ядрах синклиналиных складок, где они залегают, по-видимому, на красноцветных породах нижнего мела; характер контакта не изучен вследствие трудной доступности. П. П. Чуенко (1938) и И. Г. Баранов (1937) отмечают в верховьях р. Убагынь присутствие свиты серых, светло-серых и белых мраморизованных известняков с неясными остатками *Hippurites* sp. Мощность ее около 200 м. Подобные же известняки с рудистами были встречены И. Г. Барановым (1937) и в бассейне р. Бартанг, в среднем течении р. Рашдара. Таким образом, пока для области Язгулемского хребта известны только известняки с рудистами, которые по аналогии с Заалайским хребтом, вероятно, следует относить к сенону.

На Центральном Памире, в южной части бассейна р. Танымас, по данным К. Н. Паффенгольда и М. И. Шабалкина (1936), присутствуют верхнемеловые известняки с рудистами мощностью 300—400 м. В истоках р. Чабаранг они залегают на толще серых, белых и желтоватых известково-песчаных сланцев, которая, возможно, также является верхнемеловой.

Таким образом, как в области Язгулемского хребта, так и в бассейне р. Танымас верхний мел выражен преимущественно сенонскими известняками с рудистами.

В районе пер. Акбайтал П. Д. Виноградовым и А. А. Ошурковым была выделена гипсово-известняковая толща, в верхних горизонтах содержащая фауну сенона. Нижние, фаунистически неохарактеризованные слои были отнесены к сеноману и турону. Непосредственного налегания гипсово-известняковой толщи на красноцветные породы нижнего мела не наблюдалось, так как контакты между ними тектонические. Указанными исследователями был промерен целый ряд разрезов верхнемеловой толщи, на основании которых составлен следующий сводный разрез:

1. Чередование белых, чистых и загрязненных гипсов, песчаников, песчаных и доломитизированных известняков	240 м
2. Чередование тонкослоистых зеленовато-серых мергелистых известняков с грубослоистыми серыми плотными известняками. В тонкослоистых известняках найдены <i>Neithea</i> sp., <i>Exogyra</i> sp.	20 „
3. Темно-красные конгломераты преимущественно из известняковой гальки	40 „
4. Серые и светло-желтые тонкослоистые известняки	50 „
5. Чередование серых песчаников с зелеными песчанистыми и глинистыми сланцами	30 „

Сопоставление стратиграфических схем меловых отложений Заалайского хребта

Заалайский хребет (восточная часть) В. П. Ренгартен, 1934 г.		Заалайский хребет Б. А. Борнеман и С. К. Овчинников, 1936 г.		Заалайский хребет Б. А. Борнеман, 1940 г.		Заалайский хребет С. Н. Симаков, 1953 г.		
Верхний сенон ?	Белые сахаровидные гипсы, местами с прослоями красных глин, 30—70 м	Палеоген	Гипсы с прослоями серых глин и мергелистых известняков, 30—150 м	Палеоген	Свита 7*	Палеоген		Толща белых гипсов, иногда с известняками сверху
		Датский ярус	Красные песчанистые глины и песчаники, иногда гипсоносные, 0—125 м	Датский ярус	Свита 6	Датский ярус	Свита <i>u</i>	Красные песчаники и сланцеватые глины с прослоями гипса
Нижний сенон	Доломитизированные известняки и доломиты, замещающиеся в нижней зоне массивными известняками. В нижних слоях <i>Hippurites</i> sp., <i>Inoceramus</i> sp. ex gr. <i>balticus</i> Vöhm., 60—100 м	Сенон	Массивные доломитизированные известняки и доломиты, сверху розоватые с обилием рудистов. Встречен <i>Inoceramus</i> cf. <i>balticus</i> Vöhm., 60—220 м	Сенон	Свита	Сенон	Свита <i>s</i>	Толща доломитизированных известняков с банками рудистов
	Серые мергели и известняки с <i>Exogyra ostracina</i> Lam., <i>E. overwegi</i> Buch, <i>Alectryonia unguolata</i> Schloth., <i>Caprotina marticensis</i> Math., 35—50 м		Серые и зеленоватые мергели и известняки с <i>Exogyra</i> cf. <i>ostracina</i> Lam., <i>E. overwegi</i> Buch, <i>E. decussata</i> Goldf., 30—60 м		Свита 4		Свита <i>r</i>	Мергели с пластами известняков с <i>Exogyra overwegi</i> Buch, <i>E. ostracina</i> Lam., <i>Alectryonia unguolata</i> Schloth. и др.
	Гипсы, в южной зоне с прослоями красных глин и песчаников, 20—50 м		Гипсы, чистые и глинистые, на западе с прослоями известняков, 20—60 м		Свита 3		Свита <i>q</i>	Пестрые глины, песчаники и гипсы
рон	Средняя свита серых мергелей, 32 м	рон	Свита чередующихся слоев известняков, мергелей и темных глинистых сланцев с <i>Lima</i> sp.	рон	Свита 2		Свита <i>p</i>	Мергелистые сланцы или известняки с рудистами
	Лиловая свита, представ-						Переслаивание мергелей,	

Ту	ленная чередующимися пластинами почковатых известняков, мергелей с <i>Lima</i> sp., <i>Spondylus calcaratus</i> Forbes, <i>Nucula</i> sp. и др., 30—70 м	Ту	<i>Spondylus calcaratus</i> Forbes, <i>Nucula</i> sp. и др., 50—160 м	Ту	Свита 1	Турон	Верхний	Свита o_3	глинистых сланцев и известняков с <i>Spondylus calcaratus</i> Forbes, <i>Hemiaster jaksoni</i> Maury и др.	
	Свита o_1		Лагунные отложения: глины, гипсы, песчаники и карбонаты							
Сеноман	Серые мергели и темные известковистые сланцы с прослоями известняков и доломитов с <i>Baculites</i> cf. <i>baculoides</i> Mant., <i>Exogyra columba</i> Lam., <i>Pecten curvatus</i> Gein. и др., 70—165 м	Сеноман	Светлые доломиты и доломитизированные известняки, черные мергели, известняки и темные известковистые сланцы с <i>Baculites baculoides</i> Mant., <i>Exogyra columba</i> Lam., <i>Pecten curvatus</i> Gein. и др., 70—165 м	Сеноман	Свита 1		Сеноман	Нижний	Свита n	Мергели, глинистые сланцы и известняки с <i>Fatina costei</i> Соq., <i>Exogyra turkestanensis</i> Born.
								Свита m	Темные глинистые сланцы с <i>Trigonia darwaseana</i> Rom., <i>Exogyra columba</i> Lam., <i>Baculites</i> sp.	
Нижний мел	Красные глины и гипсы, отсутствующие в южной зоне	Нижний мел—сеноман	Песчанистые и мергелистые глины, гипсы и линзы каменной соли, 0—100 м	Сеноман	Сеноман	Сеноман	Сеноман	Свита l_2	Известняки и мергели с <i>Exogyra</i> cf. <i>conica</i> Sow., <i>Rudistae</i> и др.	
								Свита l_1	Лагунные пестрые гипсоносные отложения	
Нижний мел	Красные песчаники и глинистые сланцы с редкими прослоями конгломератов, 500 м	Нижний мел	Красноцветные песчаники и сланцы с маломощными прослоями мелкогалечных конгломератов, видимая мощность 700 м	Нижний мел	Сеноман	Сеноман	Сеноман	Свита k_2	Серые известняки с пластинами мергелей	
								Свита k_1	Зеленые и красные сланцы с прослоями гипсов	
Сеноман—нижний мел							Свиты $a-j$	Мощная серия красных слоистых и косослоистых песчаников с редкими прослоями и линзами конгломератов		

* Состав свиты 1—7, тот же что и по данным Б. А. Борнемана и С. К. Овчинникова 1936 г.

6. Зеленовато-серые тонкослоистые глинистые известняки с <i>Exogyra</i> sp. ind., <i>Plicatula</i> sp., <i>Pinna</i> sp. ind., иглами морских ежей	150 м
7. Темно-серые, местами черные грубослоистые битуминозные известняки с редкими прослоями сланцеватых мергелей с <i>Pecten</i> sp. ind., <i>Plicatula</i> sp. ind., <i>Exogyra</i> cf. <i>overwegi</i> Buch, <i>E.</i> sp. ind.	100 „
8. Слоистые черные битуминозные известняки с прослоями тонкослоистых мергелистых известняков	80 „
9. Грубослоистые черные битуминозные известняки с кремнистыми включениями с <i>Pecten</i> sp. ind. и <i>Exogyra</i> sp. ind.	90 „

Общая мощность верхнемеловых отложений в Акбайтальском районе достигает 800 м. Из приведенного разреза видно, что стратиграфическое подразделение всей толщи еще не может быть произведено, так как только горизонт 7 содержит остатки фауны, указывающие на сенонский возраст пород. Можно лишь предполагать, что по аналогии с Заалайским хребтом нижняя гипсоносная часть толщи, вероятно, соответствует сеноману и сложена осадками лагун. Вся остальная толща представлена нормальными морскими осадками с остатками бедной морской фауны, которые не позволяют подразделить толщу на ярусы.

К северу от приведенного разреза и к югу от оз. Кара-Куль К. Н. Паффенгольцем (1936) отмечен горизонт известняков и мергелей мощностью в 20 м, залегающий на красноцветной условно нижнемеловой толще и содержащий многочисленные *Exogyra columba* Lam. По-видимому, этот горизонт относится к нижнему турону.

По нижнему течению р. Акбайтал, т. е. к югу от вышеприведенного акбайтальского разреза, согласно данным А. В. Хабакова (1933), верхнемеловые отложения уменьшаются в мощности до 260—280 м и имеют следующее строение. Красноцветная толща нижнего мела совершенно постепенно переходит в известняковую толщу верхнего мела. Выше залегает свита серых известняков со «спирально извитыми рудистами», чередующихся с известняковыми конгломератами. Еще выше залегает пачка зеленовато-серых мергелей с *Inoceramus* sp., *Exogyra* sp., *Alectryonia* sp., а затем — массивные и грубослоистые светло-серые известняки с крупными *Hippurites* sp.

Для более восточного, Ранкульского района разрез верхнего мела был составлен И. Г. Барановым (1935).

Сеноман.

1. На красноцветную толщу песчаников налегает гипсово-глинистая толща, представленная чередованием красноцветных глинисто-железистых песчаников с пластинами гипсов, мощностью в несколько десятков метров. К этой толще приурочены линзы каменной соли, образующие по долине Тузгуны, в 4—5 км к востоку от перевала Шорбель, небольшое месторождение, которое разрабатывается кустарным способом	250 м
Турон.	
2. Серые и розоватые известняки с устричными банками, изобилующими <i>Lima</i> sp., <i>Exogyra columba</i> Lam.	25 „
3. Светло-серые известняки с <i>Lima</i> sp., <i>Exogyra columba</i> Lam. и <i>Vas-coceras</i> sp.	15 „

В этом разрезе толща 1 была отнесена И. Г. Барановым к нижнемеловому красноцветному комплексу. Однако правильнее будет относить ее к сеноману, так как вышележащие отложения содержат остатки туронских аммонитов. Нижняя гипсоносная толща по составу и мощности является полным аналогом гипсоносных отложений, залегающих в основании разреза верхнего мела западной части Заалайского хребта. Верхнемеловой разрез Ранкульского района является далеко не полным, так как туронские отложения представлены только нижним горизонтом мощностью 40 м, а сенонские рудистовые известняки нигде не встречены.

Сопоставляя имеющиеся разрозненные и далеко не полные разрезы верхнемеловых отложений Памира, можно дать следующую весьма краткую и приближенную характеристику ярусам верхнего мела.

К сеноману условно могут быть отнесены на Восточном Памире пестроцветные гипсоносные отложения лагунного типа, завершающие красноцветную континентальную толщу нижнемеловых пород и, возможно, местами верхние горизонты самой этой толщи. Совершенно аналогичные отложения развиты и по Заалайскому хребту. Мощность условно сеноманских отложений 200—250 м. К турону, по-видимому, относятся вышележащие морские отложения, отмеченные в отдельных районах Восточного Памира (Акбайтал, Ранкуль и др.). Туронские отложения представлены преимущественно известняками, мергелями и глинистыми сланцами мощностью до 300 м. Сенонская трансгрессия верхнемелового моря захватила и те области Западного и Центрального Памира, где морские досенонские отложения неизвестны. В это время образовались карбонатные породы, из которых наиболее характерным и выдержанным является горизонт массивных светло-серых и розоватых известняков с большим количеством крупных рудистов. Приурочен этот горизонт к верхней половине сенона. Общая мощность сенона 200—400 м. В районе пер. Акбайтал встречена несколько иная фация сенона, представленная толщей преимущественно черных битуминозных известняков с прослоями мергелей и раковинами сенонских экзогир. Мощность ее около 300 м. Более верхние горизонты меловых отложений, относящиеся к датскому ярусу, на Памире неизвестны.

В настоящее время трудно провести обоснованное сопоставление верхнемеловых разрезов Заалайского хребта и Памира вследствие слабой изученности этих отложений на Памире; намечаются лишь отдельные черты сходства и различия. Весьма сходны между собой отложения верхнего сенона этих областей, представленные массивными известняками с рудистами, и отложения сеномана, образованные как в Заалайском хребте, так и на Восточном Памире лагунными пестроцветными гипсоносными и соленосными породами. Основное различие заключается в отсутствии морских отложений турона и нижнего сенона на Западном Памире, а также отложений, соответствующих датскому ярусу на всем Памире. Анализ приведенного фактического материала показывает, что весь Заалайский хребет в течение позднемелового времени представлял собой область непрерывного накопления осадков, преимущественно морских, тогда как на Памире верхнемеловые осадки накапливались лишь в средней его части.

Заканчивая обзор меловых отложений Юго-Восточного Таджикистана, следует подчеркнуть, что они изучены еще мало как в петрографическом, так и в стратиграфическом отношении; совершенно не изучены их гидрогеологические особенности. Из полезных ископаемых, связанных с меловыми отложениями юго-восточного Таджикистана, известны различные строительные материалы и линзы каменной соли; последние приурочены к условно сеноманской гипсоносной толще и разрабатываются кустарным способом для местных нужд.

ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА

Из мезо-кайнозойских отложений третичные породы имеют в Таджикистане наибольшее распространение и приурочены к депрессиям: Таджикской, Ферганской, Пенджикентской, Магианской и др. Еще со

времени первых исследований, т. е. с конца прошлого столетия, третичные отложения на описываемой территории подразделялись на два комплекса: 1) морских осадков пестрого литологического состава и 2) континентальных красноцветных образований. Возрастные границы этих комплексов до сих пор еще точно не установлены и не являются однозначными для всех районов Таджикистана.

Изучение третичных отложений на территории юго-востока Средней Азии началось раньше всего в области Ферганской депрессии, расположенной непосредственно к северу от Таджикистана и частично включающей Исфаринский и Уратьюбинский районы Таджикской ССР. Третичные отложения в Фергане были впервые выделены Г. Д. Романовским (1890) в особый ферганский ярус, который он ошибочно относил к меловой системе. Впоследствии работами И. В. Мушкетова в 1891 г. и Д. В. Соколова в 1909 г. был установлен палеогеновый возраст этих отложений.

На территории Таджикской депрессии третичные отложения впервые были изучены в 1913 г. С. Н. Михайловским, а затем Н. А. Кудрявцевым (1932), А. Р. Бурачком (1939), П. К. Чихачевым (1931, 1941), О. С. Вяловым (1936) и многими другими.

В последние годы тематическим изучением третичных отложений Таджикистана занимались П. К. Чихачев (1947, 1953), В. И. Солун (1950—1953), Н. И. Черняк (1950), К. В. Бабков (1950—1952), Л. В. Миронова (1952) и др.

Морские палеогеновые отложения и связанные с ними лагунно-морские отложения в пределах Таджикистана представлены породами от бухарского до сумсарского яруса включительно. Пространственное распространение этих отложений, их петрографический состав, мощности и фациальные особенности не одинаковы на всей территории. В некоторых областях (большая часть Центрального Таджикистана, окраины Таджикской депрессии и др.) морскими осадками сложены ярусы только от бухарского до туркестанского, а уже в риштанское время наступил континентальный режим. На Памире морские отложения третичного возраста совершенно отсутствуют.

Бухарский ярус в Таджикистане почти повсеместно представлен карбонатными и гипсоносными породами: светлыми известняками, нередко пористыми или кавернозными доломитизированными доломитами, гипсами и в верхней части разреза — мергелями. Только в северных предгорьях Туркестанского хребта (бассейн р. Исфары) основную часть бухарского яруса составляют терригенные породы: глины и песчаники; известняки появляются лишь в кровле. Остатки морской фауны из этих отложений представлены различными пелециподами и гастроподами (*Corbula*, *Modiola*, *Cardita*, *Pholadomya*, *Zerithium* и т. д.), свидетельствующими о палеогеновом возрасте отложений. По последним данным Л. В. Мироновой (1952), изучавшей комплекс фауны из Таджикской депрессии, возраст бухарских пород тенетский. Наибольшая мощность пород бухарского яруса приурочена к центральному району Юго-Западного Таджикистана и составляет от 156 до 260 м. Значительно меньшую мощность имеют отложения бухарского яруса в Центральном Таджикистане (18—63 м); только в смежной с Юго-Западным Таджикистаном зоне (южный склон Гиссарского хребта) она возрастает местами до 115 м. Совершенно незначительную мощность, порядка десяти метров, имеют отложения бухарского яруса в Северном Таджикистане (Кураминский хребет).

Сузакский ярус по всему Таджикистану представлен серыми и серо-зелеными глинами с редкими прослоями мергелей, местами с прослоями горючих сланцев и всюду с обильной и разнообразной фауной фораминифер и пеллеципод, из которых наиболее типичны для данного яруса: *Ostrea hemiglobosa* Rom., *Gryphaea camelus* Вигаэ., *G. gigantica* Sol. и *Gryphaeostrea eversa* Mellev. По возрасту отложения сузакского яруса соответствуют ипрскому ярусу Западной Европы.

Максимальной мощности отложения сузакского яруса достигают в западной части Таджикской депрессии — 140 м, к северу и к востоку она уменьшается до 50—20—10 м.

Алайский ярус на территории Таджикистана имеет довольно пестрый состав, что обусловило выделение только в пределах Таджикской депрессии трех различных типов разрезов (Черняк, 1950). В центральных районах Таджикской депрессии алайский ярус характеризуется трехчленным строением:

- 1) светло-серые известняки,
- 2) пестроцветные глины, гипсы и известняки,
- 3) зеленовато-серые глины и известняки.

Общая мощность колеблется от 100 до 200 м.

По восточной окраине депрессии (Дарваз) мощность алайского яруса сокращается до нескольких метров; породы здесь представлены глинами, местами красноцветными, и песчаниками. В северо-западных районах депрессии и в Центральном Таджикистане алайский ярус имеет мощность от 20 до 60 м и выражен преимущественно известняками, плотными, оолитовыми и ракушняковыми, с подчиненными прослоями мергелей и глин. В Северном Таджикистане (Кураминский хребет) в основании яруса появляются белые кварцевые пески, и только выше залегают глины и известняки; мощность их не превышает 40 м.

Для алайского яруса Таджикистана характерны устрицы группы *Ostrea strictiplicata* Raul. et Delb., представленные *O. turkestanensis* Rom. и ее вариантами: *O. turkestanensis* Rom. var. *alaica* Vial., *O. turkestanensis* Rom. var. *borgalensis* Vial., *O. turkestanensis* Rom. var. *calvata* Vial. и др.

Туркестанский ярус повсеместно в Таджикистане сложен зеленовато-серыми глинами с тонкими и редкими прослоями мергелей и песчаников и с характерными устрицами *Liostrea kokanensis* Sok., *Fatina esterhazyi* Pav., *F. böhmi* Vial. и др. Максимальная мощность его в центральных районах Таджикской депрессии 100 м, в окраинных частях депрессии и в Центральном Таджикистане она уменьшается до 60—45 м.

Риштанский ярус в пределах Таджикистана выражен различными фациальными комплексами. В Северном Таджикистане к нему относятся белые и желтоватые мергели с *Platygena asiatica* Rom. и мелкогалечные конгломераты; общая мощность их не превышает 20 м. В северных предгорьях Туркестанского хребта, в бассейне р. Исфары, отложения риштанского яруса представлены типичными для него буровато-зелеными глинами с многочисленными *Platygena asiatica* Rom. В остальной части Центрального Таджикистана морские отложения риштанского яруса неизвестны; по-видимому, ему здесь соответствуют нижние горизонты кирпично-красной свиты.

В области южного склона Гиссарского хребта на основании фаунистических находок 1950—1952 гг. (К. В. Бабков, С. Н. Симakov,

В. И. Солун) к риштанскому ярусу можно отнести часть глин, ранее отнесенную, по О. С. Вялову, только к туркестанскому ярусу.

В центральных районах Таджикской депрессии риштанский ярус представлен преимущественно красноцветными глинами, а также гипсами и песчаниками; максимальная мощность его 125 м. В краевых частях депрессии мощность риштанских пород резко сокращается и местами они неотделимы от вышележащей красноцветной серии.

Исфаринский, ханабадский и сумсарский ярусы выражены морскими, преимущественно глинистыми осадками с морской фауной только в северных предгорьях Туркестанского хребта (бассейн р. Исфары), в центральных районах Таджикской депрессии и, возможно, по южному склону Гиссарского хребта. В остальных областях Таджикистана третичные отложения, соответствующие этим ярусам, входят в состав красноцветной толщи континентальных образований.

В указанных районах развития морских отложений исфаринский ярус представлен зелеными и красными глинами с остатками костей рыб и *Ostrea plicata* Sol., ханабадский — ярко-зелеными и малиновыми глинами с *Ostrea tianschanensis* Rom. и с другими пелециподами; сумсарский — малиновыми глинами с прослоями песчаников с *Ostrea pigmea* Vial. и *Gryphaea sewerzovi* Rom. В центральных районах Таджикской депрессии выше малиновых глин залегает пачка коричневатосерых известковистых и песчаных глин с мелкими пелециподами и гастроподами. Эта пачка, по новым данным П. К. Чихачева и В. И. Солуна, принадлежит сумсарскому ярусу.

Континентальные третичные отложения. Началу установления в Таджикистане континентального режима повсюду соответствует отложение пород так называемой кирпично-красной свиты. Эта свита была впервые выделена П. К. Чихачевым в 1929 г. в области Таджикской депрессии как соответствующая первому этапу геологического развития этой области в континентальных условиях второй половины третичного времени.

Нижние горизонты этой свиты не разновозрастны по всей территории Таджикистана. Остатки фауны или флоры в ней нигде не найдены, и возраст ее трактуется различными исследователями по-разному. Большинство исследователей относит ее к верхнему олигоцену и миоцену; на сводных геологических картах она обозначается обычно символом $Pg_3 + N_1$ и параллелизуется с массагетским ярусом стратиграфической схемы О. С. Вялова.

Характерной особенностью кирпично-красной свиты является однообразие ее состава и строения на всей территории Таджикистана и в сопредельных с ним областях. Всюду она сложена сравнительно мелкозернистым терригенным материалом: кирпично-красными песчаниками и песчанстыми глинами. Мощность ее сильно колеблется: от 300—500 м на севере Центрального Таджикистана до 1500—2000 м в Таджикской депрессии. Однотипный характер кирпично-красной свиты в самых различных районах Таджикистана обусловлен единообразием палеогеографических условий, в которых она формировалась. Отложение пород этой свиты происходило, по-видимому, в условиях жаркого климата, на плоской суше, только что поднявшейся из-под уровня моря. Терригенный материал приносился издалека, медленно текущими реками. Присутствующие в некоторых районах конгломератовые прослои приурочены к зонам, прилегающим к областям поднятий.

Более молодые континентальные третичные отложения характеризуются значительным разнообразием как по составу, так и по фаціаль-

ным особенностям. По возрасту они относятся к неогену и соответствуют бактрийскому ярусу стратиграфической схемы О. С. Вялова. Верхняя возрастная граница их в ряде районов (северные предгорья Туркестанского хребта, юго-восточные районы Таджикской депрессии и др.) пока точно не установлена.

Неогеновые отложения Центрального Таджикистана обычно представлены различными, преимущественно красноцветными конгломератами с подчиненными прослоями грубозернистых песчаников; общая мощность их 250—500 м. Только в предгорьях южного склона Гиссарского хребта мощность этих отложений резко возрастает, превышая местами 3000 м. Но здесь они тяготеют уже к другому району, к Таджикской депрессии.

В пределах Юго-Западного Таджикистана, по данным А. Р. Бурачека, среди неогеновых отложений бактрийского яруса выделяется три различных типа, приуроченных в своем распространении к определенным областям: 1) дарвазский тип, приуроченный к Придарвазской области (Яхсуйской впадине), 2) гиссарский тип — к Пригиссарской области (Гиссаро-Денаусская впадина) и 3) бабатагский тип — к центральной части Таджикской депрессии.

В Придарвазской области неогеновые отложения являются наиболее мощными (более 5000 м) и представлены рядом свит, отделенных друг от друга угловыми несогласиями. Последние связаны с проявлением различных фаз альпийских складкообразовательных движений. Все четыре свиты неогеновых отложений Придарвазской области — хингоуская, тавильдаринская, каранакская и полизакская — образовались в депрессии, непосредственно примыкающей к области преобладающего поднятия, к Дарвазу. Они представляют собой отложения предгорного шлейфа и представлены различными конгломератами, песчаниками и глинами. Окраска пород в нижних свитах — буровато-красная, вверх по разрезу она светлеет и постепенно красные тона сменяются розоватыми и серыми. Породы самой верхней, полизакской свиты окрашены исключительно в серые и зеленоватые тона. Такое изменение окраски соответствует постепенному изменению климатических условий в сторону похолодания. Вверх по разрезу степень цементации пород постепенно уменьшается, а размер обломков увеличивается.

В северных районах Таджикской депрессии развит гиссарский тип неогеновых отложений, отличающийся от дарвазского несколько меньшей мощностью, более однородным составом, меньшим количеством угловых несогласий внутри толщи. Нижние горизонты представлены преимущественно красноцветными конгломератами, переслаивающимися с песчаниками и глинами, а верхние — конгломератами, в которых преобладают гальки изверженных пород. Отложения гиссарского типа еще мало изучены, и параллелизация их с неогеновыми свитами Придарвазской области пока еще не может быть проведена.

Бабатагский тип неогеновых отложений распространен в центральных районах Таджикской депрессии и отличается от двух описанных выше типов осадков меньшей мощностью, однородным составом и строением, отсутствием резких угловых несогласий и местным составом обломочного материала. Последний поступал только с поднятий внутри самой Таджикской депрессии, сложенной исключительно мезо-кайнозойскими породами.

На территории Юго-Восточного Таджикистана континентальные третичные отложения имеют незначительное распространение, изучены мало

и представлены, так же как и в остальных регионах Таджикистана, мощной толщей преимущественно красноцветных песчаников и конгломератов. При этом в области Заалайского хребта они залегают на отложениях морского палеогена, а на остальной территории — на самых различных горизонтах мезозойских и палеозойских пород. Третичный возраст рассматриваемых отложений обычно определяется по нахождению в них гальки известняков с верхнемеловыми рудистами.

Интересной особенностью третичных отложений Южного Памира является присутствие среди них ископаемых морен — тиллитов, которые были впервые обнаружены С. И. Клунниковым. Это свидетельствует о том, что в третичное время Южный Памир был уже высоко поднят и захвачен оледенением.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ТАДЖИКИСТАНА

В пределах территории Северного Таджикистана, в Кураминском хребте и горах Моголтау третичные отложения имеют очень ограниченное распространение и представлены главным образом осадками морского палеогена. Эти отложения изучались С. Ф. Машковцевым (1929, 1935), Б. Н. Наследовым (1935б, 1937а), Н. П. Васильковским (1935), Н. Ф. Безобразовой, Н. Е. Минаковой, В. И. Солуном, Е. Д. Карповой и А. П. Недзвецким.

Одно из лучших обнажений морского палеогена находится на южном склоне Кураминского хребта, непосредственно к востоку от сел. Шайдан. Здесь, по данным Н. П. Васильковского (1935), дополненным В. И. Солуном, согласно на меловых отложениях залегают (снизу вверх):

Бухарский ярус.	
1. Известняки белые, местами загипсованные с фауной <i>Corbula</i> sp., <i>Modiola</i> sp. и др.	8—10,0 м
Сузакский ярус.	
2. Глины зеленоватые и листоватые, иногда с ржавыми пятнами. В нижней части с кварцевыми стяжениями.	17—30,0 "
3. Мергель желтоватый и белый с халцедоновыми и кварцевыми стяжениями и с большим количеством раковин устриц, замещенных халцедоном. В. И. Солун здесь нашел устрицы, весьма напоминающие <i>Ostrea bellovacina</i> Lam. var. <i>trincleri</i> Böhm.	5,0 "
Алайский ярус.	
4. Песок кварцевый, белый, в верхней части с прослоями известковистой глины	14,0 "
5. Мергелистые глины желтовато-зеленые, с 1,5-метровым пластом гипса в средней части	12,0 "
6. Известняки с <i>Turkostrea turkestanensis</i> (отвечают горизонту I Ферганы по К. П. Калицкому)	15,0 "
Туркестанский ярус.	
7. Глины зеленые с <i>Gryphaea romanovskyi</i> Böhm.	12,0 "
8. Известняки (горизонта <i>m</i> , по К. П. Калицкому)	8,0 "

Вдоль южного подножья Кара-Мазара, в районе рудника Кансай, по оврагу Карабулак и у сел. Токмак сводный разрез палеогена представляется в следующем виде.

На красноцветных меловых отложениях здесь залегают (снизу вверх):

Бухарский ярус (?).

1. Песчаник зеленоватый, переходящий в белые мергели и известняки с ядрами <i>Corbula</i> sp., <i>Astarte</i> sp.	1,2 м
---	-------

Сузакский ярус.

2. Песчаники кварцево-сланцевые, светло-серые в нижней части с прослоями глин и пластов белой трепеловидной породы (7 м), а в верхней — со стяжениями кварца и халцедона

36,6 м

Алайский ярус.

3. Песчаники желтовато- и зеленовато-серые с прослоями белых мергелей и мелкогалечных кварцевых конгломератов с плохо сохранившимися ядрами *Ostrea* sp., *Panopaea* sp., с зубами и небными пластинками акул

24,0 „

4. Известняки с прослоями устричника с *Ostrea strictiplicata* Raul. et Delb. и ядрами других пластинчатожаберных и с члениками *Decapoda*

до 10—12 „

Туркестанский ярус.

5. Глины зеленые с прослоями мергелей с *Gryphaea romanovskyi* Bohm., а в верхней части с *G. esterhasyi* Pav. В верхней части мергели белые, иногда известняки

12—20 „

Риштанский ярус.

6. Мергели белые и желтоватые с тонкостенными *Ostrea (Platyligena?) asiatica* Rom. (горизонт обнажается только по оврагу Карабулак)

3—5 „

7. Конгломераты мелкогалечные и кварцевые песчаники с неясной фауной гастропод и пластинчатожаберных

10,0 „

Выше залегают красные известковистые глины, кверху переходящие в песчаники и конгломераты.

Аналогичный разрез наблюдается по северному подножью Моголтау, где в основании палеогена лежит желтоватый известняк с *Corbula angulata* Lam. и *C. biangulata* Desh. Выше следуют серые кварцевые песчаники и конгломераты с плоскими плохо сохранившимися устрицами, кверху переслаивающиеся с белыми мергелями и загипсованными глинами. В мергелях встречаются отпечатки и ядра гастропод и мелких пластинчатожаберных. Эти отложения мощностью около 25—30 м относятся, вероятно, к сузакскому и частью к алайскому ярусам. Еще выше идут известняки алайского яруса с *Ostrea strictiplicata* Raul. et Delb. (12—13 м). Затем идет туркестанский ярус, представленный глинами с *Gryphaea romanovskyi* Bohm. (21,0 м) и белыми известняками вверх (5,25 м).

Мало чем отличается и разрез палеогена у сел. Кара-Мазар; здесь в его основании отсутствуют известняки с корбулидами. Нижняя часть свиты у Кара-Мазара представлена зеленоватыми и серыми песчаниками, переслаивающимися с глинами и мергелями. Встречаются в изобилии стяжения кварца и халцедона, глины же загипсованы, причем наблюдаются два пласта чистого гипса в 3 и 5 м мощности. Эти отложения, относящиеся к сузакскому и к низам алайского ярусов, имеют общую мощность около 50 м. Выше следуют известняки алайского яруса с *Turkostrea turkestanensis* (14,4 м), глины с *Gryphaea romanovskyi* Bohm. и в верхах с *Fatina* (15,8 м), известняки с *Fatina* (14,6 м). На известняках сохранились высыпки мелкогалечного кварцевого конгломерата. Аналогичный разрез описан на водоразделе рр. Карамазарсай и Уткемсу, где палеогеновые отложения сохранились в виде останцов на плоской поверхности плато Тавак.

Северо-западнее С. Ф. Машковцевым был отмечен небольшой выход известняков алайского яруса, сохранившийся на водоразделе Кураминского хребта у пер. Шайтдаван и указывающий на распространение палеогенового морского бассейна в области современного водораздельного гребня этого хребта.

Палеогеновые отложения развиты также и на северо-западном склоне хребта, в Умбетинской котловине, отделяющей от Кураминского

хребта гряды Калканата. Отличие разреза палеогена заключается в отсутствии палеонтологически охарактеризованных бухарского и сузакского ярусов и налегании непосредственно на туркестанский ярус неогеновой континентальной красноцветной толщи.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Третичные отложения Северо-Восточного Таджикистана (западная часть Ферганской котловины) подразделяются на две части: нижнюю — морскую и верхнюю — континентальную. Нижняя часть толщи палео-

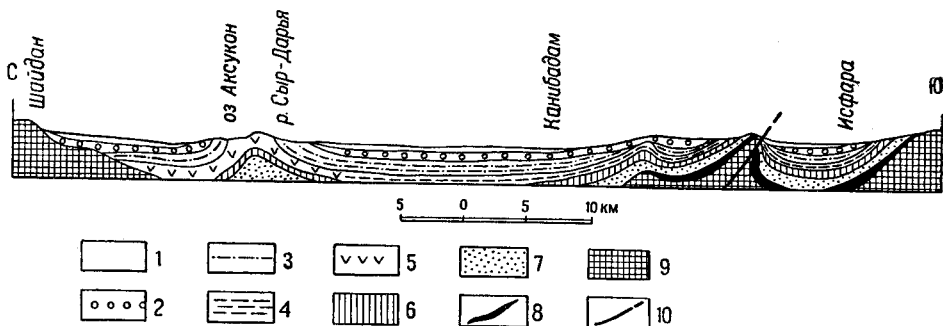


Рис. 40. Геологический разрез по линии Шайдан—Исфара. Составил П. К. Чихачев
 1—современные наносы; 2—адмирные конгломераты (Q_1); 3—бактрийская серия (N_2); 4—красноцветные глины и песчаники массагетской серии (Pg_2+N_1); 5—гипсоносные и соленосные осадки массагетской серии (Pg_2+N_1); 6—морские палеогеновые отложения (Pg); 7—меловые отложения (Cr); 8—триас-юрские отложения ($T+J$); 9—палеозойские отложения; 10—линии разрывов

геновая, континентальные же отложения в низах, возможно, относятся тоже к палеогену (верхнему олигоцену), но основная их часть является неогеновой, а самые верхи, вероятно, уже имеют четвертичный возраст.

Морской палеоген обнажается только в южной части Северо-Восточного Таджикистана — в передовых грядях Туркестанского хребта, где он обычно территориально связан с меловой толщей (рис. 40). Характеристика морских палеогеновых отложений будет дана при описании третичных отложений Центрального Таджикистана, здесь же мы остановимся на характеристике только континентальных третичных (неогеновых) отложений.

Неогеновые отложения распространены в Северо-Восточном Таджикистане как в южной его части, так и в северной, где они слагают гряду, протягивающуюся почти на 100 км в восток-северо-восточном направлении, разделяющуюся глубокими понижениями на отдельные возвышенности (на левом берегу Сыр-Дарьи — горы Дигмай, Ислисар, — на правом берегу — Акчоп, Акбель, Супетау, холмы Кызылджар, бугры Кемпырдуван, Бахмалтобе и др.).

Первые исследователи Ферганы среди континентальных третичных отложений выделяли две толщи: нижнюю красноцветную, которой одни (К. П. Калицкий) приписывали олигоценовый возраст, а другие (В. Н. Вебер) миоценовый, и верхнюю песчано-конгломератовую, верхние горизонты которой рассматривались уже как четвертичные образования. В 1935 г. О. С. Вялов красноцветную толщу отнес к выделенному им массагетскому ярусу, а верхнюю — к бактрийскому. Геологи-нефтяники (Ф. Л. Чернышев, К. И. Зубов и др.) разделяли массагетскую

серию на две свиты: нижнюю кирпично-красную и верхнюю бледно-розовую. Бактрийскую серию О. С. Вялов (1936) подразделил, так же как и В. Н. Вебер, на песчано-глинистую свиту, которой он предложил название тогайской, и преимущественно конгломератовую — андижанскую.

Первое подробное описание и расчленение на свиты отложений, слагающих систему гряд Акчоп—Супетау, дала О. Ф. Нейман-Пермякова (1929), а затем в несколько видоизмененном виде — И. В. Пуаре (1931). Позднее Н. П. Васильковский (1935), положив в основу схему О. Ф. Нейман-Пермяковой, разработал новую схему расчленения верхнетретичных отложений описываемого района.

Верхнетретичные отложения Северо-Восточного Таджикистана изучались Ф. Л. Чернышевым, В. И. Поповым, В. Е. Грибом, В. И. Солуном, В. И. Верховым, В. П. Тихоновым, Б. А. Петрушевским, П. К. Чихачевым и др. Работы этих исследователей позволили значительно уточнить литологические и структурно-фациальные особенности отложений не только в горах Акчоп—Супетау, но и во всей Фергане. В результате Б. А. Петрушевским и П. К. Чихачевым была разработана новая, единая для всей Ферганской впадины схема расчленения послепалеогеновых осадков (см. табл. 11).

Весь комплекс дислоцированных верхнетретичных континентальных отложений в новой схеме разделяется также на две серии осадков: массагетскую (миоцен) и бактрийскую (плиоцен). Схема Б. А. Петрушевского и П. К. Чихачева принята нами при характеристике третичных отложений Северо-Восточного Таджикистана.

Массагетская серия

В передовых грядах Туркестанского хребта согласно на морских палеогеновых отложениях залегают кирпично-красные известковистые глины, часто соленосные и загипсованные. Подчиненное значение имеют песчаники и мелкогалечные кварцевые конгломераты. Эти осадки связаны постепенными переходами с малиновыми глинами сумсарских слоев палеогена (средний олигоцен), от которых они отличаются менее яркой окраской и отсутствием фауны. Происхождение свиты скорее всего континентальное, может быть в значительной мере озерное. В верхних горизонтах серия заметно обогащается песчаниками и конгломератами, окраска отложений постепенно светлеет. Это дало основание разделить массагетскую серию на кирпично-красную свиту (нижнюю) и бледно-розовую (верхнюю).

Существенно иной характер имеют осадки, залегающие в основании обнажающегося в горах Акчоп—Супетау разреза и сопоставляемые с массагетской серией юга Ферганы. Это осадки так называемых соленосной и гипсоносной свит.

Соленосная свита (свита A_1 схемы Н. П. Васильковского) выступает в ядре антиклиналей, почему подстилающие ее слои неизвестны. В ней выделяются следующие горизонты (снизу вверх):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Темно-серые и зеленоватые гипсоносные глины с прослоями гипса и реже соли | 150—200 м |
| 2. Красно-бурые, реже зеленовато-серые соленосные и загипсованные глины с тонкими прослоями гипса и мощными (до 50 м) пластинами каменной соли | 300—350 „ |
| 3. Кирпично-красные, сероватые и желтовато-зеленые загипсованные, часто песчаные глины, местами с пластинами гипса и каменной соли | до 190 „ |

С поверхности в обнажениях породы имеют зеленовато-серый цвет с бурыми и малиновыми полосами. Последние местами преобладают (Кызылджар). Белые выцветы и корки солей придают выходам белесый оттенок. Пласты чрезвычайно нарушены. Простираение их изменчиво на близких расстояниях, благодаря мелкой измятости и гофрировке слоев. Пласты, прослой и линзы каменной соли обычно залегают среди глины и гипса. Нередко, однако, они представляют собой соляные штоки. Выходы их образуют куполовидные холмы, округленные, сглаженные гряды и покрыты с поверхности толстой и плотной коркой вторичной соли. Такая же соль развита и на соленосных глинах, лишенных пластов каменной соли; образуется она вследствие испарения соленых вод, поступающих из глин на поверхность. Поэтому в ряде случаев трудно решить, — имеем ли мы дело с пластами каменной соли или только с засоленными глинами.

Пласты каменной соли обычно загрязнены, так же как и пласты гипса. Ангидрит обнаруживается в редких случаях (при снятии делювиального покрова) в виде гнезд и прослоев в глинах.

Соленосная свита широко развита в гряде Кызылджар, протягиваясь отсюда на юго-запад — на северный склон Акбель, где она залегает в ядре сложной, разорванной и опрокинутой на север антиклинали. Несомненно, соленосная свита должна сопоставляться с кирпично-красной свитой юга Ферганы.

Гипсоносная свита (свита A_2 схемы Н. П. Васильковского) хорошо обнажена, обладает большей мощностью и стойкостью по отношению к выветриванию и развеванию по сравнению с другими отложениями. Ею в основном сложены осевые части гор Супетау, Акбель и Акчоп, тогда как более молодые отложения слагают только подножья этих гор.

Нижние горизонты свиты представлены преимущественно зелеными и желтовато-зелеными глинами и глинистыми сланцами, переслаивающимися с пластами и тонкими прослоями гипса, который иногда преобладает. Глины обычно засолены и изредка содержат линзы каменной соли. Местами наблюдаются прослой желтоватых плотных мергелей и мергелистых известняков, очень редко встречаются прослой битуминозных песчаников (при ударе пахнут). Эта часть свиты, по данным Н. П. Васильковского, обволакивает ядро Акбель-Кызылджарской антиклинали и залегает в ядре Супетауской антиклинали. По Бардынкульскому ущелью мощность ее достигает 600—700 м.

Верхние горизонты представлены коричневатыми, буроватыми и желтовато-серыми сланцеватыми глинами, часто песчанистыми, мергелистыми, переслаивающимися с глинистыми, тонкозернистыми, часто битуминозными песчаниками и гипсом, выступающими обычно в виде параллельных гривок. Различная окраска пород и выступающие гривки придают обнажениям характерный полосчатый вид. В Супетау в глинах иногда встречаются растительные остатки плохой сохранности. Большинство горизонтов глин содержит рассеянную поваренную и глауберову соль. Песчаники верхней части свиты обычно мелкозернистые, буровато-серые и зеленовато-серые, часто загипсованы. В составе их крупнозернистых разностей Н. П. Васильковский наблюдал включения аркозового гравия (продукты разрушения изверженных пород Кураминского хребта) и включения серого известняка и сланцев, широко развитых в Туркестанском и Алайском хребтах.

Гипс залегает в виде тончайших пластин в тонкосланцеватых глинах и песчаниках. Более крупные прослои и отдельные слои достигают 2 м мощности. Гипс плотный, нередко загрязнен. В песчаниках обычна диагональная слоистость и рябь на плоскостях напластования. Иногда гипс встречается в глинах в виде включений и гнезд. Ангидрит и каменная соль в гипсоносной свите встречаются редко в виде линз и прослоек. В верхней части свиты присутствует и тенардит, обычно загрязненный, в виде редких гнезд и прослоек в 10—70 см мощности.

Общая мощность гипсоносной свиты определяется Н. П. Васильковским в 1800—2000 м. Наблюдается уменьшение мощности с юга на север, связанное, вероятно, с приближением к окраине бассейна. В гипсоносной свите нередко встречаются прослои несоленосных серых мергелистых глин, содержащих пресноводные остракоды, указывающие на периодическое опреснение бассейна. Из остракод (из сборов Ф. Л. Чернышева, Калининнефть) М. П. Грамм определил *Cyclocypris* cf. *cinerea* Brady (близкая к *C. similis* L k l s., известной в верхнем олигоцене и нижнем миоцене), *Cytheridea toposa littoralis* Brady, *Cypria* (?) sp., *Limnocytherea* aff. *luculenta* Liv. (?), *Candona* sp. Основываясь на этих определениях, Ф. Л. Чернышев считает, что возраст данного комплекса фауны верхний олигоцен — средний миоцен. Однако с некоторым приближением он определяет возраст гипсоносной свиты как нижний и средний миоцен. Соглашаясь с этим мнением, Н. П. Васильковский относит гипсоносную свиту к миоцену, сопоставляя ее с массагетскими осадками, а соленосную свиту он сопоставляет с малиновыми глинами сумсарских слоев, возраст которых определяется как средний олигоцен.

Гипсоносная и бледно-розовая свиты перекрываются свитой В₁ (по схеме Н. П. Васильковского) или тонкослоистой свитой (по схеме Б. А. Петрушевского и П. К. Чихачева), содержащей в основном плиоценовую фауну.

Гипсоносная свита, по мнению всех исследователей, очень близка соленосной, некоторые даже считали возможным объединять их в одну свиту. Это сходство подчеркивает и Н. П. Васильковский, давая им одно и то же буквенное обозначение. Различия этих свит, кроме изменения состава химических осадков, сводятся к некоторому укрупнению материала в гипсоносной свите (большая песчанность глин, больше прослоек песчаника) и отсутствию в ней крупных прослоек соли. Это находится в полном соответствии с фациальными изменениями, наблюдающимися в бледно-розовой свите по отношению к кирпично-красной свите, что, по всей вероятности, связано с общими изменениями физико-географической обстановки на границе палеогена и неогена на территории Средней Азии. Связывать накопление соленосной и гипсоносной свит с палеогеновым морем, образывавшим, согласно Н. П. Васильковскому, в Западной Фергане нечто вроде залива Кара-Богаз-Гол, нельзя также и потому, что состав солей в соленосной свите говорит не о морском их происхождении. К тому же трудно себе представить, чтобы море могло питать водой бассейн после своего ухода, а без этого не могла накопиться мощная толща химических осадков.

Нам кажется правильнее предположить существование бассейна озерного типа, располагавшегося на месте уже отступившего далеко на запад палеогенового моря. В этом бассейне в условиях жаркого климата, установившегося в миоцене по всей Средней Азии, происходило интенсивное испарение и в связи с этим накопление химических осадков. Вода в это засоленное озеро поступала частично с окружающих его поднятий,

но главным образом из обширного пресноводного водоема, располагавшегося в то время на более высоком гипсометрическом уровне в центральной и восточной частях Ферганской впадины. Водосборный бассейн этого водоема был достаточно велик, чтобы снабжать озеро необходимым количеством воды для накопления мощных толщ химических осадков. В пресноводном бассейне в это время накапливались красноцветные осадки массагетской серии (кирпично-красной и бледно-розовой свит). Погрубение осадков в бледно-розовой и гипсоносной свитах было вызвано усилением поднятия обрамления Ферганской впадины, а в связи с этим и большим поступлением воды. Отчасти с большим притоком воды, отчасти с общим изменением климата связано изменение состава химических осадков: вместо соли начал накапливаться гипс, для отложения которого требовалась меньшая температура и меньшая концентрация рассола, чем для отложения соли. Эти же причины вызвали изменение в окраске осадков, накапливавшихся в пресноводном бассейне Восточной и Центральной Ферганы.

Бактрийская серия

В начале плиоцена на территории Средней Азии отмечается усиление поднятий областей сноса и их расширение. В плиоцене местные области сноса, игравшие до сих пор незначительную роль, приобретают важное значение. Дифференцированные тектонические движения наложили резкий отпечаток на характер накапливавшихся в это время осадков; ими обусловлена частая смена осадков различного литологического состава как по вертикали, так и в горизонтальном направлении. Общее погрубение осадков указывает на то, что области сноса в это время поднимались более энергично. Климат во время накопления бактрийской серии изменился в сторону значительного увлажнения. Красные тона в окраске пород сменяются серыми, бурыми и палевыми. Отложение гипса прекращается.

Изучение разрезов бактрийской серии в различных частях Ферганской впадины, в частности в горах Акчоп—Супетау, позволило выявить характерные структурно-фациальные особенности отдельных толщ, слагающих разрез неогеновых отложений, выдерживающихся по всей Фергане. Бактрийская серия в Ферганской впадине делится на три свиты: тонкослоистую, толстослоистую и переходную.

Тонкослоистая свита (свита В₁—бурая—по схеме Н. П. Васильковского). Характерной особенностью этой свиты, залегающей согласно и с постепенными переходами на бледно-розовую или гипсоносную свиту массагетской серии, является следующее. Вдали от областей сноса она выражена переслаиванием сравнительно маломощных пластов песчаника и глин (в западной Фергане также и маломощных пластов известняка), а вблизи областей сноса — чередованием песчаников, часто гравийных, конгломератов и глин. Общий тон окраски не характерен; в одних местах осадки имеют буроватую, в других розовато-бурую, в третьих — серую окраску. Литологический состав также изменчив. Переход от гипсоносной свиты к тонкослоистой совершается настолько быстро, что граница между ними является вполне отчетливой.

Среди глин описываемой свиты встречаются зеленые и зеленовато-серые разности, однако преобладают глины красно-бурые и розовые с зе-

леными пятнами. Часто наблюдаются песчанистые глины и мергели с переходами в глинистые песчаники. Засоленность в глинах отмечается редко. Песчаники представлены двумя типами: 1) мелкозернистыми, сланцеватыми или тонкослоистыми красноватого цвета, мергелистыми и глинистыми, тонкопереслаивающимися с мергелями; 2) массивно-слоистыми, образующими пласты среди глин и мергелей в несколько метров мощности (до 10—20 м). Эти песчаники равномернозернистые, рыхлые, со слабым известковистым или гипсовым цементом. Н. П. Васильковский указывает на наличие в них сильно сцементированных участков. Иногда наблюдается омеднение. Песчаники обычно имеют зеленоватую, иногда буроватую окраску. Многие слои песчаника битуминозные (песчаники при ударе издают запах).

Нередко в составе свиты встречается гравий, а иногда линзы брекчии (из пород Кураминского хребта). В некоторых случаях наблюдаются линзы брекчий и конгломератов, состоящие из гальки кварцевых порфиров, гранитов и известняка (в северных крыльях складок). Известняки встречаются в виде тонких пропластков, образующих пачки мощностью от 0,25 до 1,5 м. Окраска их темно-серая, почти черная, реже светло-желтая. Темные разности при ударе молотка издают сильный запах битума, иногда они доломитизированы и записованы. Гипс развит преимущественно в низах свиты, образуя секущие прожилки, реже прослойки из поперечно-шестоватых кристаллов.

Для осадков тонкослоистой свиты характерна фациальная изменчивость. В южных районах преобладают красные и пестрые раскраски; слоистость более правильная, размывы редки, характерны гладкие поверхности напластования со следами ряби. Мощность свиты в северных крыльях складок меньше, чем в южных. Меняется несколько разрез и с востока на запад. Наибольшая мощность свиты у Самгара 1000 м. В Супетау и в Наукате она уменьшается до 700—800 м и на северных склонах Ак-Бель до 400—500 м.

Первые указания на присутствие в тонкослоистой свите органических остатков мы находим у О. Ф. Нейман-Пермяковой (*Limnaeus*, *Planorbis* и плоды *Chara*), затем И. В. Пуаре нашла *Phragmites oeningensis*. Наибольшее количество фауны найдено В. Д. Глазковским у Науката, среди которой Линдгельмом определены: *Planorbis* ex gr. *cornu* Brongn., *P. septugyranus* Ross m., *P. leicistata* Millet, *Limnaeus palustris* Müll., *L. aff. ovata* Drap. В. П. Васильковским найдена *Chara Escheri* Heer (определение М. Ф. Нейбупр).

Из сборов Ф. Л. Чернышева, М. Н. Граммом определены следующие гастроподы и пеллециподы: *Gulnaria* ex gr. *ovata* Drap., *Gulnaria* sp., *Planorbis* sp., *P. marginatus* Drap., *P. aff. collisus* v. Bog., *Coniochilis* (?) *bogatschevi* Lindh., *Limnaeus* (*Gulnaria*) ex gr. *ovata* Lindh., *Planorbis* cf. *cornu* Brongn. var. *mantelli* Dunker, *Limnaeus* sp. и *Anodonta* sp. Из остракод определены: *Limnocytherea* sp., *L. aff. luculenta* Liv. (?), *Iliocypris bradyi* O. Sars., *I. cf. gibba* (Romdohr), *Cytheridea torosa littoralis* Brady, *Cypria* ex gr. *lacustris* O. Sars, *Cypradopsis newtoni* Brady, *Cypria* sp., *Candona* aff. *albicans* Brady, *C. detecta* (O. F. Müll.), *C. angulata* G. W. Müll., *C. cf. fragilis* Hartw., *Darwinula* cf. *dadai* Nehes.

Основываясь на определениях М. Н. Грамма и распространении некоторых из приведенных в списке моллюсков и остракод в третичных отложениях Кавказа и Поволжья, Ф. Л. Чернышев считает, что в нижней части свиты преобладают формы, характерные для верхнего миоцена

и нижнего плиоцена, а в верхней — формы, описанные из нижнего и среднего плиоцена Кавказа и Поволжья.

Несколько противоречат установлению плиоценового возраста определения И. Палибина некоторых форм из сборов Ф. Л. Чернышева: *Chara vespiiformis* Groves, *Ch. helicteres* Grongn., *Ch. medicaginuta* Grongn., хорошо известных в отложениях верхнего олигоцена и нижнего миоцена. Не исключена возможность нахождения их в Фергане в перетолженном состоянии.

Толстослоистая свита (свита B_2 , или палевая по схеме Н. П. Васильковского). Эта свита, представленная переслаивающимися мергелями, глинами и песчаниками, литологически очень сходна с предыдущей и связана с ней постепенными переходами (особенно в южных районах). Характерной особенностью свиты является довольно большая мощность резко отграниченных пластов, сложенных наиболее грубозернистыми фракциями, при значительно меньшей мощности пластов мелкозернистых осадков. Это и придает свите в обнажениях толстослойный характер.

В описываемой свите грубообломочного материала (в разрезах Западной Ферганы преимущественно песчаников) значительно больше, чем в нижележащей свите. В восточном направлении и к районам, расположенным ближе к областям сноса (в грядях Акбель, Акчоп и Супетау на северных склонах), наблюдается погрубение осадков и уменьшение мощности свиты. С изменением состава меняется и окраска.

В толстослойной свите озерная фауна отсутствует. В песчаниках у оз. Аксукоп найдены остатки млекопитающих из отряда хоботных (*Elephas meridionalis* Nesti). Встречается окаменелая древесина. Для песчаников характерна ячеистая поверхность выветривания. В подошве пластов нередко включения обломков подстилающих глин и мергелей. Мощность толстослойной свиты около 400 м. По-видимому, она в основном представляет собой песчано-глинистые части конусов выносов.

Переходная свита (свита C , по схеме Н. П. Васильковского). Эта свита является наиболее непостоянной по литологическому составу. Она еще сохраняет черты, свойственные нижележащей свите, и в то же время приобретает особенности вышележащей свиты, почему ей и присвоено название переходной. В горах Акбель, Акчоп и Супетау этой свите соответствует свита C Н. П. Васильковского. В ней присутствуют слюдяные песчаники, типичные для вышележащей покровной свиты (свита D) и обычно не встречающиеся в нижележащей свите. Вообще для данной свиты характерна меньшая цементация слагающего ее материала (часто рыхлые пески). Характерно также появление суглинков, близких к лёссовидным. В то же время в этой свите встречаются и песчаники, типичные для нижележащих свит. Местами песчаники присутствуют в большом количестве, но, как правило, они быстро переходят в рыхлые пески. Светло-бурые мергели образуют редкие прослои. Песчаники и глины обычно окрашены в пепельно-серые и желтовато-серые тона с яркими пятнами ржавого цвета. Наблюдаются постепенные переходы чистых глин в глинистые песчаники, а последних — в рыхлые пески. Почти всюду встречаются в них тонкие прослойки плотного песчанистого и мергелистого известняка. Наблюдаются линзы галечника и гравия из гальки магматических пород. Вся свита загипсована и засолена. Гипс и поваренная соль находятся в рассеянном состоянии в виде мельчайших кристалликов.

Нижние горизонты переходной свиты отчетливо выражены в южных крыльях складок, где ее мощность достигает 300 м (район Науката, южный склон Акбель). В северных крыльях свита обнажена плохо. Отдельные ее выходы обнаружены у селений Рават и Ертула, у мог. Кызылгоды восточнее Самгара. Нижние горизонты свиты широко развиты на склонах возвышенности Исписар на левом берегу Сыр-Дарьи.

В верхних горизонтах свиты появляются пласты рыхлого песка и мергеля, которые выше, по данным Н. П. Васильковского, образуют самостоятельную свиту песков и галечников (C_2). Этой свите и верхним слоям нижележащей свиты (C_1), залегающим выше слоев с *Elephas meridionalis* Nesti, Н. П. Васильковский склонен приписывать уже древнечетвертичный возраст.

П. К. Чихачев переходную свиту относит еще к неогену, считая, что верхняя граница бактрийской серии устанавливается по появлению лёссовидных суглинков, представляющих обязательный горизонт вышележащей покровной свиты, которая в горах Акчоп залегаёт несогласно на нижележащих отложениях.

Присутствие лёссовидных суглинков, широко распространенных среди четвертичных отложений, и смешанный, но скорее четвертичный, облик микрофауны, определенной М. И. Граммом как *Herpetocypris* (?) sp., *Paracypris luzzyi* Sol., *Ostracoda incerta* Subb., не встречающейся обычно в нижележащих свитах, позволяют относить отложения покровной свиты (свита D) к четвертичным образованиям. В связи с этим границу с неогеном следует проводить по подошве этой свиты.

Наблюдения М. Н. Грамма и Г. А. Осиповой в районе Чустпапской антиклинали в Северной Фергане позволяют внести некоторые уточнения в схему П. К. Чихачева. Так, им удалось подметить существенные литологические различия между верхней и нижней частями покровной свиты, сложенной на Чустпапской антиклинали желтовато-бурыми лёссовидными плохо отсортированными алевролитами с включениями грубого песка и частыми линзами грубых розовато-серых песчаников и конгломератов. В нижней части преобладают алевролиты. Кверху значительно увеличивается количество песчаников и конгломератов. Верхняя часть свиты сложена в основном грубыми песчаниками и конгломератами, частично переходящими друг в друга, с линзами грубого лёссовидного алевролита.

На северном крыле антиклинали местами вполне отчетливо наблюдается несогласное (до 45°) залегание свиты на подстилающих отложениях. На южном крыле залегание свиты внешне согласное, но при сравнении разрезов по Маргузорсаю и Мурульдысаю обнаруживается, что свита срезает подстилающие отложения.

Это согласуется с данными Н. П. Васильковского, который отмечал, что выделенная им свита D в районе Акчопа и Супетау залегаёт местами с угловым несогласием, а местами (Коктюрлюк) вполне согласно на более древних отложениях.

Все это дает основание сопоставлять покровную свиту Чустпапа и свиту D Акчоп-Супетау. Очевидно эти свиты следует сопоставлять с кулябской свитой Южного Таджикистана.

С неогеновыми отложениями Северо-восточного Таджикистана связаны месторождения поваренной соли, гипса, а также меди (Наукат).

В табл. 11 сопоставляются различные схемы расчленения верхнетретичных отложений западной части Ферганской долины.

Таблица 11

Схемы расчленения верхнетретичных отложений

По О. Ф. Нейман-Пермяковой	По И. В. Пуаре	По Н. П. Васильковскому		По О. С. Вялову	По Б. А. Петрушевскому и П. К. Чихачеву	
	C	Свита слабодислоцированных отложений (E)	Q ₂	Андижанская свита	Шлейфовые конгломераты	Q ₁
a	B ₂	Свита лёссовидных суглинков и песков (D)	Q ₁		Тогаянская свита	Покровная свита
b		Свита песков, песчаников и конгломератов с подчиненными глинами (C ₂)		Переходная свита		Бактрийская серия
c		Свита пестрых песков и песчаников (C ₁)	Q ₁ ?		Толстослоистая свита	
d		B ₁	Свита бурая; глины, мергель, песчаники и известняки (B ₁)	Плиоцен	Тонкослоистая свита	
e		Гипсоносная свита (A ₂)	Олигоцен—миоцен	Массагетская серия	Бледно-розовая свита	
		Соленосная свита (A ₁)	Олигоцен		Кирпично-красная свита	

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Третичные отложения в виде узких изолированных пятен и полос встречаются почти во всех районах Центрального Таджикистана. Наиболее северные выходы их расположены в предгорьях северного склона Туркестанского хребта. В западной части ими сложена Пенджикентская и Магианская депрессии, на юге они слагают предгорья Гиссарского хребта, на востоке и в центральной части появляются спорадически и обычно приурочены к ядрам синклиналиных складок, сложенных меловыми отложениями.

Характеристика третичных отложений Центрального Таджикистана содержится в работах А. П. Марковского (1937а, 1937в), С. И. Клунникова (1931), С. Ф. Машковцева (1931), П. Д. Виноградова и Н. Н. Бобковой, С. К. Овчинникова и А. Т. Тарасенко, А. П. Недзвецкого и

А. Б. Коровкина, А. В. Григорьева и многих других. Специальным изучением третичных отложений Зеравшанского и Гиссарского хребтов занимались С. К. Овчинников и Н. К. Быкова, а Туркестанского — О. С. Вялов (1936, 1939), С. Н. Симаков (1952, 1953).

Для Зеравшано-Гиссарской горной системы А. П. Марковским (1937а) было дано следующее подразделение третичных отложений:

1) пестроцветная свита известняков, мергелей, песчаников и глин морского палеогена;

2) кирпично-красная свита конгломератов, песчаников и глин верхних горизонтов палеогена (олигоцен) и низов неогена;

3) свита палевых и бурых конгломератов неогенового и в отдельных районах частично древнечетвертичного возраста.

Это подразделение применяется при мелкомасштабных геологических работах до сих пор, так как основано на выделении естественных литологических комплексов пород, которые сравнительно легко картируются раздельно. Более детальному расчленению подвергся лишь первый комплекс морских палеогеновых отложений.

Морские третичные отложения (палеоген)

В пределы Таджикской ССР входят только незначительные по площади участки северных предгорий Туркестанского хребта, где палеогеновые отложения образуют узкие полосы. Сюда относятся выходы палеогена в бассейне среднего течения р. Исфара, небольшой участок по р. Исфара и ряд мелких выходов в Уратюбинском районе. Наиболее полно разрез палеогеновых отложений представлен в бассейне р. Исфара (рис. 41), где они залегают на верхнемеловых породах и, по данным О. С. Вялова (1936, 1944), подразделяются следующим образом:

1. Бухарский ярус:	
а) оливковые и серые глины с прослоями темно-серых рыхлых глинистых песчаников. В глинах найдены фораминиферы, отпечатки гастропод и пелеципод, чешуйки рыб, зубы акул	35 м
б) внизу светло-серые кварцевые песчаники, выше зеленоватые песчаники, глины и мергели с ядрами гастропод и пелеципод	25 „
в) белые пористые доломитизированные и гипсоносные известняки с <i>Corbula angulata</i> Lam., <i>C. asiatica</i> Vial., <i>Modiola jeremejewi</i> Rom.	3 „
Мощность пород бухарского яруса	63 „
2. Сузакский ярус. Чередование красноватых и зеленоватых глин с гипсами	32 „
3. Алайский ярус. Нижняя часть — зеленые глины с прослойками мергелей — устричников с <i>Ostrea turkestanensis</i> Rom.; верхняя часть — известняки и мергели с теми же остатками фауны	45 „
4. Туркестанский ярус. Зеленоватые известковистые и ярко-зеленые гипсоносные глины с прослоями мергелей-устричников, содержащих <i>Fatina esterhazji</i> Pav. и <i>Liostrea kokanensis</i> Sok.	57,75 „
5. Риштанский ярус. Буровато-зеленые (табачные) глины с многочисленными <i>Platygena asiatica</i> Rom. и редкими прослоями буроватого песчаника. В основании — слои светлых мергелей с ядрами гастропод и пелеципод	26,25 „
6. Исфаринский ярус. Пепельно-серые или буроватые глины с ядрами пелеципод и гастропод	27,5 „
7. Ханабадский ярус. Ярко-зеленые пластичные глины с мергельными конкрециями. В верхней части найдена <i>Ostrea tianschanensis</i> Rom.	32 м
8. Сумсарский ярус:	
а) прослой мелких фосфоритизированных ядер пелеципод и мелких раковин <i>Gryphaea sewerzowi</i> Rom.	0,15 „
б) малиновые глины с редкими, мелкими устрицами	11 „
в) зеленовато-серые пески с пластом зеленоватой глины в основании, содержащей микрофауну	3 „
Мощность пород сумсарского яруса 14,15 м.	

Южные предгорья
Гиссарского хребта
Сводный разрез по данным
Н.А. Кудрявцева, С.К. Овчинникова,
А.Т. Тарасенко и Н.И. Черняк

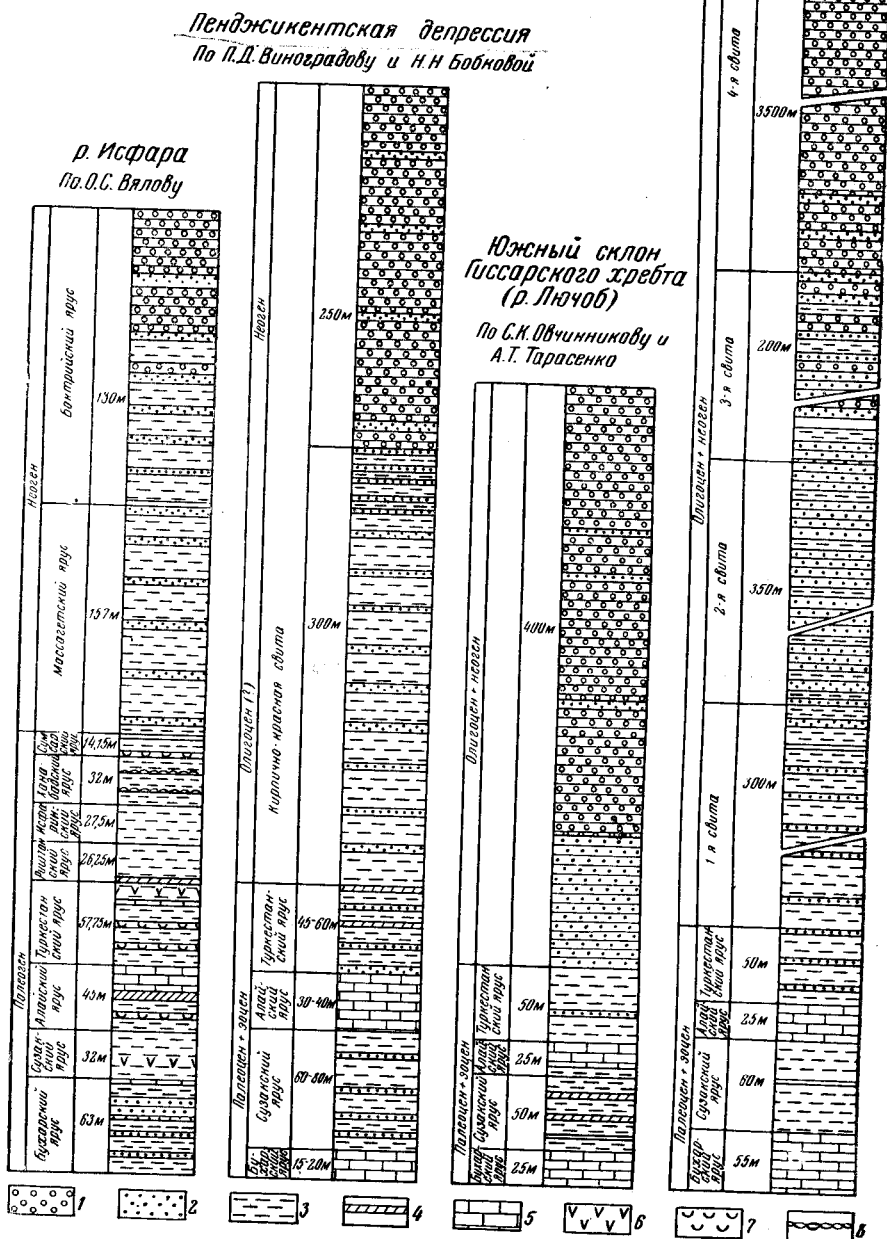


Рис. 41. Стратиграфические разрезы третичных отложений Центрального Таджикистана

1—конгломераты; 2—песчаники; 3—глины; 4—мергели; 5—известняки; 6—гипсы; 7—ракушнякаи; 8—конгломераты

Общая мощность морских палеогеновых отложений в исфаринском разрезе составляет 238 м. Выше залегает толща красноцветных пород континентального происхождения.

С. Н. Симаковым (1952, 1953) была дана совершенно иная трактовка стратиграфическому расчленению нижней части исфаринского разреза. А именно, к бухарскому ярусу им были отнесены так называемые гипсы Гознау, подстилающие горизонты *a* бухарского яруса в описанном выше разрезе, которые большинством исследователей относились условно к датскому ярусу. С. Н. Симаков основывался на факте залегания гипсов Гознау местами с размывом на верхнемеловых отложениях; его представление в настоящее время принимается большинством исследователей.

К сузакскому ярусу С. Н. Симаков отнес два следующих горизонта исфаринского разреза (*a* и *b*, в описанном выше разрезе), входящие, по О. С. Вялову, в состав бухарского яруса, а горизонт *в* — к низам алайского яруса, несмотря на присутствие в нем форм, считавшихся характерными для бухарского яруса. Вышележащие красноватые, зеленоватые и зеленые глины С. Н. Симаков отнес к средней, а известняки — к верхней части алайского яруса, граница с туркестанским ярусом в данном разрезе осталась неизменной.

Представления С. Н. Симакова об объемах и границах бухарского, сузакского и алайского ярусов в Южной Фергане являются еще спорными; они вызывают резкие возражения со стороны одних исследователей (П. К. Чихачев) и поддержку со стороны других (Быкова, 1953; Варенцова-Мануйленко, 1953 и др.).

К западу от описанного исфаринского разреза характер палеогеновых отложений существенно изменяется: постепенно исчезает ряд горизонтов, подстилающих и покрывающих породы алайского яруса, и, в связи с этим, уменьшается общая мощность морского палеогена. В окрестностях г. Уратюбе А. П. Марковским (1937а) и О. С. Вяловым (1936) отмечается налегание фаунистически охарактеризованных известняков алайского яруса на размытую поверхность палеозойских пород. В этом же районе алайские известняки почти непосредственно перекрываются красноцветной толщей. Таким образом, общая мощность морских палеогеновых отложений здесь составляет едва лишь 25—30 м.

Для наиболее южных выходов морского палеогена в Уратюбинском районе характерен несколько менее сокращенный разрез, а именно: ниже алайских известняков появляется горизонт песков, а выше — глины туркестанского яруса. Этот факт, подтвержденный данными более восточных районов за пределами Таджикистана (Сулюкта и др.), свидетельствует об изменении разреза палеогена также и в направлении с севера на юг, т. е. вкрест простирания пород.

Следующая к югу полоса палеогеновых отложений протягивается в широтном направлении вдоль Зеравшанской долины. Выходы палеогена окаймляют с севера и востока Пенджикентскую депрессию, а восточнее, вверх по течению р. Зеравшан, появляются узкими полосами сначала на левом, а затем на правом склонах долины. Всюду в этой области палеогеновые отложения залегают согласно на гипсах условно датского возраста (в последнее время относимых некоторыми исследователями к палеогену) и представлены морскими осадками бухарского, сузакского, алайского и туркестанского ярусов. Более верхние горизонты морского палеогена отсутствуют, и породы туркестанского яруса сменяются вверх по разрезу красноцветной толщей континентального происхождения. Для Пенджи-

кентской депрессии характерен, по данным П. Д. Виноградова и Н. Н. Бобковой (1941—1942), следующий сводный разрез:

1. Бухарский ярус. Светлые, серые и желтоватые известняки частично доломитизированные, пористые с ядрами <i>Corbula</i> (<i>Cuneocorbula</i>) cf. <i>turkestanensis</i> Słodk. и <i>C. (Cuneocorbula) asiatica</i> Vial. (определения О. С. Вялова)	15—20 м
2. Сузакский ярус. Зеленоватые песчанистые глины с редкими прослоями глинистых и известковистых песчаников, с обломками устриц	60—80 „
3. Алайский ярус. Белые и желтоватые известняки и мергели с прослоями оолитовых известняков и ракушняков, содержащих <i>Turritella</i> aff. <i>alaica</i> Vial. et Solun, <i>Mesatia fasciata</i> Lam. var. <i>fasciata</i> Vial. et Solun, <i>Cardita alaica</i> Vial., <i>Ostrea</i> aff. <i>cymbula</i> Lam. (определения О. С. Вялова)	30—40 „
4. Туркестанский ярус. Серовато-зеленые глины с тонкими прослоями рыхлых известково-глинистых песчаников и мергелей с чешуйками рыб и зубами акул. О. С. Вялов (1936) указывает на присутствие в мергельных прослоях характерной для туркестанского яруса <i>Fatina esterhazyi</i> Rav.	45—60 „
5. Кирпично-красная свита песчаников и конгломератов.	

Общая мощность морских палеогеновых отложений в Пенджикентской депрессии колеблется от 150 до 200 м.

Восточнее палеогеновые отложения как на левом, так и на правом склонах Зеравшанской долины имеют разрез, аналогичный описанному. Этот разрез представлен породами бухарского, сузакского, алайского и туркестанского ярусов с остатками характерной для них морской фауны и имеет общую мощность 220 м.

Южнее, в центральной части Зеравшано-Гиссарской горной системы и на южном склоне Гиссарского хребта, морской палеоген встречается спорадически, в ядрах синклиналиных складок, сложенных меловыми породами и обычно оборванных тектоническими нарушениями. Наиболее крупные из этих складок расположены по правобережью р. Зидды, в верховьях р. Лючоб, на водоразделе между верховьями рр. Каратаг и Ширкент. С удивительным постоянством выдерживается во всех этих районах состав пород морского палеогена: бухарские и алайские известняки, сузакские и туркестанские глины. Залегают палеогеновые отложения непосредственно и согласно на гипсах условно датского яруса и вверх по разрезу сменяются кирпично-красной толщей.

Для характеристики палеогеновых отложений рассматриваемой области показателен разрез их в верховьях р. Лючоб, который, по данным С. К. Овчинникова и А. Т. Тарасенко (1942), является следующим:

1. Бухарский ярус — плотные белые известняки	25 м
2. Сузакский ярус — синевато-белые мергели и тонкослоистые песчаные глины с <i>Ostrea camelus</i> Vugač.	50 „
3. Алайский ярус — толстослоистые известняки с пластом серых глин в основании и прослоем ракушняка, содержащего <i>Ostrea turkestanensis</i> Rom.	25 „
4. Туркестанский ярус — серо-зеленые известковистые глины с <i>Fatina esterhazyi</i> Rav. и <i>F. böhmi</i> Vial.	50 „
5. Кирпично-красная свита песчаников и конгломератов.	

Общая мощность пород морского палеогена в данном разрезе 150 м, к западу она возрастает до 200 м, главным образом за счет увеличения мощности бухарских известняков.

На юге Центрального Таджикистана, в предгорьях южного склона Гиссарского хребта, морские палеогеновые отложения протягиваются почти сплошной полосой, уходя на запад за границу Таджикистана. Состав отложений и их последовательность те же, что и в более северных районах Зеравшано-Гиссарской горной системы и характеризуются, по

данным Н. И. Черняк 1937 и 1941 гг., С. К. Овчинникова и А. Т. Тарасенко, следующим разрезом:

- | | |
|--|---------------|
| 1. Бухарский ярус — белые и светло-серые доломитизированные известняки с ядрами мелких гастропод и пелеципод | от 56 до 90 м |
| 2. Сузакский ярус — зеленовато-серые глины с <i>Gryphaea camelus</i> Вугаџ и <i>Ostrea hemiglobosa</i> Rom. | 60—90 „ |
| 3. Алайский ярус — светло-серые песчанистые мергелистые, оолитовые и доломитизированные известняки с прослоями ракушняка, содержащих в изобилии <i>Ostrea turkesianensis</i> Rom., <i>O. multicostrata</i> Desh. и ядра гастропод | 25—60 „ |
| 4. Туркестанский ярус — синевато-серые и зеленые глины с редкими прослоями песчаников. В нижних горизонтах найдены <i>Falina eserhazyi</i> Раv. и <i>F. bohmi</i> Vi al., в верхних — встречены тонкие прослойки гипса. Видимая мощность | 50—70 „ |

По данным К. В. Бабкова, С. Н. Симакова и В. И. Солуна (1950—1952 гг.), часть глин, ранее относившихся к туркестанскому ярусу, принадлежит более высоким горизонтам (риштанскому, исфаринскому и другим ярусам палеогена).

Общая мощность морских палеогеновых отложений в южных предгорьях Гиссарского хребта колеблется от 190 до 310 м.

Сравнение приведенных разрезов показывает, что на всей территории Центрального Таджикистана, за исключением северной его окраины, морские палеогеновые отложения имеют однотипное строение. Они представлены морскими осадками бухарского, сузакского, алайского и туркестанского ярусов, охарактеризованы одной и той же фауной, обладают в общем сходным литологическим составом и имеют среднюю общую мощность порядка 150—200 м. На всей указанной территории базальные слои морского палеогена — бухарские известняки — залегают согласно на верхнемеловых отложениях, а глины туркестанского яруса перекрываются кирпично-красной свитой условно олигоценового — миоценового возраста. Только по южной окраине региона, в области южных предгорий Гиссарского хребта, морскими отложениями сложены и более высокие ярусы палеогена. Но эта область является переходной к Таджикской депрессии, где в ряде районов морской режим сохранялся до сумсарского века включительно.

Иное строение имеют морские палеогеновые отложения северной окраины Центрального Таджикистана, для которой вырисовывается два типа разрезов. Первый тип, исфаринский, развит в восточной части Ферганской депрессии. Здесь морской режим существовал более длительное время, чем в Центральном Таджикистане, вследствие чего морскими осадками представлены все отложения от бухарского до сумсарского яруса включительно. Кроме того, ряд заметных отличий имеется и в составе пород отдельных ярусов; так, например, типичные для бухарского яруса Центрального Таджикистана известняки появляются здесь лишь в кровле, а основная масса пород этого яруса представлена глинами и песчаниками; среди сузакских глин появляются прослойки гипсов и т. д.

Существенно отличается как от разрезов палеогена основной части Центрального Таджикистана, так и от исфаринского, второй, северный тип разреза морского палеогена, приуроченный к Уратюбинскому району. Здесь мощность морского палеогена резко сокращена (до 30—25 м) за счет выпадения ряда горизонтов, располагающихся ниже и выше пород алайского яруса, которые залегают местами непосредственно на породах палеозоя. Таким образом, в этой области морской режим в палеогене запаздывал в своем наступлении и был неустойчивым.

Континентальные третичные отложения

В Центральном Таджикистане континентальные третичные отложения занимают более значительные площади, чем морские отложения палеогена. В северных предгорьях Туркестанского хребта, по данным А. П. Марковского (1937в) и О. С. Вялова (1936), разрез континентальных отложений начинается кирпично-красной свитой песчаников и глин, которая залегает в бассейне р. Исфара на песках и глинах с морской фауной сумсарского яруса, а в Уратюбинском районе — на алайских известняках. Мощность кирпично-красной свиты 100—150 м. Возраст ее точно не установлен и возможно, что она не является всюду разновозрастной. Условно большинство исследователей относит эту свиту к олигоцену и низам неогена. Вверх по разрезу она сменяется мощной толщей песчаников и конгломератов; последними почти нацело сложены верхние горизонты толщи, относящиеся частично уже к древнечетвертичным отложениям. Эта верхняя часть толщи характеризуется желтовато-серой и бурой окраской и сложена сравнительно слабо сцементированными конгломератами.

В области Пенджикентской и Магианской депрессий, по данным С. И. Клунникова (1931), П. Д. Виноградова и Н. Н. Бобковой, А. Б. Коровкина и др., континентальные третичные отложения также начинаются кирпично-красной свитой. Здесь эта свита представлена чередованием кирпично-красных глин и песчаников различной крупности зерна с подчиненными прослоями красноцветных мелкогалечных конгломератов и редкими линзами гипсоносных глин и мергелей. Мощность свиты 200—300 м. Залегает она непосредственно на серовато-зеленых глинах и песчаниках туркестанского яруса и по возрасту, вероятно, относится к олигоцену. У подножья Зеравшанского хребта, по данным П. Д. Виноградова и Н. Н. Бобковой (1942), преимущественно глинистая кирпично-красная свита фациально замещается более грубообломочными, конгломератовыми отложениями.

Верхняя часть континентальных третичных отложений в обеих депрессиях сложена красноватыми, бурыми и серыми конгломератами с подчиненными прослоями грубозернистых полимиктовых песчаников. Конгломераты часто грубослоистые; галька прекрасно окатана, преимущественно кварцевая и кремнистая, размером от 2 до 10 см. Мощность толщи 250—300 м. Залегает она в областях развития мезо-кайнозойских пород на кирпично-красной свите и по возрасту условно относится к неогену.

В центральной части Зеравшано-Гиссарской горной системы в некоторых местах наблюдается налегание красноцветных мелкогалечных конгломератов и песчаников непосредственно на палеозойские породы. По литологическому составу и по характеру тектоники эти образования всеми исследователями относятся к третичным отложениям, в частности, к неогену.

В южных предгорьях Гиссарского хребта¹ континентальные третичные отложения обладают наибольшими мощностями и изучены несколько более подробно, чем в северных районах. Н. А. Кудрявцев (1932) подразделял эти отложения на четыре свиты. Впоследствии Н. И. Черняк в 1941 г., С. К. Овчинников и А. Т. Тарасенко в 1942 г. выделяли только

¹ Предгорья Гиссарского хребта являются переходной территорией от поднятия Центрального Таджикистана к депрессии Юго-Западного Таджикистана. — *Прим. ред.*

три свиты. Учитывая материалы указанных исследователей, можно дать следующую краткую характеристику разреза рассматриваемой серии, залегающей непосредственно на глинах туркестанского яруса:

1. Первая, нижняя свита представлена красными глинами с прослоями красных и серых глинистых песчаников, количество которых, так же как и мощность пластов, увеличивается вверх по разрезу от 300 до 750 м.

2. Вторая свита сложена преимущественно красноцветными, грубослоистыми, иногда косослоистыми, крупнозернистыми песчаниками, большей частью слабосцементированными. Встречаются редкие прослои красных песчаных глин. Мощность от 350 до 750 м.

3. Третья свита представлена чередующимися красноцветными и желтовато-серыми песчаниками, песчанстыми глинами и конгломератами; количество последних резко возрастает вверх по разрезу, мощность 200—300 м.

4. Четвертая свита сложена конгломератами с преобладанием гальки изверженных пород; в нижней части они красноцветные, в верхней — розовато-серые и серые, более грубообломочные. Среди конгломератов изредка встречаются прослои песчаников, приуроченные главным образом к нижней части свиты. Мощность достигает местами 3500 м.

Все четыре свиты максимальной мощностью до 5 км связаны между собой постепенными переходами; границы между ними установлены приблизительно и неоднозначны у различных исследователей. Никаких остатков флоры или фауны в этой серии пород не найдено, условно она относится к верхнему олигоцену и неогену и, по-видимому, соответствует массажскому и бактрийскому ярусам стратиграфической схемы О. С. Вялова.

Вопрос о подразделении и возрасте рассматриваемых континентальных отложений Центрального Таджикистана является сложным и к настоящему времени окончательно не решен. Условно большинство исследователей: А. П. Марковский (1937а, 1937в), С. И. Клуников (1931), П. К. Чихачев (1941), Н. А. Кудрявцев (1932), Н. И. Черняк и многие другие относили кирпично-красную свиту к верхнему олигоцену и к нижним горизонтам неогена (Pg_3+N), а вышележащую мощную толщу, преимущественно конгломератовую, — к неогену. В ряде районов верхняя граница этой толщи с четвертичными отложениями точно не установлена и конгломераты неогена объединены в общий комплекс с древнечетвертичными отложениями.

Таково в общих чертах наиболее обычное подразделение. Однако в геологической литературе (Вялов, 1939) существуют указания на различный возраст кирпично-красной свиты в зависимости от того, залегают ли она непосредственно на породах сумсарского яруса или на породах туркестанского яруса. В первом случае возраст ее определяется как неогеновый, во втором — как олигоценовый и частично, самые нижние слои, — как верхнеоценовый. В то же время рядом исследователей (А. П. Марковский, О. С. Вялов, П. Д. Виноградов, Н. Н. Бобкова и др.) указывается на непосредственное налегание красноцветных отложений на разные горизонты палеогена (западная часть северных предгорий Туркестанского хребта) и на различные палеозойские толщи (центральная часть Зеравшано-Гиссарской горной системы). Имеющиеся материалы пока не дают возможности точно установить время перерыва и с уверенностью говорить, какие именно горизонты красноцветной серии налегают на указанные отложения. Все это показывает, насколько сложна и далека еще от своего разрешения проблема возрастного подразделения рассматриваемых немых континентальных толщ.

Таким образом, для палеогеографии Центрального Таджикистана в третичный период характерны два этапа. Первый из них охватывал

время с начала палеоцена, весь эоцен и часть олигоцена. В течение этого времени большая часть Центрального Таджикистана была покрыта морем. Второй этап — континентальный. В олигоцене море полностью ушло с территории Центрального Таджикистана и в течение всего неогена накапливались красноцветные, нередко грубообломочные континентальные осадки.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Третичные отложения в Юго-Западном Таджикистане имеют особенно широкое распространение, разделяясь здесь, как и везде в Средней Азии, на морские — палеогеновые и континентальные — неогеновые.

Морские палеогеновые отложения

Первое довольно подробное описание палеогеновых отложений Юго-Западного Таджикистана дал в 1913 г. С. Н. Михайловский (1915), который, основываясь на существовавших в то время представлениях, относил к палеогену слои, начиная с известняков, содержащих *Ostrea strictiplicata* Ra u l et. De l b. Все нижележащие отложения он относил к верхнему мелу. Среди большого количества последующих работ, касавшихся в той или иной мере палеогеновых отложений Юго-Западного Таджикистана, следует особо отметить работу Н. А. Кудрявцева (1932), где приводится сопоставление разрезов палеогена Юго-Западного Таджикистана и Ферганы.

В 1939 г. была опубликована статья О. С. Вялова о стратиграфии палеогена Таджикской депрессии, в которой дается характеристика основных, типичных для Таджикской депрессии разрезов палеогена, расчленение этих отложений, а также некоторые замечания к палеогеографии. Параллельно с О. С. Вяловым и независимо от него разработкой стратиграфии палеогена Юго-Западного Таджикистана занимался А. Р. Бурачек (1933), который всю палеогеновую толщу разбил на ряд горизонтов, отличающихся друг от друга литологически и по устричной фауне.

Палеогеновые отложения имеют наибольшую мощность (рис. 42) в центральной части депрессии (у Туткаула 650 м, в южном Бабатаге 646 м, по нижнему Вахшу 770 м). К периферии мощность их убывает (в Каратагском районе около 400 м, у Хочильора 260 м, по Обиниоу 350 м, по Хирманджоу 250 м).

Бухарский ярус (горизонты А, В и С схемы А. Р. Бурачека). В Таджикской депрессии осадки бухарского яруса перекрывают толщу гипсов, венчающую фаунистически охарактеризованные отложения верхнего мела и относящуюся условно к датскому ярусу. Горизонты А, В и С А. Р. Бурачека выделяются только в центральной части депрессии, где бухарский ярус имеет трехчленное строение. Нижняя часть его (горизонт А) обычно представлена карбонатными породами — доломитами, доломитизированными известняками и известняками; среди последних встречаются фораминиферовые и оолитовые разности. Мощность этого горизонта 150—200 м. Средняя часть (горизонт В) образована гипсами. В некоторых разрезах в этой части наблюдаются прослои белых доломитизированных известняков. Мощность 6—30 м. Верхняя часть яруса (горизонт С) представлена однородной на всей площади депрессии пачкой голубовато-серых мергелей и сероватых известняков мощностью 10—30 м (рис. 43).

Чарраги (Луллов) Бибицки (Луллов) Каринлику (Чизачев) Лоджаабдуллаева (Чизачев) Лоджамавстан (Бурачек) Тереклику (Губин) оиди биасимас (Луллов) кол Тюккуди (Бурачек) 2. Чымынтау (Луллов) 3. Тюннтау (Луллов) 4. Лоджаказим (Луллов) 5. северу от 2. Кызимчек (Луллов) 6. Чукутау (Борнеман) 7. Сарсаряк и 2. Табачи (Бурачек) 8. сел Хирманжау (Борнеман) сел Шайбаны (Чизачев) сел Камчиран (Губин) сел Гешу (Чизачев) сел Сунак (Чизачев) сел Олузун (Чизачев) сел Туткаул (Кобзев) гора Каджаабдуллаева (Чизачев) гора Лоджамавстан (Бурачек)

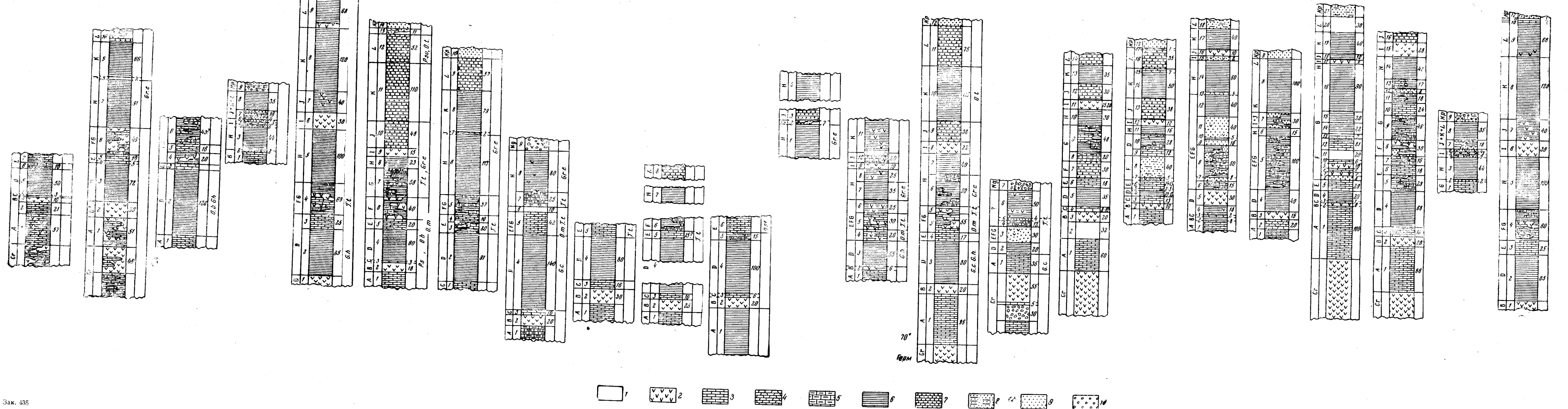


Рис. 42. Стратиграфические разрезы палеогена
 G. h.—*Gigantostrea hemiglobosa* Rom.; G. c.—*Gigantostrea camelus* Buracek; O. o.—*Ostrea siniformis* Buracek; O. k.—*Ostrea kokanensis* Sok.; O. b.—*Ostrea belovacina* Lam.; O. t.—*Ostrea tianschanensis* Rom.; O. m.—*Ostrea multicosata* Desh.; T. t.—*Turkostrea turkestanensis* Rom.; P. sv.—*Pseudostrea severzovi* Rom.
 Слева в каждой колонке буквенные обозначения, в центре — название бурж. автора, цифры — слой; в правой графе — мощности в метрах

Вдоль южного склона Гиссарского хребта, на участке Хочильор-Ширабад, весь ярус состоит из доломитизированных кавернозных известняков, переходящих в верхней части разреза в мергели. Лишь в районе сел. Гульбиста отмечаются прослои гипсов. Мощность яруса достигает здесь 60—115 м.

На западе, в хр. Бабатаг, бухарский ярус образован чередующимися карбонатными породами — доломитами и доломитизированными известняками, с гипсами. Лишь верхняя часть его имеет тот же характер, что и



Рис. 43. Известняки бухарского яруса у Туткаула.
Фото П. К. Чихачева

в центральных частях депрессии. Мощность бухарского яруса колеблется здесь в пределах 100—125 м.

В Придарвазском районе (Хирманджоу) горизонта А нет. Свита начинается прямо толщей гипсов (50 м), сменяющейся красными глинами с гипсом (30 м), и венчается известняками, внизу слоистыми, вверху массивными. Многие исследователи склонны относить здесь к бухарскому ярусу только горизонт С.

Среди бухарской фауны выделяется два комплекса: лагунный — так называемый капланбекский, и морской — каратагский. Первый из них включает в себя главным образом местные виды, второй — формы, известные в Западной Европе и Поволжье. Распространение капланбекского комплекса приурочено к западным частям депрессии, каратагского — к центральным.

Капланбекский комплекс содержит (Миронова, 1952): *Corbula angulata* Lam., *C. biangulata* Desh., *C. triangulata* Vial., *C. asiatica* Vial., *Modiola jeremeewi* Rom., *M. karabilensis* Vial., *Cardita minutula* Rom., *C. bucharensis* Vial., *C. turkomanica* Vial., *Zerithium zerafschanensis* Vial., *Potamides romanowskyi* Vial. и др. Каратагский

комплекс представлен: *Cyprina lunulata* Desh., *C. scutellaria* Lam., *Dosinopsis ucrainicus* Mironova, *Turritella kamyschinensis* Netsch., *Cucullaea crassatina* Lam., *Crassatella bellovacensis* Desh., *C. scutellaria* Desh., *Cardita multicostata* Lam., *C. pectunalaris* Lam., *Garridebilis* Desh., *G. edwardsi* Morris, *Araeodactylus plateaui* Cossman, *Corbis davidsoni* Desh., *Modiola elegans* Sow., *Nemocardium edwardsi* Desh., *Tellina hybrida* Desh., *Tellina edwardsi* Desh., *Ampullina semipatula* Desh., *Lucina microdonta* Desh., *Pectunculus terebratularis* Lam., *P. brevisrostris* Sow., *Pholadomya cuneata* Sow., *Ph. puchi* Goldf., *Ph. dixonii* Sow., из крупных устриц *Gryphaea antiqua* Schwetz. и др.

Возраст бухарского яруса определяется (по Л. В. Мироновой) как танетский, на основании присутствия в каратагском комплексе 24 видов, известных из танетского яруса Западной Европы. Капланбекский комплекс, состоящий в основном из местных форм, не дает определенных указаний на возраст, но и не противоречит утверждению об аналогии бухарского яруса танетскому.

С. Н. Симаков (1953) высказал предположение о разновозрастности капланбекского и каратагского комплексов фауны и причислял толщи, содержащие каратагские формы, к сузакскому ярусу. Это предположение, однако, не может считаться достаточно обоснованным, так как среди каратагской фауны встречаются характерные капланбекские виды и наоборот.

Сузакский ярус (горизонт D схемы А. Р. Бурачека). Этот ярус повсеместно представлен серо-зелеными и серыми мергелистыми, изредка песчанистыми глинами, редко мергелями, иногда в нижних своих частях загипсованными. К средней части глин приурочен довольно выдержанный, различной мощности прослой горючих сланцев. В Каратагском районе отмечается второй горизонт горючих сланцев в верхах толщи, но менее постоянный. Почти везде в средней части яруса залегает один или несколько горизонтов фосфоритов.

Максимальной мощности сузакский ярус достигает на южном склоне Гиссарского хребта (104 м) и в западной части депрессии (у Кабадиана 140 м), к востоку и северо-востоку мощность яруса убывает. В районе Нурека и по верхнему Вахшу мощность глин нигде не превышает 60 м, в Дарвазе она составляет всего 20 м, а в хребте Петра Первого 10—12 м.

Встреченная в отложениях яруса фауна довольно обильная. Отсюда определены (по О. С. Вялову): *Ostrea hemiglobosa* Rom., *O. reussi* Netsch., *Gryphaea uncinifera* Leym., *G. antiqua* Schwetz., *G. camelus* Burac., *G. smirnovi* Rom., *G. latipyga* Vial., *G. tournali* Dupicieux, *G. gigantea* Sol., *Amphidonta eversa* Mellew., *Chlamys suzakiensis* Коробк., *Ch. estimiensis* Коробк., *Ch. edecimata* Коробк., *Lissochlamys khatschiljorensis* Коробк., *Pseudamussium corneum* Sow., *Nemocardium edwardsi* Desh., *N. cf. semidecussatum* Roem., *Pholadomya konincki* Nyst., *Ph. cuneata* Sow. var. *vialovi* Man. и др.

Из перечисленных видов *Gryphaea smirnovi*, *Ostrea hemiglobosa* и *Gryphaea camelus* представляют собой местные среднеазиатские формы; *Gryphaea gigantea* Sol. имеет довольно широкое вертикальное распространение, *Amphidonta eversa* Mell. известна в палеоцене Мангышлака, Казалинска, Крыма; *Gryphaea antiqua* характеризует палеоцен Крыма и Сухуми, *Chlamys* представлены новыми видами, остальные пеллециподы преимущественно палеоценовые.

Поскольку сузакский ярус перекрывается среднеэоценовыми отложениями, предполагается, что он в большей части отвечает ипрскому ярусу (нижний эоцен).

Алайский ярус (горизонты *E*, *F* и *G* схемы А. Р. Бурачека). В пределах Таджикской депрессии выделяется три типа разрезов алайского яруса (Черняк, 1954): 1) южных склонов Гиссарского хребта и северо-западной части депрессии, 2) центральный, 3) дарвазский.

Первый из них характеризуется развитием серых и темно-серых плотных известняков, содержащих местами песчано-глинистые прослои и в верхах — желваки фосфоритов (Хочильбор, Каратаг). Мощность яруса 20—60 м. Центральный, наиболее распространенный тип имеет ясно выраженное трехчленное деление. В нижней части его (Al_1 , горизонт *E*) преобладают светло-серые известняки, местами содержащие прослои мергелей и зеленоватых глин. Средняя часть (Al_2 горизонт *F*) построена более пестро. В центральных частях депрессии она выражена красноцветными и зеленоватыми глинами с прослоями гипсов и, реже, известняков. В хребтах Сарсаряк и Каршитау отмечено присутствие зеленоватых песчаных глин и светло-серых мергелей. Восточное и северо-восточнее особенное распространение приобретают красноцветные глины и песчаники.

К югу (Аруктау, Пушион) значительное развитие в разрезе средней части алайского яруса приобретают известняки и гипсы. О. С. Вялов предполагал, что среднеалайское море по направлению на восток постепенно обмелело, вследствие чего гипсы и известняки района Аруктау сменяются в Тереклитау, Туткауле, Джилянитау и далее на восток песчано-глинистой толщей. Присутствие известняков в составе среднего алая в районе Пушиона заставляет предполагать существование в это время в районе Куляба — Пушиона залива, в котором отлагались более глубоководные осадки.

Верхний алай (Al_3 , горизонт *G*) на северо-западе (Каршитау, Джетымтау, Каратау) сложен зеленовато-серыми глинами, содержащими прослои известняков и мергелей. К югу и юго-востоку известняки становятся господствующими. На юго-западе (Бабатаг) вновь преобладают глины. На северо-востоке и востоке (Вахский гребень, Хазретиша, Пушион) появляются прослои известковистых песчаников. Мощность алайского разреза этого типа колеблется в пределах 100—200 м.

Дарвазский тип разрезов выражен либо 4-метровой пачкой расланцованных зеленых глин (Хирманджоу), либо красноцветными песчаниками и глинами (Обиниоу). О. С. Вялов (1939), рассматривая строение разреза в районе сел. Хирманджоу (Дарваз) и, отмечая своеобразие его, свидетельствующее о близости береговой линии, предположил, что разрез здесь заканчивается туркестанским ярусом, который перекрывается красноцветной серией. Последующими работами К. В. Бабкова и других было доказано, что здесь присутствуют все ярусы морского палеогена.

Для алайского яруса характерны встречающиеся в изобилии устрицы из группы *Ostrea strictiplicata* R a u l. et D e l b., *Ostrea turkestanensis* R o m. и *Ostrea* ex gr. *multicostata* D e s h., приуроченные к верхней части разреза. О. С. Вяловым из комплекса этой фауны определены следующие формы: *Ostrea turkestanensis* R o m., *O. turkestanensis* R o m. var. *alatica* V i a l., *O. turkestanensis* R o m. var. *borgalensis* V i a l., *O. turkestanensis* R o m. var. *calvata* V i a l., *O. turkestanensis* R o m. var. *baissunensis* V o h m., *O. afghanica* V i a l., *O. khaudagensis* V i a l., *O. multicostata* D e s h. Кроме того, О. С. Вялов отмечает находку в разных частях

депрессии морских ежей, принадлежащих к виду *Scutellina orientalis* Vial. et Map. (широко распространенному в Фергане в алайском ярусе), и прекрасного экземпляра рыбы, определенного Л. С. Бергом как новый вид камбалы (*Eodontus vialovi* Berg.).

Поскольку осадки алайского яруса отчетливо сопоставляются с нуммулитовыми известняками п-ова Куланды на Аральском море, среднеэоценовый возраст их устанавливается точно.

Туркестанский ярус (горизонт *H* схемы А. Р. Бурачека). Этот ярус представлен зеленовато-серыми глинами с редкими тонкими прослоями песчаников и мергелей, достигающими в центральных частях 100 м мощности, сильно сокращающейся к периферии.

Верхнюю границу яруса О. С. Вялов проводил по подошве покрывающих зеленые глины гипсов (центральная часть депрессии) или по подошве красноцветов (северная и северо-западная ее части). Позднее К. В. Бабков (1950) обнаружил в самых верхах туркестанского яруса руководящие риштанские формы *Ostrea simplex* Desh. и *Platygena asiatica* Rom. На основании этого К. В. Бабков, а позднее С. Н. Симаков (1953), отнесли верхнюю часть туркестанского яруса к риштанскому ярусу. Такое с формальной стороны совершенно правильное выделение, по нашему мнению, мало оправдано. Верхняя часть туркестанского яруса, в которой обнаружены риштанские формы, сложенная песчанистыми иногда оолитовыми известняками, имеет ничтожную мощность и далеко не везде выражена в этой фаии. Нижнериштанские же гипсы, с которых О. С. Вялов начинал риштанский ярус, напротив, выделяются повсеместно. Строгая определенность положения их подошвы в сравнении с расплывчатостью определения новой границы и ограниченностью распространения известняков с *Ostrea simplex* заставляет считать более рациональным сохранение старой границы яруса.

Фаунистически туркестанский ярус охарактеризован *Gryphaea esterhazyi* Páv. (по О. С. Вялову *Fatina esterhazyi* Páv.) и *Ostrea kokanensis* Sok. О. С. Вялов описывает находку в разрезе Туткаула и Хочильора двух раковин *Ostrea schurabica* Vial. из верхней части туркестанского яруса Ферганы, а также крупные устрицы, приближающиеся к *Gryphaea* (*Gigantostrea*) *rarilamella* (Desh.) Mellev. Присутствие этой формы, встречающейся обычно в эоцене Мангышлака и Крыма, указывает на тесную связь Таджикского бассейна с западными районами.

Риштанский ярус (горизонт *I* и *J* схемы А. Р. Бурачека). Вышележащие толщи хорошо расчленяются только в центральных частях Таджикской депрессии. На глинах горизонта *H* и лишь местами на пласте известняка туркестанского яруса без постепенного перехода залегает *Rst₁* (горизонт *I*), представленный гипсами, мощностью до 45 м, с прослоями серых или буро-красных глин. В ряде пунктов гипс замещается гипсоносными песчаниками (Каратаг), в которых изредка встречается мелкая галька. На западе гипсы вообще отсутствуют. Вышележащий горизонт (*Rst₂*, горизонт *J*) представлен красными глинами и песчаниками (во влажном состоянии малинового оттенка), достигающими 80 м мощности. По периферии депрессии мощность глин уменьшается, и они не всегда могут быть отделены от вышележащих слоев. В этой части М. Н. Грамм находил *Platygena asiatica* Rom. — руководящую форму яруса. В южных предгорьях Гиссарского хребта на зеленых глинах залегает красноцветная толща.

К. В. Бабковым (1950) в этих зеленых глинах была впоследствии обнаружена ханабадская фауна. В 1950 г. В. И. Солун определил в кол-

лекции С. К. Овчинникова из зеленых глин района р. Туполанг *Ostrea plicata* Sol. Такие же находки были сделаны в 1952 г. С. Н. Симаковым. Таким образом, зеленые глины района южных предгорий Гиссарского хребта, достигающие мощности 280 м, отлагались в период, охватывающий время формирования слоев туркестанского и сумсарского ярусов. Так как разделить эту глинистую толщу на отдельные ярусы пока не удалось, при дальнейшем описании будем касаться только районов, находящихся к югу от южных предгорий Гиссарского хребта.

Исфаринский и ханабадский ярусы (горизонт *K* схемы А. Р. Бурачека). В центральной части депрессии на красные глины налегают серые, сверху зеленые глины, содержащие тонкие прослои известняков и мергелей; у самой кровли эти глины нередко чередуются с малиновыми глинами.

Хотя оба яруса характеризуются определенным комплексом фауны и микрофауны, расчленение их представляет весьма трудную задачу (из-за слишком большого сходства литологического состава), а в отдельных обнажениях при отсутствии фауны и микрофауны оно практически невозможно.

В южном Бабатаге мощность этих ярусов около 80 м; в районе г. Курган-Тюбе она возрастает до 120 м, но затем уменьшается к северу и северо-востоку (Карштау 30 м, в хребте Петра Первого 50 м).

Из низов разреза определены *Isocardia* sp. (ex gr. *eichwaldiana* Rom.), *Ostrea plicata* Sol. В верхней части разреза встречается очень хрупкая тонкостенная фауна, характерная для ханабадского яруса Ферганы: *Pecten karadarjensis* Kogobk., *P. subitus* Kogobk., *Pseudamysium ignotum* Kogobk., *Isocardia (Aralocardia) eichwaldiana* Rom., *Crassatella* sp., а также *Turritella ferganensis* Vial. et Soloun., *Corbula conglobata* Коен., *Leda crispata* Коен. var и *Ostrea tianschanensis* Rom., *O. raricostata* Ivan., *Chlamys necopinata* Kogobk. Большинство форм, встреченных в горизонте *K*, типичны для чеганской свиты северного Устюрта и Приаралья. О. С. Вялов допускает для этих ярусов нижнеолигоценовый и частично верхнеоценовый возраст.

Сумсарский ярус (горизонт *L*). О. С. Вялов отнес к этому ярусу пачку «малиновых» глин, содержащих *Gryphaea sewerzowi* Rom., и вышележащую толщу чередующихся песчаников, глин и гипсов, проводя верхнюю границу яруса по подошве кирпично-красных песчаников.

Полученные позже материалы заставляют несколько изменить объем этого яруса.

В Аруктау, Туткауле, Тианском хребте, Дангаре, Пушионе, Вахшском грабене и других районах выше малиновых глин залегают песчаная пачка, содержащая морскую фауну (*Ostreidae*, *Gastropoda*, мелкие *Pelecypoda*). Эта пачка покрывается красноцветной песчано-глинистой фаунистически не охарактеризованной толщей с прослоями гипса. Выше идут кирпично-красные песчаники и глины. Таким образом, в состав сумсарского яруса включаются как морские отложения (малиновые глины, песчаная пачка), так и лагунные, и континентальные.

В Фергане к сумсарскому ярусу относятся малиновые глины и песчаный горизонт *r*, являющиеся морскими фациями. Вышележащие слои массагетской серии начинаются гипсоносной пачкой, сменяющейся выше континентальными осадками. В Таджикской депрессии сумсарский ярус следует ограничить песчаной пачкой, отнеся вышележащие гипсоносные и песчано-глинистые отложения к кирпичной свите.

Сумсарский ярус в пределах депрессии имеет двухчленное строение. Нижняя часть его сложена малиновыми глинами с тонкими прослоями песчаников. Мощность их от 20—30 м на северо-западе, до 50—120 м на юге и юго-востоке и до 30—50 м на северо-востоке. Верхняя часть яруса складывается коричневатыми песчаниками, нередко известковистыми, содержащими в себе прослойки песчаных глин. Мощность этой части разреза увеличивается в направлении с юго-запада на северо-восток до 30—40 м. Характерными представителями сумсарской фауны являются *Gryphaea sewerzowi* Rom., *Chlamys sumsarica* Vial., *Ostrea pygmaea* Vial.

* * *

Рассмотрение палеогенового разреза Юго-Западного Таджикистана показывает, что опускание земной коры, имевшее место в начале палеогена, не повлекло за собой сразу установления нормальных морских ус-

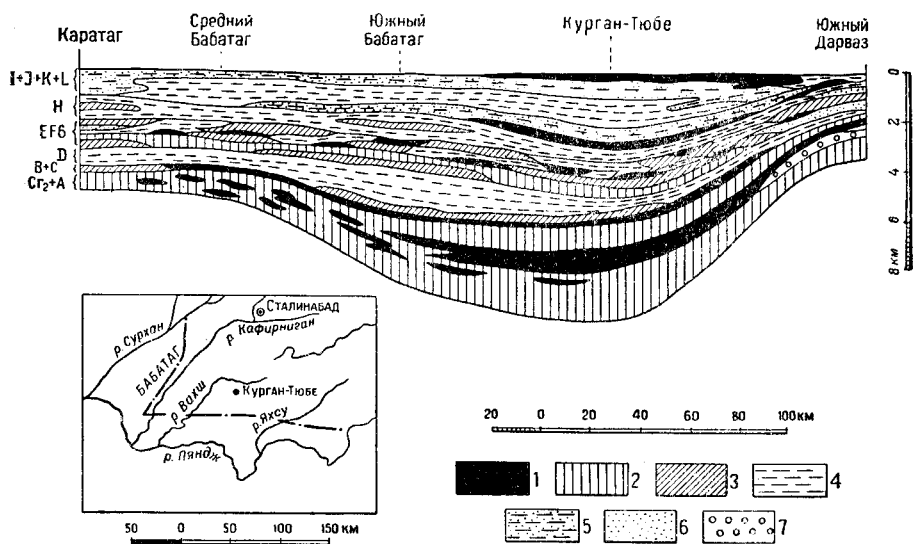


Рис. 44. Схематический профиль фациальных изменений палеогеновых отложений Таджикской депрессии. Составил А. Р. Бурачек
1—гипс; 2—карбонатные породы; 3—известняки с фауной; 4—глины; 5—песчаные глины; 6—песчаники; 7—конгломераты

ловий. В ряде мест сохранился режим засоленных лагун, в которых отлагались доломитизированные известняки и гипсы бухарского яруса (рис. 44). Этим можно объяснить и бедность фауны капланбекского типа. Очевидно, нормальные морские условия, где могла существовать типичная морская фауна, установились только в центральных частях депрессии. Западные еще сохранялись засоленные лагуны с комплексом капланбекских форм.

Интересно появление с севера из пределов Русской платформы типичной для палеогена поволжской фауны. Обращает внимание также почти полное отсутствие в пределах Таджикской депрессии (за исключением Придарвазского района) в большинстве разрезов обломочного материала и вообще следов близости береговой линии.

Более нормальный морской режим наступил в этой области лишь в конце бухарского века. Максимальная мощность осадков бухарского времени приурочена к устьевым частям р. Кафирниган.

В сузакском веке физико-географические условия значительно изменились. Море было более открытым, хотя еще и мелководным. Обильные устрицы из группы *Gigantostrea* обладают массивными толстостенными раковинами, характерными для форм зоны сильного приобья; кроме того, в глинах часто встречаются прослой битой, иногда даже раздробленной ракуши. Береговая линия, однако, нигде не чувствуется, наблюдается лишь резкое уменьшение мощности к северу и северо-востоку. Наибольшая мощность отложений сузакского яруса отмечается в районе северного Бабатага.

В среднем эоцене (алайском ярусе) происходило дальнейшее изменение физико-географических условий. Накопление обломочного материала прерывается образованием известняка и устричных банок из *Ostrea multicosata* Desh. и *O. ex gr. turkestanensis* Rom. Глубина образования известняков была, очевидно, небольшая, так как устрицы, хотя и не обладают такой толстостенной и массивной раковиной, как у *Gigantostrea*, широко распространены в сузакском ярусе, но и не принадлежат к тонкораковинным. Нередко отмечаются волноприбойные знаки.

В центральной части депрессии в середине алайского века имело место обмеление и смещение береговой линии к западу. Известняки и ракушняки нижнего алая сменились гипсами, красноцветными песчаниками и глинами. На востоке (в Придарвазском районе) отлагались исключительно пестроцветные обломочные толщи. К концу алайского века в центральной части депрессии морской режим снова стал нормальным, хотя присутствие песчаников свидетельствует о несколько большей мелководности бассейна. Характерно, что в алайском веке (среднем эоцене) в палеогеновом море существовала главным образом западноевропейская фауна.

После отложения алайских слоев в Таджикской депрессии начинается постепенное сокращение морских бассейнов. Известняки исчезают не только в периферических частях депрессии, но и в центральных. В сохранившихся морских бассейнах накапливаются исключительно однообразные глинистые пестроцветные толщи, бедные органическими остатками, особенно в периферических частях депрессии. Судя по толстостенным раковинам, образующим в некоторых толщах маломощные банки, море было мелководное; лишь в верхах туркестанского яруса появляются банки с тонкостенными раковинами *Pectenidae*, что указывает на углубление моря в это время. Мощность отложений туркестанского яруса к северу и востоку от р. Кафирниган уменьшается.

Во второй половине верхнего эоцена (риштанском веке) в центральной части депрессии располагался полузамкнутый, может быть, совершенно обособленный бассейн, в котором происходило накопление гипсов; затем при постепенном медленном опускании этого бассейна отложились малиновые глины и песчаники (горизонт J), почти не содержащие фауну.

Начиная с риштанского времени, максимальные мощности отложений, соответствующие областям наибольших прогибаний, приурочиваются к левобережной части нижнего и среднего течения р. Вахш.

Дальнейшее сокращение бассейна происходило в нижнем олигоцене, когда в центральной части депрессии отлагались ярко-зеленые глины

ханабадского яруса, сверху чередующиеся с малиновыми пачками, содержащими хрупкую тонкостенную фауну, типичную для северного Приаралья. В среднем олигоцене продолжалось обмеление бассейна и связанное с этим накопление малиновых глин сумсарского яруса. Особенно значительным обмеление было в конце среднего олигоцена. Среди малиновых глин появились песчаники, а затем и гипс (в низах кирпичной свиты). И, наконец, море покинуло территорию Таджикской депрессии.

Из полезных ископаемых, связанных с палеогеновыми отложениями, необходимо отметить нефть, подчиненную известнякам бухарского яруса, горючие сланцы и фосфориты, приуроченные к сузакскому ярусу, фосфориты алайского яруса и разнообразные стройматериалы, из которых, в первую очередь, следует упомянуть залежи гипса.

Комплексы фораминифер морских палеогеновых отложений¹

До последнего времени в бухарских отложениях Таджикской депрессии из фораминифер были известны только комплексы Miliolidae, встречающиеся изредка в прослоях среди гипсоносных известняков. В настоящее время в восточной части депрессии в южных отрогах Вахшского хребта у родника Шмайгунь в верхней части бухарского яруса обнаружены спорадически появляющиеся прослои мергелей с комплексами фораминифер нормального морского облика и макрофауной каратагского типа. Отсюда определены *Cribronion* ex gr. *ferganensis* (N. Вук.), *Rotundina* sp.?, *Globorotalites* sp., *Globigerina varianta* Subb., *G. pseudococaena* Subb., *Acarintina pentacamerata* Subb., *A. subsphaerica* (Subb.), *Anomalina* ex gr. *scrobicalata* (Schwager), *A. umbilicata* Brotz., *Cibicides succedens* Brotz. Большая часть этих видов известна из мергельного горизонта, залегающего на границе бухарского и сузакского ярусов. Присутствие планктонного вида, сближающегося с характерной верхнепалеоценовой *Acarintina subsphaerica*, наряду с *A. pentacamerata*, *Globigerina pseudococaena*, а также других видов, указывает на верхнепалеоценовый возраст отложений.

Комплекс фораминифер, изученный Н. К. Быковой (1953) первоначально в разрезе мергельного горизонта Актау и в основании сузакского яруса разреза Казкудук (Гузарский район), был выделен под названием зоны *Globorotalia tadjikistanensis*. В настоящее время сходный комплекс установлен в ряде разрезов в верхах бухарского и в низах сузакского ярусов (Устымтау, Шмайгун, Шаартузский район, Шургасан), а аналоги этих отложений с отдельными характерными видами известны из восточной части Приташкентского района, Юго-Западных Кызыл-Кумов и Ферганы. Общее количество видов, установленных в зоне *Globorotalia tadjikistanensis*, превышает 70. Среди наиболее характерных или наиболее распространенных можно назвать²: *Recurvoides* ex gr. *gracilis* N. Вук., *Karreriella* ex gr. *aegra* Finlay*?, *Gaudryina? gigantea* Subb.*, *Robulus infrasuzakensis* N. Вук.*, *Boltovinita extiqua* Glaessner, *Bulimina* ex gr. *ovata* Orb., *B. paleocenica* Brotz., *Eponides saginaris* N. Вук.*, *Alabama wilcoxensis* Toulm., *Gyroidina cetera* N. Вук.,

¹ Данная характеристика главнейших комплексов микрофауны морских отложений палеогена Таджикской депрессии является дополнением к общему описанию этих отложений в Юго-Западном Таджикистане. — *Прим. ред.*

² Виды, отмеченные знаком *, в вышележащих отложениях сузакского яруса не обнаружены. Остальные переходят в эти отложения.

Anomalina scrobiculata Schwager, *A. danica* Brotz., *A. mantaensis* Gall. et Morrey, *A. umbilicata* Brotz., *Cibicides succedens* Brotz., *C. suzakensis* N. Вук. *, *Karreriella fallax* (Rzehak) *, а из планктонных видов — *Globigerina triloculnoides* Plummer, *G. varianta* Subb., *G. pseudococaena* Subb., *G. aff. pseudobulloides* Plummer, *Acarinina pentacamerata* Subb., *A. pentacamerata* Subb. var. *acceleratoria* Chal., *Globoconusa?* ex gr. *conusa* Chal., *Globorotalia membranacea* (Ehrenb.), *G. tadjikistanensis* N. Вук.*

Комплекс фораминифер рассматриваемой зоны в целом чрезвычайно близок к комплексу из палеоценовых отложений Северного Кавказа, Южно-Эмбенского района и Западной Туркмении. В большинстве случаев виды являются общими, при этом среди бентоса присутствуют формы, считающиеся наиболее характерными для нижнего палеоцена — *Bulimina paleocenica* и *Cibicides suzakensis*. Последний вид генетически связан с нижнепалеоценовым *C. lectus* Vass., с которым на Эмбе он встречается совместно. Вид *Bulimina paleocenica* в Таджикской депрессии переходит в вышележащие отложения. Однако комплекс планктонных форм, среди которых установлен зональный верхнепалеоценовый вид — *Acarinina subsphaerica*, позволяет параллелизовать мергельный горизонт с зоной *Acarinina subsphaerica* верхнего палеоцена указанных районов.

Вышележащие отложения сузакского яруса в зависимости от фациального типа содержат различные комплексы фораминифер; в более мелководных фациях комплексы представлены преимущественно песчанистыми фораминиферами (Кызкудук, Гузар-Керкинского района) *Ammodiscus* sp., *Haplophragmoides fistulosus* N. Вук., *H. aff. walteri* (Grzyb.), *Recurvoides gracilis* N. Вук.; в более глубоководных фациях присутствуют богатые комплексы известковых и песчанистых раковин зоны *Pseudogaudryina pseudonavarroana* (Актай). В наиболее глубоководных отложениях эта фауна получает преимущественное развитие (Зидди, некоторые разрезы Шаартузского района).

Значительная часть видов фораминифер зоны *Pseudogaudryina pseudonavarroana* является общей с фораминиферами комплекса мергельного горизонта. В качестве наиболее характерных видов, не известных ниже, можно назвать *Spiroplectamina* ex gr. *elongata* Nikitina n. nsc., *Textularia eocaena* Gumbel, *Dorothia retusa* Cushman, *Pseudogaudryina pseudonavarroana* Balakhin, *Marginulina fragaria* Gumbel, *M. mexicana* Cushman, *Bifarina eleganta* Plummer, *Uvigerina elongata* Cole, *Gyroidina florealis* White, *Cibicides* ex gr. *commatus* Morozova, *C. gissarensis* N. Вук., *C. ex gr. perlucidus* Nuttall, *C. ungerianus* (Orb.), а из планктона — *Globorotalia pseudoscutula* Glaessn., *G. ex gr. wilcoxensis* Cushman et Pont. *G. subbotinae* Morozova.

В данном комплексе наряду с многочисленными палеоценовыми видами появляется значительное количество эоценовых форм. Такое соотношение отмечается для комплекса из нижнеэоценовых отложений Южно-Эмбенского района, с которым рассматриваемая зона имеет очень большое видовое сходство. Принадлежность большей части сузакского яруса к нижнему эоцену подтверждается присутствием зонального нижнеэоценового вида *Globorotalia subbotinae*.

В верхах сузакского яруса многих районов появляются комплексы фораминифер уже нижнеферганского типа. Состав фораминифер нижнеферганского подотдела (алайский и туркестанский ярусы) значительно отличается от состава фораминифер согдийского отдела. В нижнеферган-

ских отложениях Таджикской депрессии можно выделить два основных фациально различных комплекса. Один из них связан с нормально-морскими и относительно глубоководными осадками. В него входят *Spirolectamina* sp., *Cristellaria obliterata* N. Вук. n. msc., *C. laticostata* Tutk., *Nonionella ispharensis* (N. Вук.), *Bulimina vermiformis* N. Вук. n. msc., *Virgulina dibollensis* Cushman et Appl var., *Uvigerina pseudotexana* N. Вук. n. msc., *U. aff. asperula* Czjzek, *Uvigerinella compacta* (Balakhm.), *U. sp.*, *Hopkinsina longecamerata* Balakhm., *Baggina valoulineriaformis* N. Вук., *Eponides jacksonensis* Cushman, *Planulina* sp., *Cibicides infraferganicus* N. Вук. n. msc., *C. artemi* N. Вук. и другие, а из планктона — *Globigerinella micra* (Cole), *Globigerina* типа *Acarinina pentacamerata* Subb., *Acarinina* ex gr. *crassaformis* (Hall et Wissl.) и другие (Н. К. Быкова и С. Н. Симаков, 1956). Этот комплекс, нередко более обедненный, имеет в Таджикской депрессии преимущественное распространение.

Развитие другого комплекса в нижеферганских отложениях определяется некоторым понижением солености бассейна и отчасти его обмелением. Наиболее широко распространен *Nonion* ex gr. *laevis* (Orb.), *Cribronion ferganensis* (N. Вук.), иногда *Discorbis* ex gr. *ferganensis* N. Вук., *Nonionella ispharensis* (N. Вук.). Этот комплекс достигает большого развития в Фергане, а в Таджикской депрессии встречается в более окраинных разрезах.

Оба комплекса известны как в алайском, так и в туркестанском ярусах. Но второй обычно для алайского яруса. По фораминиферам эти ярусы различаются недостаточно четко. Можно назвать лишь один вид — *Cibicides artemi* N. Вук., характерный для туркестанского яруса и неизвестный в алайском ярусе. Кроме того, *Planulina* sp. приурочена обычно к алайскому ярусу, но виды эти в Таджикской депрессии встречаются довольно редко. Для туркестанского яруса характерно также присутствие *Radiolaria*, приуроченных к комплексу первого типа. По данным видам фораминифер нижеферганский подотдел скорее всего может быть сопоставлен с зонами *Globorotalia aragonensis* (алайский ярус), зоной *Acarinina crassaformis* (туркестанский ярус) и зоной планктонных фораминифер или ее нижней частью — подзоной с *Acarinina rotundimarginata* (верхняя часть туркестанского яруса). По возрасту это соответствует среднему эоцену и нижней части верхнего эоцена.

Наиболее характерным видом риштанского яруса является *Anomalina vialovi* (N. Вук.); наряду с ним часто встречаются *Cribronion rischtanicum* (N. Вук.), *Nonion morozovae* Lipman, *N. ex gr. laevis* (Orb.) и другие виды. Комплекс своеобразен и не находит аналогов в других районах.

В исфаринском ярусе обычно встречаются обедненные комплексы фораминифер со следами глубокого растворения CaCO_3 . Известковые формы представлены ядрами видов *Cristellaria asnagulensis* N. Вук. n. msc., *Bulimina sculptilis* Cushman, *Neobulimina pseudoelongata* N. Вук. n. msc., *Uvigerina* ex gr. *jacksonensis* Cushman и других. Из фораминифер с песчанистой раковинной встречаются *Haplophragmoides* sp., *Trochammina* sp. и некоторые другие. Все эти в основном верхнеэоценовые виды известны из ханабадского яруса.

Видовой состав фораминифер в отложениях ханабадского яруса отличается разнообразием. Наряду с песчанистыми фораминиферами *Haplophragmoides* sp., *Recurvoides* sp., *Cyclammina* ex gr. *pseudocancellata*

Chal., *C. sp.*, *Spiroplectammina tuaevi* Морозова, *Plectina sp.*, крупными — *Trochammina sp.* и др. присутствуют многочисленные известковые формы — *Cristellaria sp.*, *Globulina sp.*, *Nonion morozovae* Lipm., *Melonis umbicatus* (Mont.), *Turrilina alsatica* Andreae, *Bulimina sculptilis* Cushman, *Neobulimina pseudoelongata* N. Byk. n. msc., многочисленные *Boltvina* — *B. Longa* Balakhm., *B. asiatica* Морозова (= *B. semiintegra* Chal. + *B. concavosutura* Chal.), *B. reticulatiformis* Chal. и др., *Uvigerina ex gr. jacksonensis* Cushman, *U. aff. pygmaea* Orb., *Angulogerina sp.*, *Gyroidina linguana* N. Byk. et *Chramaja* n. msc., *G. trijanovi* N. Byk. et *Chramaja* n. msc., *Pseudoparrella? budensis* (Hantk.), *Baggina iphigenia* Sam., *Asterigerina lucida* Minakova, *Cibicides khanabadensis* Mjassn., *C. mundus* N. Byk., *C. ex gr. rarus* N. Byk. et *Chramaja* n. msc. и др. Ханабадский комплекс фораминифер содержит очень много видов, общих, с одной стороны, с верхнефораминиферовыми слоями Кавказа, Южно-Эмбинского района, верхней белой свиты Мангышлака и торым-беурской свитой Кюрендага, с другой — с комплексом чеганской свиты Приаралья. На основании этого сходства ханабадский ярус по возрасту скорее всего может быть отнесен к верхам верхнего эоцена.

Большая часть видов ханабадского яруса переходит в вышележащий сумсарский ярус. Для комплекса последнего характерно возрастание *Nonionopoda* и *Anomaliniidae* (*Cibicides*). Наиболее характерными видами сумсарского яруса являются *Cibicides sumsarensis* N. Byk., *Anomalina subbotinae* N. Byk. и, по-видимому, *Boltvina ex gr. mississippiensis* Cushman. Анализ распространения видов и смены комплексов во времени в различных районах дает основание параллелизовать сумсарский ярус с хадумским горизонтом и относить его к олигоцену (в основном, нижнему).

Континентальные неогеновые отложения

В Юго-Западном Таджикистане, как и везде в Средней Азии на морском палеогене лежит очень мощная и своеобразная серия континентальных осадков, большая часть которых относится несомненно к неогену. Однако точные возрастные рамки этой серии из-за полного отсутствия в ней руководящих органических остатков до сих пор не установлены.

Формирование третичной континентальной серии связано с разрушением горного обрамления Таджикской депрессии. Неравномерность проявления тектонических движений во времени и пространстве приводила к неоднократному смещению зон накопления обломочного материала. Это затрудняет изучение третичных континентальных отложений, параллелизацию отдельных толщ, установление единой для всей депрессии схемы их расчленения. Поэтому естественно, что при первых, в большинстве случаев маршрутных, исследованиях Юго-Западного Таджикистана удавалось получить только самое общее, а иногда и не совсем верное представление об этой серии в целом. Так, французский геолог Лева ошибочно приписывал придаввазским конгломератам ледниковое происхождение. В. Н. Вебер (1904) опроверг это представление, он связывал их образование с разрушением поднимавшихся гор и накоплением у подножья гор продуктов этого разрушения в виде конусов выносов горных потоков. Д. В. Наливкин (1928) назвал эти осадки типичными фациями подножий.

Отличительной чертой осадков, накопившихся в Таджикской депрессии в неогеновое время, является бедность их органическими остатками. В течение многих лет эти отложения считались немymi, и расчленение их производилось главным образом на основании литологических признаков.

Однако до сих пор разработать единую для всего Юго-Западного Таджикистана схему расчленения третичных континентальных отложений не удалось.

Первые обоснованное расчленение третичных континентальных отложений предложено было Н. А. Кудрявцевым (1932) для южного склона Гиссарского хребта. Всю серию этих осадков, достигавшую здесь мощности свыше четырех километров, он разделил на четыре толщи.

Позднее геологи-нефтяники (Н. П. Зубов, П. И. Михайлицкий, С. М. Киселев и др.) пытались параллелизовать с выделенными Н. А. Кудрявцевым толщами комплекс послепалеогеновых континентальных осадков, распространенных в более южных районах Таджикистана, сопоставляя нередко толщи, занимающие различное стратиграфическое положение.

П. К. Чихачев все дислоцированные континентальные отложения, залегающие выше морского палеогена, рассматривал как осадки трех этапов геологического развития. Первый этап, для которого были характерны довольно однообразные условия осадконакопления во всей Средней Азии, дал красноцветные осадки, выделенные на мелкомасштабных картах под названием кирпичной свиты. Второй этап, характеризовавшийся более интенсивным проявлением тектонических движений, дал более грубые пестрые по составу отложения, для которых красный цвет уже не является господствующим. Осадки второго этапа были разделены А. Р. Бурачком (1933а) на три типа: 1) дарвазский, 2) гиссарский, 3) бабатагский (рис. 45)¹. Осадки гиссарского и бабатагского типов расчленить не удалось. Отложения же дарвазского типа, неоднократно подвергавшиеся в связи с их золотоносностью специальным литологическим исследованиям (Б. М. Здорик, В. И. Попов, А. Р. Бурачек), были разделены А. Р. Бурачком (1933) на свиты: хингоускую, тавильдаринскую, каранакскую и полизакскую.

Слабодислоцированные, сильно гипсоносные в верхней своей части отложения, залегающие в Кулябском районе с резким угловым несогласием на различных толщах неогена (в том числе и на полизакской свите), получившие название кулябской свиты, относятся к третьему этапу. Позднее с этой свитой многими геологами (С. М. Киселев, П. И. Михайлицкий) сопоставлялись некоторые мелкозернистые осадки, венчающие разрез третичных отложений в других районах Таджикской депрессии, хотя в отдельных случаях параллелизуемые толщи и занимают несомненно разное стратиграфическое положение. Слабая дислоцированность осадков кулябской свиты, залегание ее на различных свитах, в том числе на полизакской с угловым несогласием, наличие в ней лёссовидных суглинков, впервые появляющихся в разрезе и имеющих широкое распространение только в четвертичном периоде, и, наконец, находка в этой свите в Кулябском районе заведомо четвертичной фауны, позволяют предполагать для нее древнечетвертичный возраст.

¹ Согласно новым данным, полученным в 1956 г. геологами ТГУ (Л. В. Соколов и др.), среди осадков неогена выделяется еще один тип, развитый в центральной части Таджикской депрессии (хребты Сарсаряк, Санглак, Гулизиндан и др.). — *Прим. ред.*

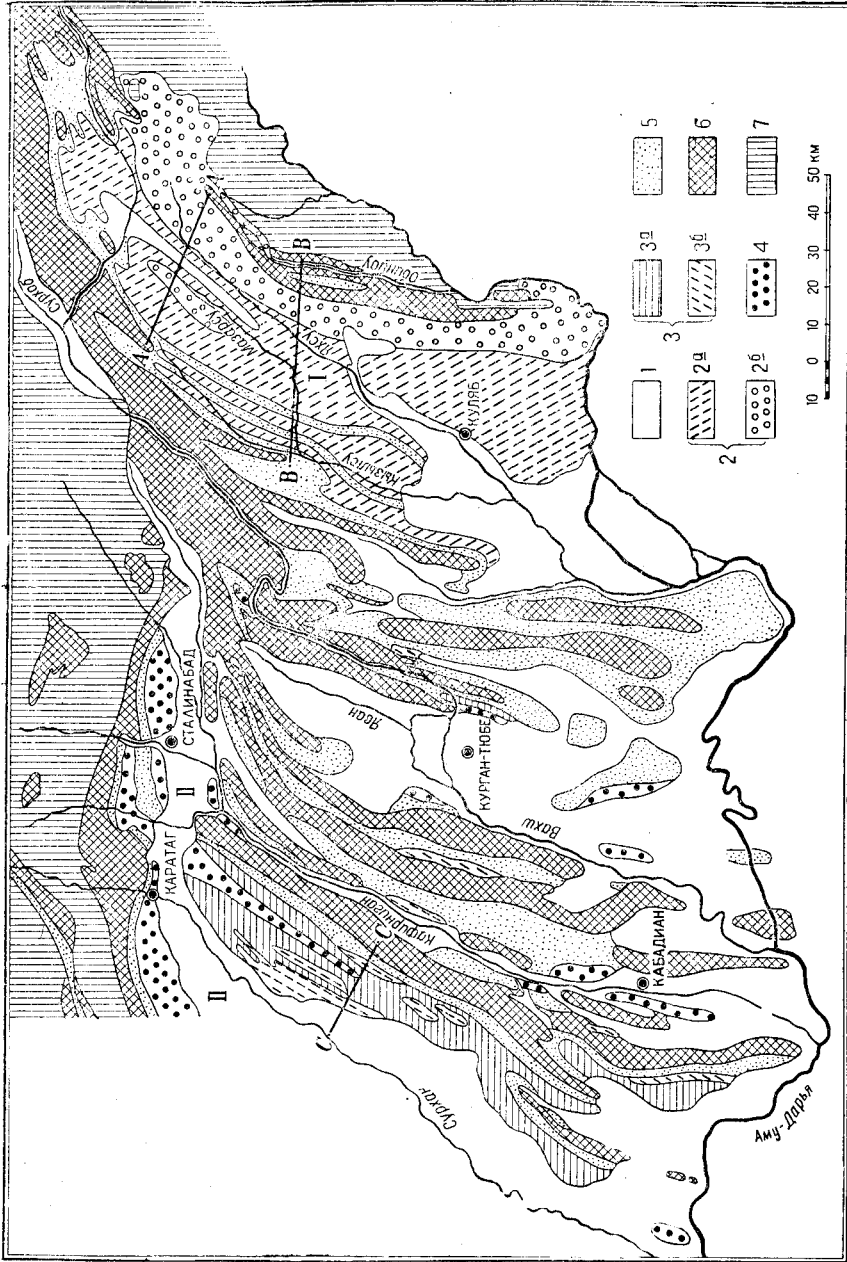


Рис. 45. Схема распространения третичных континентальных отложений в Юг-Зап одном Таджикистане.

Составил А. Р. Бурачек

1—четвертичные отложения (Q); 2—плиоценовые отложения дарвазского типа: 2a—песчано-глинистые осадки; 2b—конгломераты; 3—плиоценовые отложения бабатарского типа: 3a—песчано-глинистые осадки; 3b—конгломераты; 4—плиоценовые отложения гиссарского типа; 5—миоценовые осадки массивной серии (Pg₂+N₁); 6—мезозойские и морские палеогеновые отложения; 7—осадочные и магматические палеозойские породы; I—Яхсуйская передовая впадина; II—Гиссаро-Сурханская передовая впадина; А-А, В-В, С-С—линии профилей (см. рис. 47, 48 и 54)

В последнее время в третичных континентальных отложениях были обнаружены органические остатки. Наиболее многочисленными среди них оказались остракоды. М. Н. Грамм в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (в разрезе Болдыр, в 45 км к юго-западу от Ширабад) выделил в развитых здесь третичных континентальных отложениях три фаунистические зоны: 1) *Cytherides shirabadensis* Mandelst.; 2) *Limnocytherae*; 3) *Iliocypris bradyi* Sars., *Cyprides littoralis* Br., *Limnocythera*

dengiskulensis sp. nov. В других районах выделить такие зоны не удается.

Кроме того, в хребте Аруктау У. А. Кухмазовым и Н. А. Садовой были встречены остатки черепа *Mastodon* cf. *angustidens*. Однако неясное стратиграфическое положение толщи, заключающей эти остатки, и возможно переотложенное их залегание не позволяют достаточно надежно установить возраст этих отложений. М. Н. Грамм обнаружил в этой толще отпечатки харовых водорослей, свидетельствующих о континентальных условиях ее образования, но не определяющих возраста. Наконец, известны находки остатков однодольных растений, указывающих на широкое распространение в неогене травянистой растительности, характерной для полупустынь с сухим и жарким климатом. Изредка в верхах третичного разреза встречаются листья двудольных растений, указывающих на развитие местами зарослей типа тугайных лесов, характерных для речных пойм современных пустынь Средней Азии. Несмотря на все эти находки, вопрос о возрасте выделенных свит остается одним из наиболее сложных и до сих пор не разрешенным.

В результате дальнейших исследований уточнилось строение отдельных толщ третичных отложений в различных районах Таджикской депрессии, накапливался фактический материал. Анализ этого материала позволяет значительно уточнить представления о третичных континентальных отложениях и истории геологического развития Юго-Западного Таджикистана и более точно охарактеризовать основные особенности намеченных ранее этапов.

Массагетская серия (миоцен—верхний олигоцен)

Кирпично-красная (кирпичная) свита по строению и стратиграфическому положению параллелизуется с осадками массагетской серии, выделенными О. С. Вяловым (1936) в Фергане. Точный возраст этой серии до сих пор не установлен.

Кирпично-красная свита в ряде пунктов Таджикской депрессии, так же как и массагетская серия в других районах Средней Азии, ложится, связываясь постепенными переходами, на сумсарские слои палеогена. Последний содержит богатую фауну, среди которой преобладают среднеолигоценные формы, хотя имеются указания на присутствие и нижнемиоценовых форм, что, однако, требует проверки. Все это делает наиболее вероятным предположение о миоценовом и частично верхнеолигоценном возрасте массагетской серии, хотя отсутствие в ней руководящих органических остатков и недостаточная изученность сумсарской фауны не позволяют решить этот вопрос окончательно. В пользу миоценового возраста массагетской серии говорит также и то, что морские сарматские отложения (и конкские слои) на Устюрте переходят к востоку в тождественные массагетской серии красноцветные континентальные отложения Кызыл-Кумов. Вместе с тем, морские сарматские отложения, так же как красноцветные осадки массагетской серии, непосредственно перекрываются в Кызыл-Кумах и Кара-Кумах осадками туранской и синхроничной ей заунгузской свит, а в Фергане — осадками бактрийской серии, содержащими микрофауну, среди которой преобладают плиоценовые формы. Однако ненадежность микрофауны в отношении точной возрастной датировки заставляет все еще говорить об условности установления миоценового возраста для массагетской серии.

Как правило, у подножия обрамляющих депрессию поднятий массагетская серия ложится чаще всего на туркестанские слои палеогена, сре-

зая все вышележащие толщи палеогена, однако ни базальных конгломератов, ни углового несогласия отмечено не было. В пределах депрессии в большинстве случаев массагетская серия представлена полностью и залегает с постепенными переходами на сумсарских слоях. Здесь она может быть подразделена на три толщи (снизу вверх). Первая толща представлена в основном коричневыми, ожелезненными, нередко сильно известковистыми, большей частью рыхлыми песчаниками, среди которых

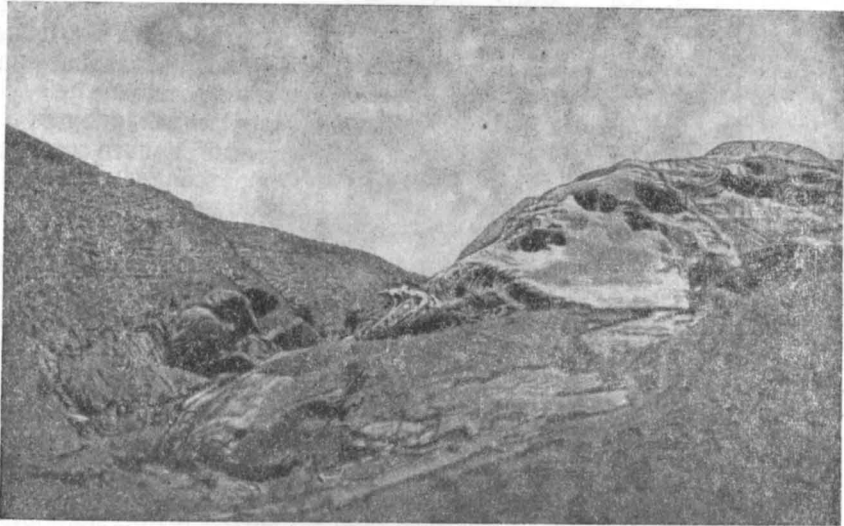


Рис. 46. Выветривание массивных песчаников кирпично-красной свиты.
Фото П. К. Чихачева

часто встречаются прослои коричневых, ожелезненных, известковистых глин, нередко гипсоносных, изредка наблюдаются прослои зеленых известковистых глин. Песчаники состоят из зерен кварца и полевого шпата, примерно в равных количествах. Нередко встречаются чешуи слюды. Форма зерен угловатая, цемент кальцитовый. Мощность толщи достигает 250 м. Вторая толща сложена почти исключительно массивными плотными песчаниками, дающими характерные матрацевидные формы отдельности. При выветривании на них развиваются круглые караваи и большие каверны (рис. 46). Песчаник сильно ожелезненный. Окраска его кирпично-красная; в основании и кровле встречаются мощные пачки серого песчаника. Мощность колеблется от 500 до 1000 м. Третья толща представлена красновато-коричневыми, более или менее плотными ожелезненными песчаниками, часто чередующимися с буро-красными глинами. В некоторых случаях глины преобладают над песчаниками. Отложения пронизаны жилками гипса, иногда встречаются прослои последнего. Мощность достигает 750 м.

Бактрийская серия (плиоцен)

Осадки этой серии относятся ко второму этапу геологического развития территории Юго-Западного Таджикистана. Они свидетельствуют об изменении палеогеографической обстановки и тектонического режима

водящие органические остатки не встречены, в других же районах Средней Азии в них найдена микрофауна в общем плиоценового облика.

Отложения дарвазского типа

Область распространения отложений этого типа ограничивается Яхсуйской передовой впадиной, занимающей бассейны рр. Яхсу и Кызылсу. Накопление осадков в этой впадине контролировалось тектоническим режимом Дарвазского поднятия, служившего областью сноса. На фоне общего поднятия Дарваза намечается ряд периодов или фаз более резкого усиления тектонических движений, обусловивших в районах, непосредственно примыкающих к Дарвазу, перерывы в осадконакоплении. А. Р. Бурачек (1933) выделил пять таких фаз (сурханскую, сарыобскую, гульдаринскую, сафетдаронскую и тальбарскую), что позволило разделить бактрийскую серию дарвазского типа на ряд свит (рис. 49). Вблизи подножия Дарваза этим фазам соответствуют уровни угловых несогласий, достигающие не более 15—20°. С удалением от гор эти несогласия исчезают, сглаживаются и различия в характере толщ.

Хингоуская свита. Эта свита слагается обычно конгломератами, песчаниками и глинами, часто чередующимися; общая мощность ее до 1800 м. В некотором удалении от подножия Дарваза налегание описываемой свиты на кирпично-красную свиту (массагетскую серию) согласное. У самого подножия Дарваза хингоуская свита находится в тектоническом контакте с мезозоем, а в Кулябском районе, по-видимому, трансгрессивно налегает на морской палеоген.

Окраска хингоуской свиты довольно яркая, пестрая. Для нее типичны буро-красные цвета, перемежающиеся с более светлыми, зеленоватыми и сиреневыми. У самого подножия Дарваза, в бассейне рр. Сарыоб, Обипитоуды и др., она окрашена в кирпичный цвет, более яркий, чем кирпично-красная свита.

Литологический состав хингоуской свиты разнообразен. Можно выделить два основных типа отложений. Наиболее распространенный тип отложений характеризуется преобладанием гальки магматических и осадочных палеозойских пород. В составе гальки свыше 50% палеозойских песчаников, сланцев, известняков и около 30% туфов и порфиринов, остальное — фельзиты, порфиры, кварц. Очень редко встречаются полнокристалли-

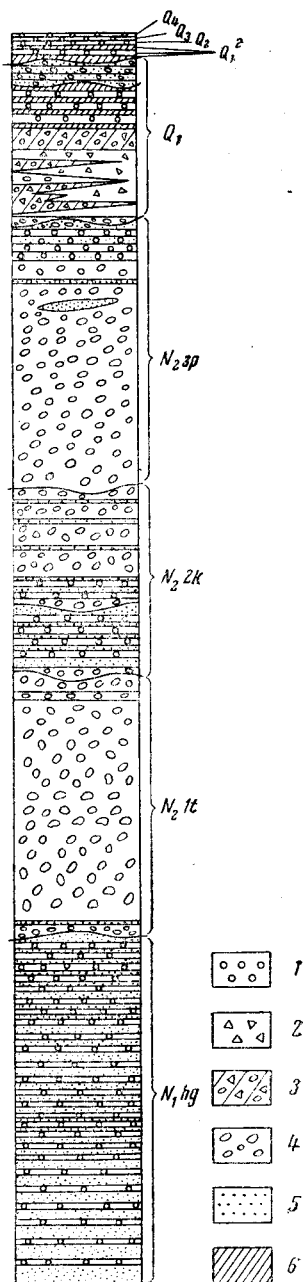


Рис. 49. Стратиграфический разрез третичных и древнечетвертичных отложений

1—крупногалецкий конгломерат; 2—брекчия; 3—брекчневидный конгломерат; 4—мелкогалецкий конгломерат; 5—песчаники; 6—суглинки

ческие разности кислых магматических пород. Этот тип представлен часто чередующимися разнообразными по плотности горизонтами мергелисто-песчанистых глин, песчаников и конгломератов, что придает обнажениям ребристый характер, напоминающий строение тонко-слоистой свиты неогена Ферганы (рис. 50). Отдельные слои выклиниваются, но нередко прослеживаются и на значительном протяжении. Короткие выпуклые линзы, свойственные предгорным шлейфам, для этого типа отложений хингоуской свиты не характерны. В прекрасно

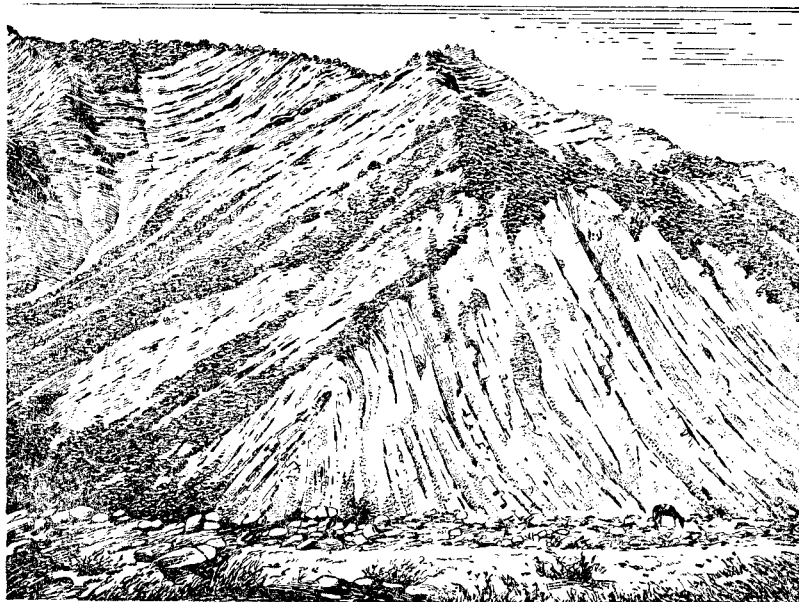


Рис. 50. Хингоуская свита, собранная в складки у сел. Езган на р. Хингоу. С фото А. Р. Бурачека

окатанной гальке преобладают эллипсоидальные формы. Размер гальки до 15 см (чаще 7 см). С удалением от Дарваза размер гальки быстро уменьшается и конгломераты заменяются песчаниками. По Мазарсу в хингоуской свите конгломераты почти отсутствуют, и весь разрез сложен песчаниками и глинисто-мергелистыми породами.

Второй тип отложений встречен в бассейне р. Гульдара (приток р. Сарыоб). Здесь хингоуская свита слагается ярко-красными суглинками и конгломератами с угловатой галькой, среди которой наблюдаются валуны размером до 1,5 м, представленные почти исключительно мезозойскими известняками и песчаниками. Характерны часто выклинивающиеся линзы. Отложения по общему характеру напоминают образования бурных потоков.

Тавильдаринская свита. В некотором удалении от подножий Дарваза (бассейн рр. Мазарсу и Кызылсу, левобережье Яхсу) эта свита залегает на хингоуской без углового несогласия. В окрестностях Тавильдары непосредственный контакт этих свит закрыт; однако, судя по более пологому залеганию тавильдаринской свиты, можно предполагать между ними несогласие до 10° . Еще ближе к Дарвазу угловое несогласие проявляется уже отчетливо. Тектонические движения сарыоб-

ской фазы обусловили не только угловые несогласия между указанными свитами. С ними связана большая пестрота состава пород тавильдаринской свиты, увеличение размера галек и их окатанности по сравнению с хингоуской свитой, особенно четко проявляющиеся у подножия Дарваза и сглаживающиеся с удалением от него. Поэтому тавильдаринская свита, хорошо выделяющаяся на востоке (рис. 51), на западе далеко не всегда может быть выявлена.



Рис. 51. Тавильдаринская свита у Ходжашоуба на р. Хингоу.
С фото А. Р. Бурачека

В связи с усилением тектонических движений в сарыобскую фазу усилилась и эрозионная деятельность. Во время отложения тавильдаринской свиты в Дарвазе эрозия достигла уже глубинных интрузивных пород, и в депрессию сносилось значительно больше обломков гранитов и диоритов. Мезозойские отложения, поднятые в сурханскую фазу по периферии Дарваза к началу отложения тавильдаринской свиты уже были в основном смыты. Вероятно, поднятие возвышенностей по периферии Дарваза еще более усилилось в сарыобскую фазу, и они преградили доступ в депрессию потокам, несшим из удаленных районов Дарваза разнообразные обломки палеозойских пород. В тавильдаринской свите преобладают гальки туфогенных пород и известняков, принесенные не издалека. Размер гальки, ее окатанность, а также характер наслаивания в тавильдаринской свите чаще говорят о привносе материала большими бурными потоками и силами. Такие местные шлейфы или занимают большие площади, чередуясь с площадями, занятыми выносами из более удаленных районов, или переслаиваются с ними. Переслаивание этих двух типов отложений наблюдается к югу от Тавильдары в большей части бассейнов рр. Яхсу и Мазарсу. Здесь слои, сложенные материалом, привнесенным из удаленных частей Дарваза, прослеживаются на большое расстояние и имеют мощность в десятки и сотни метров. Галька в них хорошо окатана, имеет эллипсоидальную

форму. Размер гальки обычно не более 20 см, реже 30 см. В составе гальки преобладают туфы порфиритов, граниты и диориты (около 50%), до 15% и более палеозойских известняков, остальное — порфириты, фельзиты, палеозойские сланцы и песчаники. По характеру наслоения эти отложения напоминают образования сухих дельт крупных артерий (рис. 52). Далеко прослеживающаяся параллельность поверхностей, ограничивающих соседние пласты, нарушается только редко разбросан-

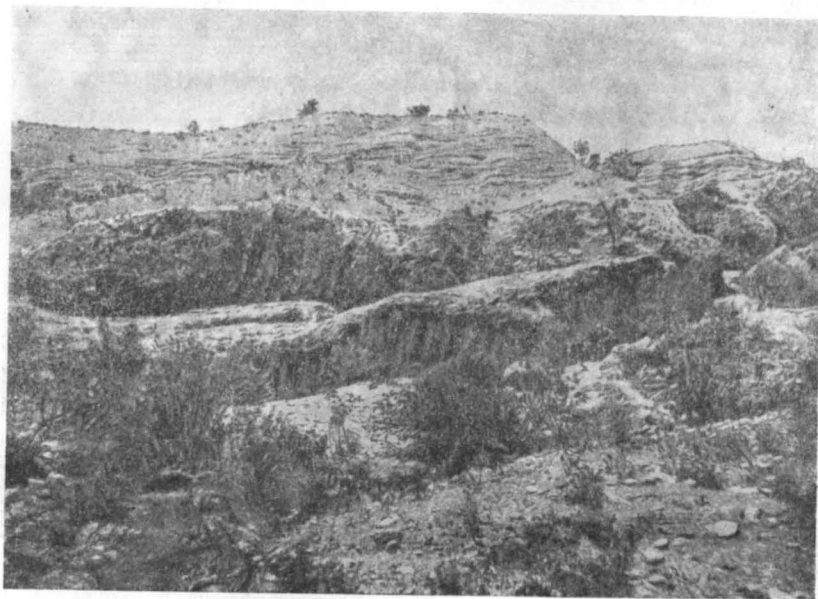


Рис. 52. Горизонт известняково-брекчиевидного конгломерата на границе каранакской и тавильдаринской свит на р. Бандисарьюб.
Фото А. Р. Бурачека

ными длинными косыми и плоскими линзами песчаника и мелкого гравия. Сортировка материала хорошая.

Переслаивающиеся с указанными отложениями образования местных шлейфов представлены обыкновенно слоями и линзами, быстро выклинивающимися и сменяющими друг друга по простиранию, налегающими на размытую поверхность подстилающих толщ. Такие пласты-линзы обыкновенно состоят из очень плохо окатанной гальки, часто угловатой. В составе ее преобладают (до 80—90%) палеозойские известняки, остальное — порфириты, их туфы, фельзиты, граниты, диориты и пр. Сортировка материала плохая или почти отсутствует. Наибольшее количество таких слоев приурочено к верхам тавильдаринской свиты. В районе р. Сарьюб известняковые конгломераты слагают почти всю тавильдаринскую свиту.

По западному крылу Кухифрушской антиклинали, в верховьях рр. Чалдыктуран, Иокундж и Обипитоуды тавильдаринская свита в большей своей части сложена крупногальчными плохо окатанными конгломератами с галькой темных красно-бурых туфов, по-видимому, представляющих собой также местные шлейфы.

В тавильдаринской свите, так же как и в хингоуской, по мере удаления от Дарваза на запад галька становится мельче, конгломераты за-

мещаются песчаниками и песчанистыми, иногда мергелистыми глинами. Эти изменения начинаются от долины Яхсу, а между Мазарсу и верховьями Кызылсу (в западной половине передовой впадины) вся свита состоит из песчано-глинистых отложений, лишенных конгломератов.

Общая мощность тавильдаринской свиты измеряется многими сотнями метров; в долинах Яхсу и Мазарсу она составляет около 1200 м. Окраска свиты светлее, чем хингоуской, обыкновенно буровато-розовая и серовато-розовая. Фациальный характер осадков свиты указывает на то, что в период их образования область размыва была значительно ближе к области отложения, чем во время отложения хингоуской свиты.

К а р а н а к с к а я с в и т а. Количество грубообломочных известняковых конгломератов увеличивается в верхней части тавильдаринской свиты, достигая максимума на границе с каранакской свитой, где они часто залегают в виде сплошного, далеко прослеживающегося горизонта. В каранакской свите эти отложения или отсутствуют, или встречаются редко (в среднем и нижнем течении р. Яхсу).

В бассейне р. Гульдара каранакская свита срезает все подстилающие третичные отложения и ложится на мезозой с угловым несогласием. По всей вероятности, тектонические движения не были строго локализованы во времени, а распространялись уже после образования тавильдаринской свиты, достигнув максимума к началу отложения каранакской свиты. Пликативные движения гульдаринской фазы отмечены только у подножия Дарваза, дальше же к западу — в средней и западной частях Яхсуйской передовой впадины они не проявлялись.

Барьеры из верхнепалеозойских известняков и туфов, образовавшиеся в периферических частях Дарваза в предшествующие две фазы, в гульдаринскую фазу были уничтожены. В депрессию снова стал поступать материал из более удаленных частей Дарваза. В результате в каранакской свите уменьшилось содержание галек из палеозойского известняка и увеличилось количество гранитной гальки (до 20—30%). Окатанность материала обычно очень хорошая. Размер гальки несколько больше, чем в соответствующих отложениях тавильдаринской свиты. Встречаются отдельные крупновалунные горизонты с валунами изверженных пород до 2 м в диаметре. Такие конгломераты образуют мощные (иногда свыше 100 м), далеко прослеживающиеся пласты (рис. 53). В этих пластах слоистость иногда плохо выражена, но часто видна хорошая ориентировка гальки. Однообразие пластов обыкновенно нарушается длинными, косыми линзами песчаника и мелкого гравия.

В нижней части каранакской свиты в бассейне р. Яхсу наблюдаются редкие прослои — линзы грубоокатанных известняковых конгломератов, представляющих отложения местных шлейфов. Как и в случае предыдущих свит, с удалением от Дарваза конгломераты становятся все более мелкообломочными и постепенно переходят в песчаники и глины, часто мергелистые. Следует отметить, что конгломератовая фракция каранакской свиты проникает на запад дальше, чем в предыдущих свитах. Общую мощность каранакской свиты можно принять примерно в 1400 м. Описанный тип каранакской свиты распространен в бассейнах рр. Бандисары, Яхсу, Мазарсу. По характеру своего строения каранакская свита напоминает толстослоистую свиту, описанную П. К. Чихачевым в Фергане.

Весьма своеобразной фацией каранакская свита представлена в бассейне р. Сарыоб, где на известняковые конгломераты тавильдаринской свиты, а местами на хингоускую свиту налегают рыжевато-серые толщи

плохо сортированных грубокатанных конгломератов мощностью до 1000 м, выделенные В. И. Поповым под названием шайдонской свиты. В составе гальки преобладают туфы, туфобрекчии, известняки, много мелкозернистых, большей частью кварцевых порфиров, фельзитов, песчаников. Исключительно редки граниты и диориты. Конгломераты слабо отсортированы, часто чередуются с суглинками, иногда представляют собой беспорядочную смесь из суглинков и угловатой гальки. Валуны достигают в диаметре 4 м. Эти отложения напоминают силевые выносы.

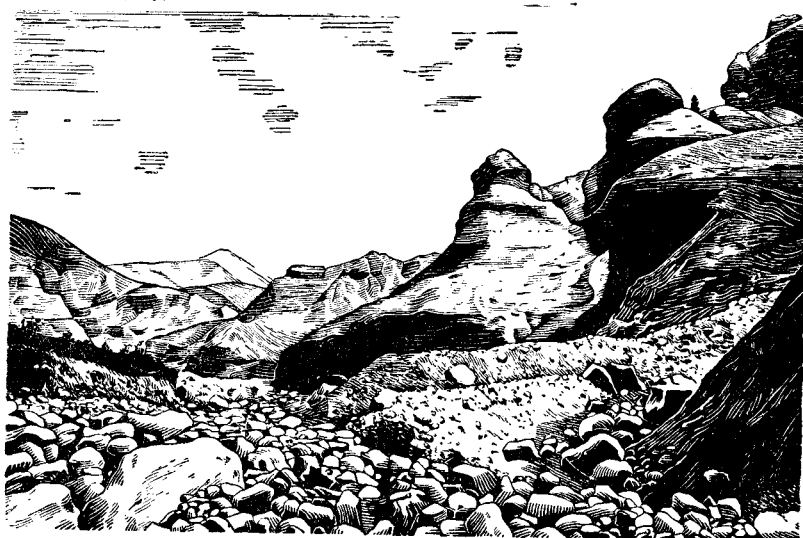


Рис. 53. Конгломераты каранакской свиты, образующие руинный рельеф в бассейне р. Сафетдара.
С фото А. Р. Бурачека

но встречаются и своеобразные формы окатывания, не свойственные силам. Так, часто галька имеет обточенные совершенно плоские поверхности, иногда даже корытообразно вогнутые. Такую обработку гальки скорее всего можно приписать леднику, но штриховка на гальке если и встречается, то очень неясная, сглаженная. А. Р. Бурачком был найден крупный валун с отчетливой ледниковой штриховкой, однако не в коренном залегании. Наиболее вероятно, что эти отложения флювиогляциальные. Существование в это время некоторого оледенения весьма вероятно. Остается неясным, соответствует ли шайдонская свита только каранакской свите или частично верхам тавильдаринской.

Полизакская свита. Следующая кверху полизакская свита у подножия Дарваза несогласно срезает каранакскую и все нижележащие неогеновые и палеогеновые свиты, всю толщу мезозоя и ложится на палеозой. Это несогласие отображает пликвативные движения сафетдаронской фазы.

Эти движения захватили только восточный борт Яхсуйской передовой впадины; в долинах Яхсу и Мазарсу угловые несогласия уже не заметны. Подвижки сафетдаронской фазы еще больше увеличили разницу в высотах между областями размыва и отложения, что привело к увеличению размеров гальки и к изменению ее состава.

Полизакская свита представлена отложениями дельт крупных водных артерий, приносивших материал из глубоких частей Дарваза. Галька в конгломератах отличается особенно большими размерами (до 6 см и более), преобладает галька гранитов и диоритов (до 50%), известняковой гальки мало. Отложения сцементированы значительно слабее, чем в более древних свитах. Окраска пород светлая: серая и зеленовато-серая. Конгломератовая часть шлейфа в полизакской свите выдвинута еще далее на запад, чем у каранакской свиты.

После отложения полизакской свиты имели место крупные тектонические движения, отнесенные А. Р. Бурачеком к тальбарской фазе. В эту фазу все осадки были собраны в складки. Яхсуйская передовая депрессия перестала служить областью преобладающей аккумуляции и прогибания. В ней начала выработываться долина, приведшая к современному глубоко и сложно расчлененному рельефу. По-видимому, первые из этих долин были направлены по оси впадин и огибали подножие Дарваза, связывая современный бассейн р. Хингоу с бассейном Яхсу. В нижней части этой долины впоследствии образовались мелкие озера-разливы, в которых накапливались лёссовидные суглинки кулябской свиты, возраст которых уже несомненно четвертичный.

Отложения гиссарского типа

В отложениях этого типа, по данным А. Р. Бурачека (1934), преобладают конгломераты с галькой магматических и осадочных палеозойских пород, распространенных в Гиссарском хребте. В этих конгломератах не наблюдается того фациального разнообразия, какое отмечалось для конгломератов дарвазского типа, возможно, вследствие недостаточной их изученности.

Отложения гиссарского типа распространены в основном в подножие Гиссарского хребта (северный борт Гиссаро-Сурханской передовой впадины). Отдельные выходы их наблюдаются и южнее, в центральной части депрессии, где они намечают, по-видимому, три основных потока, стекавшие с северного обрамления и проникавшие далеко на юг. По мнению А. Р. Бурачека (1934), один такой поток располагался вдоль долины р. Сурхан (западное крыло Бабатагской антиклинали), второй — вдоль Кафирнигана (западное крыло Каршитауской антиклинали) и третий вдоль Кургантюбинской долины. В этих потоках отлагались осадки, представленные местами конгломератами с обильной гиссарской галькой. С удалением от Гиссарского хребта конгломераты быстро сменяются песчаниками и глинами, и тогда трудно установить принадлежность осадков к гиссарскому типу, тем более что на юге большую роль начинают играть осадки бабатагского типа (см. ниже), содержащие местную мезозойскую и палеогеновую гальку (местные шлейфы). Отчетливое переслаивание в результате вклинивания друг в друга осадков этих двух типов описано А. Р. Бурачеком на западном склоне Бабатага.

У подножия Гиссарского хребта отложения гиссарского типа слагают сравнительно узкую полосу; обнажены они плохо. Выделить отдельные свиты здесь не удалось. Н. А. Кудрявцев (1932) отмечает преобладание в верхней части этих отложений серых конгломератов, состоящих преимущественно из галек изверженных пород, переслаивающихся с редкими прослоями песчаников. В нижней части преобладают красные конгломераты того же состава, переслаивающиеся с песчани-

ками и глинами, количество прослоев и мощность которых увеличивается книзу. Мощность всей толщи свыше 3500 м. Залегает она на красноцветных осадках массагетской серии согласно.

К югу от Курган-Тюбе и к северу от Кабадиана, по данным А. Р. Бурачека (1934), имеются выходы конгломератов, содержащих гальку изверженных пород и залегающих несогласно на кирпично-красной свите и палеогене. Однако изолированность этих выходов не дает возможности установить, к какой части бактрийской серии они относятся.

В северном Бабатаге, согласно А. Р. Бурачеку, окатанность и отсортированность материала в конгломератах гиссарского типа очень хорошая. Характер наслоения приближает их к речным отложениям.

К гиссарскому типу были отнесены также своеобразные отложения, развитые у подножия Вахшского гребня. И. Е. Губин (1934) делит эти отложения на две свиты: яхакскую, мощностью свыше 1000 м, сложенную в основном чередующимися пластами глинистых песчаников, желтых и голубоватых рассланцованных глин, реже мелко- и среднегалечных конгломератов, и верхнюю — лябиджарскую мощностью около 800 м, представленную в основном разнообразными конгломератами и светло-серыми песчаниками. Галька в конгломератах обеих свит состоит из изверженных и осадочных палеозойских пород, что дает основание относить эти отложения к гиссарскому типу. Крупность гальки и количество конгломератовых прослоев увеличиваются снизу вверх. Параллелизовать эти свиты со свитами, выделенными в Яхсуйской передовой впадине, в настоящее время не представляется возможным. Нельзя также установить полное тождество их с отложениями гиссарского типа, изученными западнее. Неясным остается вопрос о характере контакта яхакской свиты с палеозоем. По данным И. Е. Губина, этот контакт тектонический. Однако не исключена возможность трансгрессивного налегания яхакской свиты на палеозой¹. Решить этот вопрос трудно, так как выходы палеозоя отделены от выходов конгломератовой толщи мощными четвертичными наносами, что затрудняет наблюдение контакта.

Отложения бабатагского типа

Характерной особенностью отложений бабатагского типа (Бурачек, 1934) является присутствие в них конгломератов с галькой исключительно мезозойских и палеогеновых пород. Окраска этих отложений обычно серая, слегка розоватая. В большинстве пунктов они приурочены к подножиям наиболее высоких возвышенностей Вахшского антиклинория. Залегают эти отложения обычно несогласно и трансгрессивно на различных толщах палеогена и мезозоя.

Наиболее полный и мощный разрез осадков бабатагского типа можно наблюдать в восточном крыле Сурханской синклинали — горах Бабатаг, почему они и названы были А. Р. Бурачеком бабатагской свитой. Здесь они без углового несогласия залегают на красноцветах массагетской серии и представлены буро-красными глинистыми песчаниками и песчанистыми глинами со слоями песчаников и конгломератов. В песчаниках, кроме прекрасно окатанных зерен кварца, содержится

¹ Трансгрессивное налегание этих толщ на палеозой было установлено А. В. Григорьевым. — *Прим. ред.*

много угловатых обломков известняка, содержащих палеогеновую и меловую фауну. Сортировка плохая. Окатанность гальки очень плохая или она почти совсем не окатана. Размеры галек редко достигают 4 см. Конгломераты залегают неправильными пластами — линзами, часто выклинивающимися, нередко налегая на размытую волнистую поверхность подстилающих толщ. Кверху пласты конгломератов исчезают, в песчаниках редко встречается угловатая галька. Окраска кверху также меняется, приобретает более серые тона.

В самом верху разреза бабатагской свиты появляется сплошная толща крупногалечных конгломератов серого цвета. Характерно, что здесь, так же как и в Придарвазском районе, наблюдается укрупнение галек кверху разреза. Общая мощность разреза около 2500 м. Угловых

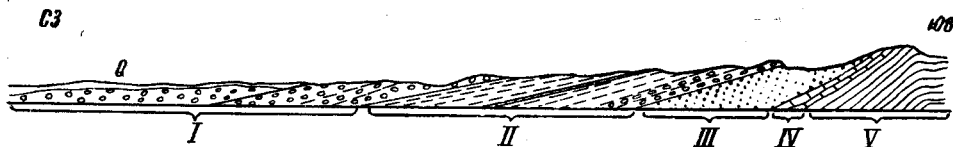


Рис. 54. Геологический разрез через западное крыло Бабатагской антиклинали (линия С — С на рис. 45)

I — отложения бабатагского типа; II — отложения гиссарского типа; III — массагетская серия; IV — палеогеновые отложения; V — меловые отложения

несогласий внутри толщи не обнаружено, отмечается только постепенное выполаживание углов падения кверху. Это обстоятельство и однообразие разреза не позволили провести его более дробное подразделение.

Отложения бабатагского типа встречаются и в других частях депрессии. Состав их всюду одинаков, но количественное соотношение конгломератов и песчано-глинистых слоев различно. Как правило, конгломератов больше всего у подножий наиболее высоких гор, и в этом случае толща залегает на нижележащих отложениях трансгрессивно и с угловым несогласием. Наоборот, у возвышенностей, менее энергично поднимавшихся, конгломератов мало, или они вовсе отсутствуют, замещаясь песчано-глинистыми отложениями. В этом случае очень трудно отличить осадки бабатагского типа от аналогичных отложений гиссарского типа, тем более, что они являются одновременными. Это хорошо видно в северном Бабатаге, где отложения обоих типов языками заходят друг в друга (рис. 54).

Генетически отложения бабатагского типа представляют собой предгорные шлейфы и конусы выносов, образованные бурными сезонными потоками. Во многих случаях они напоминают делювиальные и пролювиальные образования. Очевидно, эти осадки явились результатом разрушения складчатых возвышенностей Вахшского антиклинория. С удалением от возвышенностей крупность обломков уменьшается, причем на очень коротких расстояниях. В связи с этим понятна спорадичность распространения осадков бабатагского типа в центральной части депрессии и резкое увеличение мощности их в восточной и центральной частях Гиссаро-Сурханской передовой впадины, бывшей в неогеновое время, подобно Яхсуйской передовой впадине, областью наибольшего погружения и осадконакопления.

С неогеновыми отложениями дарвазского типа связано россыпное золото.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ТАДЖИКИСТАНА

В Юго-Восточном Таджикистане третичные отложения широко развиты только в области Заалайского хребта, где они слагают ряд полос, вытянутых в широтном направлении. Нижние горизонты их (основная часть палеогена) представлены морскими осадками, верхние (часть олигоцена и неоген) — континентальными. На территории Памира известны только континентальные третичные образования, которые слагают незначительные по площади участки, обычно оборванные тектоническими разрывами. Первые сведения по характеристике третичных отложений Заалайского хребта содержатся в работах В. П. Ренгартена (1934а), Б. А. Борнемана и С. К. Овчинникова (1936) и др. В этих работах дается порайонное описание третичных пород, а также приводится сводный стратиграфический разрез, но без подразделения отложений на ярусы. Впервые подразделение третичных отложений Заалайского хребта на ярусы было произведено в 1943 г. О. С. Вяловым, который в районе Памирского тракта установил присутствие отложений бухарского, сузакского, алайского, туркестанского и риштанского ярусов палеогена. Важные данные по стратиграфии палеогена Заалайского хребта были получены в результате исследований И. М. Архангельской, А. В. Артамонова, Т. Я. Бронштейн и П. К. Чихачева.

Первые краткие сведения о третичных отложениях Памира имеются в работах Г. Гайдна (Haydn, 1916), Д. В. Наливкина (1932а, 1932). В 1933 г. С. И. Клунниковым (1934а) была составлена сводка всех имеющихся данных по третичным континентальным толщам Южного Памира. Для остальных частей Памира имеются лишь краткие указания на состав третичных отложений по отдельным районам (Паффенгольд и Шабалкин, 1935; Чуенко, 1934б; Хабаков, 1933 и др.).

Фаунистически обоснованное стратиграфическое подразделение третичных отложений Юго-Восточного Таджикистана пока еще недостаточно разработано, и возрастное определение ряда свит является условным. Особую трудность в этом отношении представляют немые континентальные толщи Памира.

Заалайский хребет

Для морского палеогена восточной части Заалайского хребта В. П. Ренгартеном (1934а) намечено три фациальных зоны: северная, средняя и южная, отделенные друг от друга надвигами. Они выделены по различному содержанию терригенного материала и разной крупности его зерна.

Для морского палеогена восточной части Заалайского хребта характерен разрез по водоразделу рр. Аtdжайляу и Коксай, составленный И. М. Архангельской, А. В. Артамоновым, Т. Я. Бронштейн и П. К. Чихачевым. В схематизированном виде этот разрез следующий:

Бухарский ярус.

1. Гипсы с маломощными прослоями серых, реже красных глин и песчаников. В кровле — пласт (6,5 м) глинистого известняка с остатками мелких раковин фораминифер и остракод 46,5 м

Сузакский ярус.

2. Тонко- и мелкозернистые кварцево-полевошпатовые песчаники с линзами полимиктовых песчаников и прослоями (1,70) зеленой глины, содержащей, по определению Л. В. Мироновой, остатки *Cardita* sp. ex gr. *multicostata* Lam., *S. sp.* ex gr. *pectuncularis* Lam. и *Ampulina* sp. 19,4 "

Алайский ярус.

3. Полосчатые белые и красноватые гипсы со значительной примесью глинистых частиц, сменяющиеся пачкой темно-красных глин 5,2 "

4. Зеленовато-серые известковистые песчаники и сильно песчанистые известняки с остатками пелеципод, гастропод и морских ежей	3,2	м
5. Красноцветные тонкозернистые песчаники с прослоем известняка в основании, содержащие <i>Lucina</i> sp., <i>Cardita</i> sp., <i>C. aff. astieri</i> Orb., <i>Panopaea</i> sp., <i>Cardium</i> sp., <i>Natica</i> sp. и <i>Turritella</i> sp.	3,9	„
6. Серые известковистые песчаники	8,70	„
7. Темно-красные глины с прослоями тонкозернистых кирпично-красных песчаников	14,9	„
8. Темно-красные конгломераты	18	„
9. Темно-красные известковистые песчаники. Видимая мощность	15	„
Мощность пород алайского яруса 68,1 м.		
Контакт с вышележащими отложениями тектонический.		
Туркестанский ярус.		
10. Зеленовато-серые листоватые глинистые и известково-глинистые аргиллиты с пачкой (до 5 м) сильно песчанистых известняков с крупными <i>Fatina</i>	17,20	„
11. Ракушняк из раковин устриц <i>Fatina esterhazyi</i> Рау.	2	„
12. Табачно-зеленые тонкослойные глины с прослоями зеленовато-серых и темно-серых песчаников с остатками <i>Fatina</i> и ядрами пелеципод, зубами рыб и фораминиферами рода <i>Cibicides</i>	30,5	„
13. Зеленовато-серые тонкозернистые и грубозернистые, часто полимиктовые песчаники с <i>Meretrix</i> cf. <i>sulcata</i> Desh., <i>M. sp.</i> , <i>Crassatella</i> sp., <i>Cardita</i> aff. <i>astieri</i> Orb., <i>Turritella</i> ex gr. <i>ferganensis</i> Vial. et Sol. и др.	10,40	„
Мощность пород туркестанского яруса 60,1 м.		
Риштанский ярус.		
14. В основании конгломераты (1 м) из неокатанных галек палеозойских и меловых пород, выше кирпично-красные мелкозернистые песчаники с включениями обломков, а затем темно-красные полимиктовые песчаники. Общая видимая мощность около 20 м.		
По тектоническому контакту породы риштанского яруса граничат с красноцветными породами неогена.		
Общая видимая мощность палеогеновых отложений в данном разрезе составляет около 230 м.		

Как видно из приведенного разреза, в составе палеогеновых отложений существенную роль играет терригенный материал; по-видимому, этот разрез соответствует южной фациальной зоне.

Для более северной полосы палеогеновых отложений восточной части Заалайского хребта характерен разрез в окрестностях поста Бордоба, на правом берегу р. Кызыларт у слияния ее с р. Аtdжайляу. Этот разрез был составлен в 1955 г. И. М. Архангельской, А. В. Артамоновым, Т. Я. Бронштейном и П. К. Чихачевым, и является следующим:

Бухарский ярус.		
1. На верхнесенонских известняках с рудистами залегают плотные слонистые гипсы с маломощными прослоями серых известняков	75	м
2. Темно-серые почти черные доломитизированные известняки	9,2	„
Мощность пород бухарского яруса 84,2 м.		
Сузакский ярус.		
3. Темно-серые известково-глинистые песчаники и песчано-глинистые сланцы	19,1	„
Алайский ярус.		
4. Серые известковистые песчаники с маломощными линзами розоватого полимиктового песчаника	53,4	„
5. Темно-красные тонкослойные алевритовые песчаники с прослоями песчаников и рассланцованных песчано-глинистых сланцев	45,4	„
6. Внизу пачка (10,5 м) темных алевритовых песчаников с линзовидными прослойками светлых оолитовых известняков с фораминиферами и мшанками. Выше — известняки-ракушняки и доломиты	30,5	„
Мощность пород алайского яруса 129,3 м.		
Туркестанский ярус.		
7. Серые плотные, детритусовые известняки с обломками устриц, пзвонками рыб, фораминиферами и остракодами. Из пелеципод определены: <i>Gryphaea</i> sp. ind., <i>Fatina</i> sp. ind., <i>Ostrea</i> sp. ex gr. <i>gorizdroae</i> Vial.	4,7	„

8. Чередование темно-серых грифельвидных сланцев, тонкокристаллических и детритусовых известняков, содержащих ядра пелелипод, обломки морских ежей и фораминиферы <i>Cibicides infraferganensis</i> N. Вук. (in litt.), <i>Discorbis ferganensis</i> N. Вук.	9	м
9. Мшанковые глинистые известняки	8	..
10. Темно-серые грифельвидные сланцы	5,5	..
11. Серые мергели, известково-глинистые сланцы и песчанистые мергели с грифельвидной отдельностью. В песчанистых мергелях установлены: <i>Rotalia altaica</i> N. Вук., <i>R. ex gr. iljini heckeri</i> N. Вук (in litt.) и <i>Discorbis ferganensis</i> N. Вук.	75,50	..
12. Серые песчаные сланцы с деформированными раковинами <i>Fatima</i> sp. и зеленовато-серые мелкозернистые песчаники с ходами раков	60,2	..
13. Алевроитовые мергели с обломками морских ежей, мшанок, устриц и фораминифер	39,4	..
Мощность пород туркестанского яруса 202,5 м.		
Риштанский ярус.		
14. Белые пластинчатые гипсы видимой мощностью 48 м; с ними по надвигу контактируют нижнемеловые красноцветные отложения.		
Общая мощность морских палеогеновых отложений в данном разрезе составляет 483 м.		

В отличие от вышеприведенного, более южного разреза, здесь в составе палеогеновых отложений преобладают не терригенные, а карбонатные осадки.

В описываемой части Заалайского хребта верхняя часть третичных отложений представлена преимущественно красноцветной песчано-конгломератовой толщей, залегающей на различных горизонтах морского палеогена. Впервые в Заалайском хребте эти отложения были выделены в 1932 г. Д. В. Наливкиным, В. П. Ренгартемом и А. П. Марковским. В. П. Ренгартен расчленил их на две литологически различные толщи. Нижняя толща сложена темно- и ярко-красными грубозернистыми песчаниками с линзами и прослоями конгломератов и красных глин, нередко гипсоносных; мощность ее 65—120 м. Верхняя толща имеет значительно большую мощность (не менее 600 м) и представлена темно-красными, фиолетовыми и серыми песчаниками, чередующимися с конгломератами и редкими прослоями песчано-глинистого материала. Общий тон пород верхней толщи — серый с красноватым или фиолетовым оттенком.

Основную массу красноцветных пород описанного комплекса все исследователи относили к неогену, и только для самых нижних горизонтов предположительно указывали олигоценый возраст. Более точно возраст этих пород не определен до сих пор.

Центральная часть Заалайского хребта в пределы Таджикистана не входит, поэтому характеристика разрезов для нее не приводится. Необходимо лишь отметить, что здесь третичные отложения развиты в виде широтно вытянутых полос по северному склону хребта и, по данным Б. А. Борнемана и С. К. Овчинникова (1936), представлены в нижней части морскими, а в верхней — континентальными образованиями. По простиранию эти полосы переходят на западное окончание Заалайского хребта, входящее в пределы Таджикистана.

По данным С. К. Овчинникова (1936), изучавшего западное окончание Заалайского хребта, породы палеогена слагают там узкую полосу в нижней части северного склона хребта и появляются выше по склону в виде отдельных мелких пятен в ядрах синклиналиных складок. Морские палеогеновые отложения представлены здесь толщей гипсов, серозеленых глин, известковистых песчаников и мергелей с редкими прослоями известняков. Присутствие в нижней части толщи *Gryphaea came-*

lus Вига џ., а в средней части — *Ostrea turkestanensis* Rom., свидетельствует о наличии здесь пород сузакского и алайского ярусов; породы остальных ярусов палеогена фаунистически не охарактеризованы. Общая мощность морских отложений палеогена в западном окончании Заалайского хребта составляет 220—350 м.

Выше залегает громадная толща континентальных образований, отнесенная С. К. Овчинниковым (1936) условно к олигоцену и охарактеризованная им следующим образом:

1. Желто-красные мелкозернистые песчаники	100—200 м
2. Красно-бурые, серые и желто-красные, преимущественно мелкогалечные конгломераты с прослоями песчаников	200—300 „
3. Переслаивание розовых и серых песчаников и мелкогалечных конгломератов	100—400 „
4. Кирпично-красные мелкозернистые глинистые песчаники с пропластками серых крупнозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов	200—300 „
5. Кирпично-красные мелкозернистые глинистые песчаники около	300 „

Приблизительно общая мощность пород в данном разрезе 900—1500 м.

Выше по разрезу описанные красноцветные песчаники постепенно сменяются тоже очень мощной толщей красно-бурых конгломератов из гальки преимущественно меловых пород. Размеры галек весьма различны, но заметно увеличение их в верхней части толщи, где встречаются даже глыбы известняков до 0,5—0,7 м в диаметре. Общая мощность толщи конгломератов достигает 1000—1200 м, причем истинная мощность, вероятно, еще больше, так как верхние горизонты всюду здесь срезаны надвигом меловых пород. По стратиграфическому положению описанная толща относится к неогену.

Сравнение разрезов третичных отложений западной и восточной частей Заалайского хребта показывает (табл. 12) однотипное построение морских палеогеновых отложений на всем протяжении хребта и увеличение по направлению на юг роли в них терригенного материала. Для континентальных, условно олигоценовых и неогеновых толщ, отмечается в западной части Заалайского хребта резкое увеличение мощностей и значительно более грубообломочный характер.

Памир

Как упоминалось выше, на обширной территории Памира третичные отложения представлены исключительно континентальными образованиями и сохранились лишь в виде отдельных мелких пятен и узких полос, оборванных тектоническими разрывами.

На Северном Памире третичные отложения (предположительно неоген) встречены на водоразделе между верховьями рр. Кокуйбельсу и Кокджар (пер. Кызылбелес), где они залегают несогласно на интенсивно дислоцированных палеозойских породах. По данным К. Н. Паффенгольда и М. И. Шабалкина (1935), эти отложения мощностью не менее 200 м представлены красноцветными рыхлыми конгломератами, состоящими из гальки песчаников, сланцев и верхнемеловых известняков. Подобные же красноцветные конгломераты с галькой верхнемеловых пород отмечены П. П. Чуенко (1934б) в районе рабата Музкол.

Узкую, но почти непрерывную полосу образуют третичные отложения в бассейне р. Западный Пшарт, где они протягиваются от пер. Пшарт на востоке до правобережья р. Мургаб на западе, тектонически выклиниваясь в 5 км ниже устья р. Западный Пшарт. Все исследователи Па-

Сопоставление разрезов третичных

Возраст		Западная часть Заалайского хребта (С. К. Овчинников, 1937 г.)	Ярус	Восточная часть Заалайского хребта И. М. Архангельская, А. В. Арташтейн, Водораздел рр. Атджайляу и Коксуй
Неоген		Красно-бурые конгломераты, 1000—1200 м		
Палеоген	Олигоцен	Кирпично-красные песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов, 900—1500 м	Риштанский	Красноцветные песчаники и конгломераты, вид. м. 20 м
	Палеоцен + эоцен	Песчаники, мергели, гипсы, 220—350 м	Туркестанский	Зеленовато-серые песчаники с <i>Meretrix</i> cf. <i>sulcata</i> Desh. и др. Глинистые сланцы, 60,1 м
			Алайский	Красноцветные и серые песчаники и конгломераты. Гипсы, 68,1 м
			Сузакский	Мелкозернистые песчаники с <i>Cardita</i> sp. ex gr. <i>multicostata</i> Lam. и др., 19,4 м
			Бухарский	Глинистый известняк. Гипсы с маломощными прослоями глин и песчаников, 46,5 м
				Красные песчаники, глины и гипсы датского яруса

Таблица 12

отложений Заалайского хребта и Памира

та (П. К. Чихачев, монов и Т. Я. Брон-1955 г.)	Северный Памир, бассейн р. Танымас (К. Н. Паффенгольд, М. И. Шабалкин, 1935 г.)	Центральный Памир, р. Зап. Пшарт (П. П. Чуенко, 1934 г.)	Южный Памир (С. И. Клуников, 1932 г.)
Бордоба, слияние рр. Кызыларт и Атджайляу	Рыхлые, красноцветные конгломераты с галькой пород Cg_2 , 200 м	Красноцветные конгломераты с прослоями песчаников, 630—1000 м	Серые и красноватые конгломераты
Белые пластинчатые гипсы, вид. м. 48,0 м	Перерыв	Перерыв	Флювиогляциальные песчано-глинистые отложения, до 250 м
Серые мергели, детритусовые и мшанковые известняки с <i>Ostrea</i> sp. ex gr. <i>gorizdroae</i> , 202,5 м			Тиллиты, до 80 м
Серые песчаники с линзами известняков. Темно-красные, розоватые и серые песчаники, 129,3 м			Перерыв
Темно-серые известково-глинистые песчаники и песчано-глинистые сланцы, 19,1			
Черные доломитизированные известняки. Гипсы с прослоями известняков, 84,2 м			
с рудистами	Метаморфические сланцы Pz	Конгломераты Cg_1	Граниты

мира предположительно относили эти отложения к неогену. По данным П. П. Чуенко (1934б, 1936), в разрезе этой толщи выделяются следующие горизонты:

1. Красноцветные конгломераты с прослоями буроватых крупнозернистых песчаников	200 м
2. Красноцветные песчаники	80 „
3. Мелкогалечные конгломераты	100 „
4. Красноцветные тонкослоистые песчаники	250 „

Мощность неогеновых пород в данном разрезе 630 м; в отдельных местах этой же полосы она увеличивается до 1000 м.

Истинная мощность остается неизвестной, так как рассматриваемая полоса пород со всех сторон ограничена тектоническими разрывами. Третичный возраст этих пород определяется по наличию в конгломератах гальки верхнемеловых известняков с рудистами.

На Южном Памире третичные отложения встречаются в ряде мест: к югу от оз. Яшилкуль, по р. Пяндж у устья р. Гармчашма, по долине р. Памир. Однако ни в одном из указанных мест они не имеют значительного распространения; по-видимому, большая часть их уничтожена эрозией. Там, где третичные отложения сохранились, они представлены континентальными грубообломочными конгломератами и песчано-глинистыми образованиями.

Для третичных отложений западной части Южного Памира характерен разрез, составленный С. И. Клунниковым (1934а) в правых верховьях р. Шахдара, у пер. Кокбай. Здесь на размытой поверхности гранитов залегают (снизу вверх):

1. Неслоистый, неокатанный, неотсортированный крупнообломочный материал, сохранивший в разрезе отчетливо выраженную бугристую поверхность. При промывке шиха обнаруживается большое количество тонковзмученного осадка.

2. Тонкослоистые песчано-глинистые, местами углистые отложения, выполняющие все неровности на поверхности первого горизонта. Встречаются прослой неотсортированных конгломератов. В песчано-глинистых отложениях собраны остатки флоры, представляющие собой, по определению А. Н. Криштофовича (Клунников, 1934), «злаки и двудольные семейства Ericaceae (*Andromeda* sp. и *Vaccinium* sp.), которые указывают на приполярные или высокогорные условия». Возраст флоры, по указанию А. Н. Криштофовича, не древнее третичного.

3. Слоистые неотсортированные конгломераты.

Общая мощность всех пород в данном разрезе 200—300 м.

Отсутствие слоистости и сортировки материала, значительное количество мути, чрезвычайно напоминающей ледниковую, наличие бугристой поверхности и присутствие в покрывающих песчано-глинистых слоях флоры, характерной для очень холодного климата, — все это позволило С. И. Клунникову (1934а) считать породы первого горизонта ископаемой морены — тиллитом, а покрывающие породы — флювиогляциальными образованиями. Мощность тиллитов доходит до 80 м, а вышележащих флювиогляциальных и озерных отложений — до 250 м. Подобный разрез третичных отложений характерен почти для всей территории Южного Памира. Исключение составляет восточная часть его, где тиллиты отсутствуют, а вышележащая толща серых и красноватых конгломератов содержит многочисленные прослой песчаников.

Вопрос о возрасте рассматриваемых континентальных образований Южного Памира до сих пор окончательно не разрешен: одни исследователи (Клунников, 1934а) считают их третичными, другие (Дуткевич, 1936) — древнечетвертичными. Основанием для определения нижней возрастной границы этих отложений служит единственная находка в них флоры не древнее третичного возраста (по р. Кокбай). Для определения

верхней границы прямых указаний нет. Однако следует согласиться с мнением С. И. Клуникова (1934а), что эти образования вряд ли могут быть четвертичными, так как они в значительной степени дислоцированы и нарушены сбросами и надвигами.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения Таджикистана, представленные континентальными образованиями, распространены весьма широко, но неравномерно¹. На территории Таджикской ССР выделяются области, в которых на протяжении всего четвертичного периода происходило накопление осадков. Сопряженными с этими областями являются области преимущественной денудации с сравнительно ограниченным и прерывистым распространением четвертичных отложений. К первым относятся равнинно-низкогорные депрессии: западная часть Ферганской долины, Пенджикентская и Южно-Таджикская депрессии; ко вторым — сильно расчлененные и высоко поднятые горные массивы: отроги Чаткальского хребта на севере, хребты Алайской системы (Центральный Таджикистан) в центре и Западный Памир на юге. Выделяется еще своеобразная область Восточного Памира. Последняя представляет собой высоко поднятое, относительно плоское нагорье, где продукты разрушения хребтов отлагались здесь же, в расположенных между ними обширных долинах и впадинах и где поэтому четвертичные отложения имеют большое распространение и, вероятно, большую мощность. Каждая из выделенных областей характеризуется преобладанием тех или иных генетических типов отложений и соответствующих им геоморфологических ландшафтов.

В областях расчлененных высокогорий, развитие которых происходило по восходящему типу, основным является эрозионный ландшафт, все другие ландшафты представляются на этом фоне вкрапленными или насаженными. Из отложений преобладающее распространение здесь имеют ледниковые, аллювиальные (и флювиогляциальные), коллювиальные (склоновые или гравитационные) и пролювиальные. Менее распространены озерные, элювиальные и делювиальные образования.

Основной фон равнинно-низкогорных депрессий образует мягкий лёссовый ландшафт. Другие группы ландшафтов в чистом виде занимают небольшие территории. Из отложений здесь наибольшим распространением пользуются лёссовые, пролювиальные, аллювиальные, делювиальные, древнеозерные и отчасти элювиальные. Гравитационные образования развиты слабо. Ледниковые отложения отсутствуют.

Четвертичные отложения Восточного Памира представлены ледниковыми, аллювиальными, пролювиальными, гравитационными, озерными и отчасти эоловыми песчаными накоплениями.

Несмотря на важное значение четвертичных отложений, изученность их остается до сих пор весьма слабой.

Комплекс четвертичных отложений (табл. 13) на основании литологического и палеогеографического анализов расчленяется на четыре от-

¹ Анализ фактического материала по четвертичным отложениям Таджикистана дается с позиции их автора—сторонника эолового происхождения лёсса. Выводы автора по этому вопросу и предлагаемая им схема стратиграфического расчленения четвертичных отложений являются дискуссионными. Разработка новой более обоснованной схемы стратиграфии рассматриваемых отложений является важнейшей задачей ближайшего времени. — *Прим. ред.*

Стратиграфическая схема четвертичных отложений Таджикистана
(по И. И. Трофимову)

Эпоха (отдел)	Век (ярус)	Индекс	Климат	Развитие рельефа	Осадки
Современная	Послеледниковый	Q ₄ ¹	Резко континентальный, с прогрессирующим иссушением	Врезание русел рек и формирование поймы; суффузионная стадия формирования адырного рельефа; образование бедленда на безлессовых склонах; начало развевания в песчаных пустынях	Проллювиальные отложения на террасах и в межгорных впадинах; делювиальные отложения; подвижной аллювий поймы; гравитационные образования; начало образования лёсса четвертой генерации и первые признаки начала нового формирования золотых песков
	Верхнеледниковый	Q ₃ ³	Резко континентальный, увлажненный	Заполнение речных долин до уровня первых надпойменных террас; суффузионная стадия развития адырного рельефа; бедленд на склонах без лёсса; закрепление золотых песков	Аллювий нижнего яруса надпойменных террас; ледниковые отложения
	Нижнеледниковый	Q ₃ ²	Резко континентальный, сухой	Развитие лёссового ландшафта; в стадию временного отступления ледников образование стадияльной террасы (верхний ярус нижней надпойменной террасы в Таджикской депрессии); врезание русел	Лёсс на поверхности вторых надпойменных террас и на более высоких элементах рельефа; аллювий сухих дельт, сопрягающихся с первыми надпойменными террасами; аллювий верхнего яруса первых надпойменных террас; золотые пески юга и севера; гравитационные образования; пролювий
вертикальная	Межледниковый	Q ₃ ¹	Резко континентальный, с прогрессирующим иссушением	Врезание русел в речных долинах и формирование уступа вторых надпойменных террас и сухих дельт; суффузионная стадия развития адырного рельефа; бедленд на склонах без лёсса	Проллювиальные отложения в межгорных впадинах и на террасах; делювиальные отложения; аллювий сухих дельт; начало образования лёсса третьей генерации и золотых песков;

Верхнечет				са; начало разветвления в песчаных пустынях	гравитационные образования в горах
	Верхнеледниковый	Q_2^3	Резко континентальный, увлажненный	Заполнение речных долин до уровня вторых надпойменных террас; суффозионная стадия развития адырного рельефа; на безлессовых склонах бедленд; закрепление эоловых песков	Аллювий вторых надпойменных террас; ледниковые отложения
	Нижнеледниковый	Q_2^2	Резко континентальный, сухой	Врезание русел в речных долинах; формирование сухих дельт; развитие лёссового ландшафта	Лёсс на поверхности верхних террас, перекрытых местами пролювием, на более высоких элементах рельефа и в периферии сухих дельт; аллювий сухих дельт; эоловые пески; гравитационные образования в горах
	Межледниковый	Q_1^1	Резко континентальный, с прогрессирующим иссушением	Формирование уступа верхних террас и сухих дельт; окончание эрозионной стадии формирования адырного рельефа	Пролювиальные отложения на верхних террасах и в межгорных впадинах; делювиальные отложения, аллювий сухих дельт; гравитационные образования: начало образования лёсса второй генерации и эоловых песков (Карадум, Каттакум)
Нижнечетвертичная	Верхнеледниковый	Q_1^3	Резко континентальный, увлажненный	Заполнение речных долин до уровня верхних террас, поднятие всех адырных гряд, развитие эрозионной основы адырного рельефа	Галечники верхних террас (основания Акгазы и др.), ледниковые отложения
	Нижнеледниковый	Q_1^2	Резко континентальный, сухой	Формирование современных речных долин, начало формирования эрозионной основы адырного рельефа	Аллювиальные, пролювиальные, озерные и эоловые отложения (свита D, „адырные“ конгломераты и сохская свита с пачками лёссовых пород, кудябская свита, горизонт красноватого лёсса и их стратиграфические аналоги)
	Предледниковый	Q_1^1	Континентальный, сухой	Формирование речных долин. Поднятие горных областей, продолжавшееся в течение всего четвертичного периода	

Продолжение табл. 13

Эпоха (отдел)	Век (ярус)	Индекс	Климат	Развитие рельефа	Осадки
Неогеновая	Плиоцен		Теплый, континентальный	Продолжающееся поднятие высокогорных областей и разрушение древних денудационных уровней; поднятие хребтов в Таджикской депрессии и оформление вдоль них «прилавок», в конце — поднятия в геосинклинальных прогибах; начало формирования современных речных долин	Серые молласы (свита <i>B</i> и, возможно, свита <i>C</i> ₁ Ферганы, конгломераты дарвазского типа в бассейне Яхсу, свита серых конгломератов предгорий Гиссарского хребта и их стратиграфические аналоги)
	Миоцен		Жаркий, океанический	Поднятие основных хребтов в Таджикской депрессии. Постепенное поднятие высокогорной области и деформация древних денудационных уровней	Красноцветные молласы (осадки масагетской серии и их стратиграфические аналоги) и красноцветная кора выветривания

дела: нижнечетвертичный, среднечетвертичный, верхнечетвертичный и современный. Каждый из первых трех отделов разделяется, в свою очередь, на три яруса, осадки которых отражают фазы изменения климата.

Установление границы между четвертичными и третичными сложениями является наиболее сложным вопросом стратиграфии четвертичных отложений как для Таджикистана, так и для всей Средней Азии. В принятой стратиграфической схеме граница между неогеновыми и четвертичными отложениями обосновывается сравнительными литологическими данными, подкрепленными палеонтологическим материалом.

Нижнечетвертичная эпоха (Q_1). Осадки нижнечетвертичной эпохи в Таджикской депрессии и в большинстве других районов ложатся обычно несогласно на более древние отложения, и только в предгорных впадинах Ферганы они залегают согласно на неогене. В настоящее время в Фергане пока трудно выделить осадки, соответствующие предледниковому веку. Они, очевидно, имеют большое сходство с плиоценовыми отложениями; из толщи заведомо нижнечетвертичных отложений их можно выделить по отсутствию или весьма слабому развитию пылеватых пород. Предположительно сюда можно отнести свиту C_2 схемы Н. П. Васильковского в гряде Акчоп и ее стратиграфические аналоги в Фергане.

Времени первого оледенения в Фергане соответствуют свита *D* гряды Акчоп, содержащая пачки лёссовых пород, а также конгломераты адырной (сохской) свиты, разделенные местами внутриформационными несогласиями. В Таджикской депрессии сюда относится кулябская свита, нижняя часть которой местами может иметь предледниковый (Q_1^1) возраст, а также горизонт красноватого лёсса, обнаруженный на хр. Ренган. Нужно отметить, что эоловые процессы в нижнечетвертичную эпоху

не получили большого развития. Смягчающее влияние на климат в это время несомненно оказывали озера в депрессиях, унаследованные от неогена. Кроме того, горы были подняты еще не слишком высоко и давали сравнительно небольшое количество пылеватых продуктов выветривания, не оказывая заметного влияния на внутреннюю циркуляцию воздушных масс. Следствием этого являлось слабое развитие вертикальной климатической зональности¹. Большое количество пылеватого материала из гор выносилось водой в озерные впадины.

Времени отступления ледников соответствует отложение морен и сопряженного с ними аллювия верхнего яруса террас. В связи с увлажнением климата образование лёсса в это время приостановилось и на нем формировалась почва (хр. Ренган).

К концу нижнечетвертичной эпохи уже было оформлено адырное обрамление Ферганской котловины и были подняты все южные низкогорные кулисы в Таджикской депрессии; на предгорьях и на невысоких хребтах начала развиваться эрозионная основа адырного рельефа.

Среднечетвертичная эпоха (Q_2). После отступления (стаивания) ледников в связи с продолжавшимися поднятиями хребтов Евразии, заслонявших влажные воздушные течения, климат в рассматриваемой области стал более резко континентальным, чем перед началом первого оледенения; поднятия местных хребтов вели к дальнейшей внутренней дифференциации климата. В первый межледниковый век в речных долинах происходило врезание русел и формирование уступа верхних террас, временные потоки продолжали размыв на предгорьях и на склонах хребтов; к этому времени относится окончание эрозионной фазы развития адырного рельефа. Отложившийся в предыдущую эпоху лёсс на возвышенностях был почти полностью размыт и сохранился в немногих местах.

Продукты размыва отлагались в межгорных впадинах и на верхних террасах, которые превратились в ряде мест в типичные предгорные равнины (Акгаза и пр.). В первый межледниковый век происходило накопление делювия и гравитационного (коллювиального) материала у основания склонов, а также отложений сухих дельт на дне межгорных впадин; к этому же времени относится начало формирования песчаных пустынь на юге Таджикской депрессии и возобновление процессов образования лёсса.

В период оледенения образование лёсса достигло наибольших масштабов. Лёсс отлагался на поверхности предгорных равнин и верхних террас, на резко расчлененной поверхности предгорий и невысоких хребтов в депрессиях, где рельеф в результате этого оказался сильно выровненным. Отлагался лёсс и в расширениях речных долин в пределах горных участков, где он подвергался в последующем размыву и переотложению. Второе оледенение, вероятно, имело несколько стадий.

Во время отступления ледников второго оледенения отложение лёсса прекратилось, речные долины заполнились аллювием до уровня вторых надпойменных террас, а на поверхности предгорий и невысоких хребтов, покрытых лёссом, началась суффозионная стадия (под влиянием процессов внутреннего размыва) развития адырного рельефа. На склонах, не

¹ Точка зрения автора данного раздела И. И. Трофимова об исключительно эоловом происхождении лёсса является дискуссионной. Многие исследователи Средней Азии (Ю. А. Скворцов, П. К. Чихачев, Н. П. Васильковский и др.) связывают образование лёсса не с эоловыми, а с водными факторами. — *Прим. ред.*

покрытых лёссом, происходило образование эрозионного рельефа (бедленда); в пустынях подвижные пески закрепились растительностью.

Верхнечетвертичная эпоха (Q_3). Процессы образования осадков и формирования рельефа в эту эпоху характеризовались некоторыми особенностями. В связи с дальнейшим поднятием хребтов усилилась аридность климата и происходило накопление толщи лёсса, достигающей местами 25—30 м мощности. В начале эпохи накопление осадков в депрессиях было незначительным, поскольку все основные элементы рельефа были покрыты чехлом лёсса; в лёссовых массивах имел место главным образом внутренний размыв, усложнявший адырный рельеф.

В Таджикской депрессии в верхнечетвертичную эпоху отчетливо выразилось двукратное наступание ледников. Первая его стадия, длившаяся продолжительное время, обусловила образование сухих дельт, сопряженных с верхним ярусом нижних надпойменных террас, и отложение мощных толщ лёсса на вторых надпойменных террасах и более высоких элементах рельефа. С отступанием ледников образование лёсса прекратилось — стал накапливаться аллювий верхнего яруса первых террас.

Современная эпоха (Q_4). В современную геологическую эпоху в речных долинах протекают процессы боковой и донной эрозии и первые фазы формирования поймы. По выходе рек из горных участков образуются сухие дельты, по которым русло разбегается отдельными протоками. Ниже протоки вновь соединяются в одно русло, и только здесь начинается формирование поймы (Пяндж, Вахш и др.).

Заметную роль играют процессы накопления гравитационных и пролювиальных отложений, а также лёсса. Эоловые пески в пустынях, закреплённые растительностью, будучи нарушенными на выпасах и дорогах, приходят в движение и естественным путем уже не закрепляются. Каракалпакские пески на дне Ферганской котловины, согласно О. К. Ланге, за последние несколько десятков лет продвинулись в направлении господствующих ветров уже на много километров. Наблюдается дальнейшее развитие адырного рельефа под влиянием суффозии (карста) в лёссовых толщах. На склонах, где нет лёсса, формируется бедленд.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Описание четвертичных отложений северной части Таджикистана приводится для следующих районов: 1) Кураминского хребта и Моголтау, 2) северного низкогорья, 3) низинной части Ферганской котловины с долиной Сыр-Дарьи, 4) южного низкогорья. Молодые образования южного низкогорья тесно связаны с четвертичными отложениями северных склонов Туркестанского хребта, относимых уже к Центральному Таджикистану.

Кураминский хребет и Моголтау

Четвертичные отложения в Кураминском хребте и Моголтау развиты слабо. Представлены они преимущественно грубыми продуктами физического выветривания магматических пород, образующими обширные осыпи по склонам ущелий и элювиальные россыпи на слабо расчлененных участках. Помимо осыпей и россыпей, местами в долинах можно встретить отложения обвалов. Долины речек, прорезающие склон Кураминского хребта, сопровождаются одной — двумя надпойменными тер-

расами, аллювий которых представлен галечниками, прикрытыми иногда небольшим слоем грубого лёссовидного суглинка. В устьевых частях боковых притоков обычны грубообломочные пролювиальные накопления, образующие конусы выноса. В верхней части хребта Н. П. Васильковским отмечено развитие древней денудационной поверхности, имеющей наклон к югу. В районе пер. Чушка (абс. высота 2000 м) эта поверхность поднимается на 1660 м над уровнем Сыр-Дарьи. Здесь же развиты элювиальные россыпи. В горах Кара-Мазара Б. Н. Наследовым описаны слабодислоцированные (до 17°) аллювиальные и пролювиальные галечники, конгломераты, брекчии и лёссовидные суглинки. В долине р. Кармазарсай над галечниковой поймой развита надпойменная терраса до 10 м высотой, сложенная также галечниками; на ее поверхность ложатся конусы выноса боковых оврагов, имеющие высоту подрезанного при углублении долины края до 5—8 м. По долине р. Уткусу наблюдаются четыре надпойменные террасы, сложенные слабоокатанными галечниками.

Горы Моголтау отделены от Кураминского хребта Мурзарабатской депрессией, заполненной мощной (свыше 70 м) толщей четвертичных пролювиальных отложений, среди которых в средней части котловины имеются лёссовидные породы. Верхняя часть этих отложений по скважине, пробуренной в 1,5 км к юго-востоку от Такели, представлена глинистыми песками (47 м), книзу переходящими в суглинки с большим количеством гальки. В нижней части массива Моголтау развиты конусы осыпания, образующие почти сплошной шлейф. Против устьевых частей ущелий обычные конусы выноса грубообломочного материала, в периферических частях прикрытого небольшой толщей мелкозема. В долине Айрысая, на пустынном западном склоне горного массива, под слоем пролювия в 0,5—1,5 м обнаружена (С. А. Кудрин и А. Н. Розанов) торфянистая почва с кусками полуразложившейся древесной коры, корней и ветвей деревьев, в настоящее время здесь не произрастающих. Почва развита на делювии.

Северное низкогорье

В этой зоне выделяются три полосы, сменяющие друг друга в юго-восточном направлении: предгорья Кураминского хребта, продольная межадырная впадина и антиклинальная гряда адыр, носящая название гор Акчоп, Акбель и Супетау.

Скалистый, пустынный юго-восточный склон Кураминского хребта в нижней части опоясан прерывистой полосой (до 10—12 км шириной) невысоких предгорий, расчлененных сухими логами на гряды юго-восточного направления. Однообразная пустынная поверхность предгорий с адырным рельефом наклонена от хребта под углом в 3—5°. Долины речек, прорезающие склон хребта (Сардан, Мыгызгин, Гауз и др.), в пределах предгорья расширяются. Здесь они имеют одну или две надпойменные террасы; первая из них является наиболее постоянной и возвышается над галечниковой поймой на 4—5 м. В бортах долин вскрывается разрез четвертичных отложений, слагающих предгорья. По данным Н. П. Васильковского, в строении четвертичных отложений здесь принимают участие:

1. Мощная толща серовато-желтых конгломератов, состоящих из плохо окатанной гальки и валунов (до 1 м) изверженных пород; цемент известково-песчанистый; местами толща подстилается брекчией, залегающей на размытой поверхности изверженных пород.

2. Щебенчато-галечниковые неотсортированные отложения, состоящие из слабосцементированных обломков главным образом гранита; мощность их по р. Мыгызгин не менее 200 м. В юго-восточном направлении они погружаются под более молодые образования межгорной впадины.

Описанные отложения генетически представляют собой древние пролювиальные накопления. Сплошная полоса их развития тянется к северо-востоку от долины р. Гудас; к юго-западу от этой речки конгломераты и галечники в устье долины Шайдана и Кармазарская образуют на поверхности межадырной впадины обширные древние конусы выноса (сухие дельты).

Межадырная продольная впадина (предгорная равнина) представляет собой покатую на юг под углом до 3—4° безводную равнину шириной 8—15 км, рассеченную слабо врезанными руслами временных потоков. Северо-восточным выступом горы Акбель она разделена на две части — западную, Самгарскую, и восточную — Камышкурганскую, ясно выраженные в рельефе поперечными грядами древних конусов выноса, отходящими от раструбов долин.

Вдоль гряды Акчоп—Супетау впадина имеет синклинальное строение и выполнена двумя комплексами четвертичных отложений. Основанием разреза служит древнечетвертичный щебенчато-галечниковый комплекс предгорий Кураминского хребта. Верхний член разреза представлен пролювиальными рыхлыми галечниками и щебнем, аллювиальными отложениями русел, лёссом, лёссовидными породами и золотым песком. Соотношения этих генетически различных типов пород здесь весьма сложные и не всегда ясные. Стратиграфически они относятся к трем последним фазам аккумуляции, включая и современную. Пролувиальные и аллювиальные рыхлые галечники и щебень образуют расплывчатые конусы выноса, сухие дельты оврагов и горных речек, сливающиеся и перекрывающие друг друга. Близ подножия хребта эти отложения содержат валуны, к югу исчезающие. В этом же направлении наблюдается уменьшение мощности и появление примеси гипсоносных пород.

Грубообломочные щебенчатые отложения переслаиваются с лёссовидными породами; слоистость часто неправильная, диагональная, иногда щебень и суглинок выполняют карманы в подстилающих породах. На юге, в западной половине Самгарской и на всем протяжении Камышкурганской частей впадины, грубые пролювиальные отложения по резкой границе сменяются лёссом. Вдоль этой границы отмечены участки развеваемых песков, частью выдуваемых из пролювиальных отложений, частью возникающих за счет перевевания песчано-глинистых неогеновых пород гряды Акчоп. Геоморфологически лёсс образует ровную поверхность террасы, поднимающуюся над уровнем Сыр-Дарьи на 70—75 м; наклон террасы значительно меньше наклона пролювиальной равнины.

В камыш-курганской части впадины лёссовый массив начинается севернее оз. Аксукон и протягивается полосой в 5—6 км шириной вдоль северного склона Супетау до сел. Сасыкбулак. После погружения Супетау лёссовый массив расширяется и приближается к долине Сыр-Дарьи, образуя слабо покатую равнину до 10 км шириной, простирающуюся на северо-восток к Чустпапскому адыру. Между г. Супетау и Чустпапским адыром внешний край лёссовой поверхности поднимается над Сыр-Дарьей всего на 15 м. Здесь в лёссе содержатся прослойки гальки и щебня пород Кураминского хребта, указывающие на одновременность отложения пролювиальных и лёссовых осадков.

Северное низкогорье представляет собой прерывистую цепь невысоких антиклинальных возвышенностей. Наиболее высокой является гряда Акчоп—Акбель—Супетау, сложенная мощной непрерывной серией третичных и четвертичных отложений. Четвертичные отложения в этой гряде начинаются свитой желтовато-серых (палевых) глин, супесей и тонкозернистых песков с прослоями галечника и щебня, засоленных и загипсованных (свита *D* схемы Н. П. Васильковского, 1935). Пески и супеси, иногда слоистые, обычно содержат мергелистые конкреции; эти породы напоминают лёссовые пылеватые породы, глины же имеют большое сходство с уплотненным лёссом. В хр. Акчоп эта свита залегает с резким угловым несогласием на свите *C*₂ схемы Н. П. Васильковского и является сильно дислоцированной. В северо-восточном окончании Супетау угол ее падения достигает 45° и она залегает здесь согласно с подстилающими отложениями. Мощность свиты около 100 м.

На левом берегу Сыр-Дарьи у сел. Коктюрюлюк свита *D* представлена серыми рыхлыми конгломератами с прослоями лёссовидных пород; свита согласно залегает на конгломератах с прослоями глин и песчаников, представляющих свиту *C*₂.

В неясных соотношениях со слоями свиты *D* находится свита рыхлых галечников и брекчий, местами с прослоями глины и песчаников (адырные конгломераты). Мощность ее 10—15 м. Свита слабо дислоцирована (угол падения 2—10°, иногда в обратную сторону относительно наклона слоистости) и залегает с угловым несогласием на более древних отложениях. Развита она на крыльях антиклинальной гряды, а в средней части гряды образует почти горизонтальные террасы, расположенные на 100—120 и 180 м выше уровня Сыр-Дарьи. В окрестностях Науката свита представлена хорошо окатанными аллювиальными галечниками алайских и нарынских пород. Обе эти свиты условно относятся к древнечетвертичным образованиям.

Стратиграфически выше следует лёсс и сопряженный с ним верхний, более молодой (*Q*₃) пролювиальный комплекс межадырной впадины.

К еще более молодым образованиям (*Q*₃₊₄) относятся галечники низких террас, а также золотые пески, происходящие за счет развевания аллювиальных и пролювиальных осадков, отложения такыров и оз. Аксукоп.

Низинная часть Ферганской котловины

Низинная часть Ферганской котловины слагается аллювием р. Сыр-Дарьи, пролювиальными отложениями сухих дельт, золотыми песками и лёссовыми породами. Последние образуют покров на первой террасе и слагают периферические части сухих дельт. Характерно, что галечники сухих дельт сопрягаются с лёссовыми породами по резкой границе; как и в северной межгорной впадине, между ними отсутствует переходная песчаная зона. Эта литологическая аномалия заставляет некоторых исследователей считать, что периферические части сухих дельт слагаются материалом не пролювиального, а золотого генезиса. Лёссовые породы первой надпойменной террасы относятся к образованиям аллювиального, а у внутреннего края — местами делювиального и пролювиального происхождения; примесь золотого материала в них незначительна.

Описанные отложения слагают верхнюю часть Ферганской низменности. Имеющиеся данные по разрезам скважин показывают, что четвертичные отложения на глубине представлены теми же генетическими ти-

пами, что и в поверхностной зоне. Это свидетельствует о том, что Ферганская котловина в течение четвертичного периода являлась областью накопления осадков. Процесс заполнения ее, очевидно, сопровождался опусканием дна. Устанавливаемое по вертикальным разрезам чередование пачек галечника и мелкозема, а также наличие прослоев песка среди мелкозема отражает фазы периодического оживления аллювиальных, пролювиальных и эоловых процессов. Это указывает на периодичность изменения климата в четвертичное время.

Южное низкогорье

Между низинной частью Ферганской котловины и подножием Туркестанского хребта в пределах Таджикистана располагается широкая полоса южного низкогорья. Сведения о четвертичных отложениях этой полосы имеются в работах Г. И. Архангельского и И. П. Ильина, Н. П. Васильковского (1935, 1935а), В. Н. Вебера (1934, 1937), А. П. Марковского (1937в), Ю. А. Скворцова (1939) и И. С. Щукина (1936а).

С внешней (северной) стороны полоса низкогорья окаймлена волнистой покатою к северу предгорной равниной, образованной рядом слившихся древних галечниковых сухих дельт рек, стекавших со склонов Туркестанского хребта. С поверхности пролювиальные отложения покрыты прерывистым чехлом лёсса и лёссовидных пород. На участках развития молодых конусов выноса предгорная равнина постепенно переходит в низинную часть котловины, местами же она отграничена от последней уступом высотой до 15—30 м. Из галечников и конгломератов основания уступа и по овражкам местами выходят источники, особенно частые в пределах Голодной степи.

С поверхности предгорная равнина сложена лёссовидными суглинками, имеющими мощность 3—5 м, часто с примесью гальки и щебня, или галечника. Лёсс распространен не всюду. К западу от ст. Кошкент однородный лёсс имеет мощность свыше 20 м. Этот же лёсс вскрывается в обоих Кошкентских логах. Между Кошкентом и Учтурганским саем светло-серый рыхлый сильно пористый лёсс с белыми выцветами солей и многочисленными норами землероев слагает полосу шириной в 2—3 км. Такая же полоса лёсса сохранилась от размыва и по правому берегу Хаватсая ниже Лалатюбе. Южнее лёсс слагает отдельные холмы близ с. Сават, залегает между конгломератовыми буграми около с. Чакыр, у конгломератовых сопок Искандера и на других изолированных участках. Более широкое распространение имеет лёсс в районе упомянутых выше адырных возвышенностей. Восточнее, в пределах Ленинабадского коридора, покровная толща представлена небольшой толщиной грубого лёссовидного суглинка. К востоку от долины Аксу равнина сложена одними грубообломочными породами, почти не прикрытыми мелкоземом. К югу от сел. Костакоз она становится узкой, и у тылового ее края обнажаются галечники и конгломераты, падающие на север под углом до 6°. Восточнее пустынная галечно-щебенчатая поверхность равнины, пересеченная руслами временных потоков, примыкает к широкой гряде Белесеньк и в виде узкой полосы прослеживается далее к Канибадаму.

О строении более глубоких горизонтов предгорной равнины можно судить по данным скважины, пробуренной западнее ст. Хилково, у северного края равнины:

1. Суглинок с гравием, ниже гравий с мелкоземом и песок с гравием; 12 м.

2. Глина с прослоями песка и гравия, в подошве с гипсом; глубина скважины 90 м.

Второй слой разреза Г. И. Архангельским относится к четвертичным отложениям, за исключением глины с гипсом, которая им сопоставляется с кошкентской свитой.

Адыры, располагающиеся к западу от ст. Хилково, у северного края равнины, представляют собой невысокие гряды, ширина которых не превышает 4—6 км и относительная высота 40—50 м. В строении их принимают участие две свиты. «Верхнеадырная» свита сложена серыми и коричневыми конгломератами с тонкими прослойками песчаников, суглинков и мергелей; слоистость ее иногда неправильная; гальки хорошо окатаны и происходят за счет палеозойских пород; цемент известняково-песчанистый и глинистый. Сохранившаяся мощность свиты 20—25 м. В северном направлении, по Г. И. Архангельскому, конгломераты замещаются коричнево-желтыми глинами с гипсом (скважина у ст. Урсатьевская). По Ю. А. Скворцову, угол падения свиты у северного края равнины увеличивается до 10°, вследствие чего она «ныряет под лёссовидные суглинки»; далее к северу свита выходит в русле Сыр-Дарьи, образуя Беговатские пороги. «Верхнеадырная» свита согласно налегает на «нижнеадырную», сложенную пестрой серией песков, песчаников, конгломератов, суглинков и ярких розовых и голубых мергелей, относящихся, вероятно, к неогену; видимая ее мощность достигает 50 м.

Уступ описываемой предгорной равнины одними исследователями рассматривается как эрозионный, образованный подмывом водами Сыр-Дарьи; другие исследователи, исходя из заметной приподнятости внешнего края равнины в районе адырных возвышенностей, считают возможным связать его появление с тектоническими процессами. Имеющийся в настоящее время материал позволяет предполагать, что низменная часть Ферганы и Голодностепское плато связаны с предгорной равниной посредством флексурного изгиба, образовавшегося при поднятии адыр.

К югу предгорная равнина прерывается широтной Уратюбинской грядой, сложенной в основной своей части породами палеозоя и относящейся к системе Туркестанского хребта. Расположенное южнее гряды понижение, простирающееся к югу до главной части Туркестанского хребта, носит название Шахристанской котловины. Четвертичные отложения, выполняющие эту котловину, представлены преимущественно пролювиальными и аллювиальными галечниками, конгломератами, песками, супесями и суглинками; породами лёссовой группы. Пространственные соотношения и стратиграфическая последовательность этих отложений аналогичны таковым для северной части Ферганской котловины. К наиболее древним отложениям здесь относятся конгломераты древних сухих дельт Басманды, Бюрогана и других рек, прорезающих северный склон Туркестанского хребта. Между дельтами вдоль подошвы хребта развит шлейф пролювиальных галечников и конгломератов, отличающихся от аллювиальных дельтовых отложений меньшей окатанностью и сортированностью. Более молодые аллювиальные (дельтовые) и пролювиальные отложения развиты к северу от подошвы хребта. Они представлены галечниками с валунами до 0,3—0,5 м в диаметре; с юга на север уменьшается размер галек и увеличивается их окатанность. Местами галечники сцементированы карбонатным или песчано-глинистым цементом. Мощность их достигает 50 м и больше. Они залегают на более

древних конгломератах или на размытой поверхности третичных отложений.

Далее к северу грубообломочные породы замещаются изменчивой серией суглинков, песков, галечников и щебня, расслоенных лёссом и лёссовидными породами. В окрестностях сел. Чорбог видимая мощность лёсса достигает 4 м. Сверху лёсс покрыт обычно лёссовидными ирригационными наносами, отличающимися от него весьма неровным изломом. Скважина, пройденная здесь в 1949 г., прошла до глубины 175 м в толще лёссовых пород, расслоенных галечниками, и из нее не вышла.

Покровные лёссовые и лёссовидные породы развиты в котловине широко; сплошное их распространение прерывается молодыми конусами выноса и галечниковыми руслами, которые частью врезаются в эти породы, частью перекрывают их. Мощность покровных лёссовых пород увеличивается с юга на север и достигает 10—15 м.

Верхним членом четвертичного комплекса являются пролювиальные отложения молодых конусов выноса и аллювиальные отложения русел. Для последних характерна дифференциация обломочного материала, представляющая большой интерес в гидрологическом отношении: вдоль галечных русел водотоков отлагается крупный материал, в сторону же от них — более мелкий.

Восточнее Шахристанской котловины имеется еще несколько небольших межгорных впадин. В среднем течении р. Исфары располагается Исфаринско-Ляканская широтная впадина. С поверхности она сложена лёссовыми породами суглинистого и супесчаного состава, содержащими включения гальки и щебня, а у подножия гор — грубообломочными отложениями; мощность лёссового покрова до 20 м, у рек она резко сокращается, к горам увеличивается. Лёссовые породы залегают на древнечетвертичных галечниках и конгломератах. Древнечетвертичные и, может быть, неогеновые конгломераты, прикрытые лёссом, развиты и выше по Исфаре в небольших межгорных впадинах: Самаркандской (между сел. Чорку и Матчай) и Аксайской (ниже сел. Ворух).

Стратиграфические соотношения четвертичных отложений описанной полосы низгорья пока могут быть представлены лишь в самой общей схеме. К древнечетвертичным здесь относятся слабодислоцированные в отдельных местах конгломераты древних сухих дельт, называемые Н. П. Васильковским (1935а) сохскими, а в местах пологих антиклинальных поднятий — адырными. К внешнему краю предгорной равнины, особенно в западном ее отрезке, конгломераты местами замещаются глинисто-песчаными отложениями и содержат прослои лёсса (свита D по Н. П. Васильковскому). В низинной части котловины, имеющей тектонический контакт с предгорной равниной, им будут соответствовать отложения, вскрытые на глубине скважинами. Стратиграфически более молодыми являются: аллювий более низких террас, лёсс, аллювиально-пролювиальные отложения на дне межгорных долин и имеющие заметное распространение по склонам щебенчатые осыпи.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Четвертичные отложения в пределах Центрального Таджикистана развиты преимущественно в долинах. Они еще мало изучены и имеющийся материал недостаточен для полной и всесторонней их характеристики.

Здесь можно выделить четыре основных генетических типа четвертичных образований: 1) аллювиальные отложения современных пойм, русел рек и древних террас, 2) склоновые (коллювиальные) и пролювиальные накопления на склонах долин, в руслах временных потоков и в конусах выноса, 3) ледниковые флювиогляциальные и моренные образования, 4) лёссовидные отложения и лёсс. Кроме того, подчиненное положение занимают делювиальные, элювиальные и озерные отложения. В ряде случаев четвертичные отложения образовались сложным путем и представляют собой отложения смешанного типа (аллювиально-пролювиальные, аллювиально-делювиальные и т. д.). Разграничение различных генетических типов нередко затруднено быстрой сменой одного типа отложений другим по простиранию и наложением их друг на друга в вертикальном разрезе.

Аллювиальные отложения значительно распространены только по долинам крупных рек: Зеравшана, Магиана, Кштута, Арчамайда, Ягноба, Сурхоба и др. В возрастном отношении комплекс аллювиальных отложений может быть подразделен на современные аллювиальные отложения пойм и русел рек и более древние аллювиальные отложения, слагающие различные террасы.

Современный аллювий пойм и русел рек обычно представлен хорошо окатанной, несцементированной галькой разнообразных пород, слагающих водосборный бассейн данной реки. По долинам больших рек (Зеравшан) встречаются участки поймы, сложенные преимущественно мелкоземистым, иловатым материалом. В горной части такие участки обычно совпадают с четковидными расширениями долин, происхождение которых различно: тектоническое, подпруживание реки обвалами больших масс горных пород, развитие мощных конусов выноса боковых притоков и др.

Центральный Таджикистан обладает сильно расчлененным эрозионным рельефом, и по долинам его многочисленных рек располагается по несколько ярусов террас. Аллювиальные отложения террас представлены главным образом галечниками и конгломератами, среди которых в различных количественных соотношениях находятся прослойки и линзы песков, глинистого материала и лёссовидных образований. В большинстве разрезов террас наблюдается более или менее отчетливая слоистость, часто неправильная. Отдельные линзы песков, песчанистых глин и лёссовидного материала сменяют друг друга по простиранию на коротких расстояниях (2—5 м), либо полностью замещаются галечниками. Очень часто линзы, сложенные тонкозернистым материалом, содержат мелкую (0,5—3 см) хорошо окатанную гальку различных пород.

Галечники, слагающие террасу, разнообразны как по степени цементации, так и по составу и по размерам гальки. Встречаются все переходы от очень слабо сцементированных, почти рыхлых галечников, до хорошо сцементированных конгломератов. По составу цемент — песчано-глинистый, нередко с примесью карбонатов и окислов железа. Состав гальки всецело определяется составом пород, слагающих водосборный бассейн данной реки. В террасовых отложениях таких крупных рек, как Зеравшан, состав гальки чрезвычайно разнообразен. В разрезе террас мелких притоков Зеравшана встречается галька почти исключительно среднепалеозойских пород; у притоков Зеравшана (Магиан, Кштут, Арчамайда, Фан-Дарья) состав гальки в террасовых отложе-

ниях разнообразнее, так как эти реки начинаются среди гранитоидов Гиссарского хребта и пересекают затем весь Зеравшанский хребет. Размер галек весьма различен; во многих разрезах террас встречаются линзы и прослои очень плохо отсортированного галечника, в которых, наряду с мелкой и крупной галькой, имеются валуны размером до 0,5 м.

Для Центрального Таджикистана характерен разрез аллювиальных отложений, слагающих террасы р. Зеравшан. По данным П. Д. Виноградова и Н. Н. Бобковой, разрез террас правого берега р. Зеравшан у сел. Урмитан представляется в следующем виде (сверху вниз):

<i>I терраса, высота 185 м, ширина 300 м</i>	
1. Почва	0,5 м
2. Галечники из плохо отсортированной и различно окатанной гальки и валунов, главным образом, песчаников и метаморфизованных сланцев силура. Наряду с ними встречается хорошо окатанная галька гранитов, кварца и черных кремнистых пород. Размер гальки от нескольких сантиметров до 50—70 см. Цемент — песчано-глинистый	17 "
3. Черные тонколистватые глинистые сланцы силура. Видимая мощность	8 "
<i>II терраса, высота 65 м, ширина 100 м</i>	
1. Почва	0,8 "
2. Слоистые, слабо сцементированные галечники с линзами (длина 2—5 м, мощность 0,25—1,5 м) рыхлого песчано-глинистого и иловатого материала. Слоистость отчетливая, но неправильная, прослои и линзы тонкозернистого материала на коротких расстояниях (2—5 м) замещаются галечником. Состав гальки разнообразен: среднепалеозойские песчаники, сланцы и известняки, а также кварц, черные и кремнистые породы, различные граниты. Гранитная галька характеризуется наилучшей окатанностью	19 "
3. Влагоемкая песчанистая глина, к кровле которой приурочена группа мелких источников	1 "
4. Сильно трещиноватые черные глинистые сланцы. Видимая мощность	0,5 "
<i>III терраса, высота 6 м, ширина 200 м</i>	
1. Почва	0,3 м
2. Песчано-глинистые отложения с мелкой и крупной (0,5—6 см) беспорядочно рассеянной галькой песчаников, кварца, гранитов	0,6 "
3. Слабо сцементированные галечники из хорошо окатанной гальки различных пород. Размер гальки 2—5 см, редко 10 см. Цемент песчано-глинистый	2,7 "
4. Песчанистые рыхлые глины с мелкой беспорядочно рассеянной галькой	2,4 "
Урез воды р. Зеравшан.	

Ниже устья р. Кштут, где долина р. Зеравшан из высокогорной области переходит в предгорную, строение террас характеризуется следующим разрезом (сверху вниз).

<i>Правый берег с. Зеравшан ниже Дупули, IX терраса высотой 67 м.</i>	
1. Лёссовидная порода, серовато-белая, пылеватая	6 м
2. Слабо сцементированные галечники из хорошо окатанной гальки песчаников, метаморфических сланцев, кварца, известняков и гранитов. Размер гальки от 0,5 до 10—15 см, встречаются валуны до 50—60 см в поперечнике. Среди галечников залегают линзообразные прослои грубозернистого песка и лёссовидного суглинки. Длина линз до 1,5—2 м, мощность от 1—2 до 24—40 см	20 "

Суммарная мощность аллювия всех террас в долинах крупных рек составляет несколько сотен метров. Иногда на очень больших высотах над современными руслами рек встречаются отложения древнего аллювия. Так, например, в Зеравшанской долине отложения древнего аллювия установлены на высоте 546 м над уровнем р. Зеравшан. Эти отложения залегают на небольших, но отчетливо выраженных в рельефе площадках и представлены конгломератами из хорошо окатанной гальки, плотно сцементированной песчано-глинистым цементом. Среди гальки различного состава и размера можно встретить и отдельные

валуны. На левобережье Зеравшана в отложениях древнего аллювия находятся прослойки плохо окатанных глыб палеозойских известняков. Эти прослойки имеют пролювиальное происхождение. Для районов древнего оледенения в бассейне верхнего Зеравшана (Матчинский район) отмечаются нередкие случаи смятия аллювиальных отложений террас в мелкие складки.

Аллювиальные отложения являются довольно водообильными. Воды приурочены к отдельным пластам плохо сцементированных галечников.

Склоновые и пролювиальные отложения распространены по всей территории Центрального Таджикистана, но площади, занятые ими, невелики по размерам. Эти отложения выполняют многочисленные сухие саи, образуют различные по масштабу конусы выноса, опоясывают подножия коренных склонов, часто в виде сплошного шлейфа рыхлых накоплений, в той или иной степени задернованных. В образовании указанных отложений принимали участие многочисленные временные потоки, мощные селевые потоки, оползни, осыпи, обвалы и процессы накопления обычного делювия склонов. Образовавшиеся такими различными путями отложения сложены рыхлым, мало окатанным и плохо отсортированным обломочным материалом, обычно без отчетливо выраженной слоистости. Состав обломков и мощность этих отложений всецело определяются тем, какие породы в данном месте разрушались. В областях развития среднепалеозойских толщ (Зеравшанский и Туркестанский хребты) они образованы либо обломками известняков и сланцев, либо обломками песчаников и сланцев. В Гиссарском хребте и в Каратегине существенную роль в их составе играют продукты разрушения гранитоидов; в предгорных областях Гиссарского и Зеравшанского хребтов, там, где развиты неогеновые породы, они состоят из обломков и перемытой гальки неогеновых конгломератов. Видимая мощность этих отложений весьма различна: от нескольких метров до 200—250 м. Наиболее мощные накопления их приурочены к областям развития легко выветривающихся мезо-кайнозойских пород: глин, мергелей, рыхлых песчаников, гипсов и т. п. В этих областях встречаются крупные конусы выноса, в образовании которых немалую роль сыграли оползни и обвалы больших масс горных пород. Подобные конусы выноса располагаются по левобережью р. Зеравшан в урочище Чукалик, у сел. Кштут и т. д. Нередко такие конусы выноса являются древними и на их поверхности располагаются террасы.

Присутствие своеобразных древних пролювиальных и трудно отделимых от них склоновых отложений было отмечено П. Д. Виноградовым и Н. Н. Бобковой по северному склону Зеравшанского хребта, в бассейне р. Шинк, у сел. Костарач. Здесь эти отложения протягиваются неширокой (1—2,5 км) полосой вдоль подножия скалистой гряды, которая сложена известняками и сланцами среднего палеозоя и отделяет высокогорную область развития палеозойских пород от предгорной области, сложенной неогеновыми конгломератами. Указанные отложения имеют здесь довольно отчетливо выраженную слоистость и наклонены к северу, в сторону от скалистой гряды по азимуту СВ 18—30°, Δ 5—10°. Они представлены мощными (до 250 м) накоплениями рыхлого и очень плохо отсортированного обломочного материала: грубозернистыми песками, рыхлыми сильно песчанистыми глинами, неокатанными и едва окатанными обломками и глыбами среднепалеозойских известняков и сланцев. Плохая сортировка материала, угловатость большинства об-

ломков, исключительно местный состав их и значительное количество обломков сравнительно мягких глинистых сланцев указывают на то, что материал транспортировался на небольшое расстояние и область его сноса являлась указанная выше гряда палеозойских пород. Рассматриваемые отложения, вероятно, более древние, чем большинство аллювиальных отложений, слагающих террасы рр. Зеравшан и Шинк, так как в ряде мест накопления их террасированы и покрыты аллювиальными галечниками.

Собственно склоновые (гравитационные) отложения — осыпные и обвальные накопления, делювий склонов и прочие — встречаются в Центральном Таджикистане повсеместно, но самостоятельно нигде не образуют значительных скоплений, в подавляющем большинстве случаев к ним присоединяется пролювиальный материал. Отдельные крупные действующие осыпи отмечаются по Зеравшанской долине и по долинам более мелких рек (Ягноба, Варзоба, Сорбо и др.). Мощные нагромождения рыхлого обломочного материала, образовавшиеся в результате обвала больших масс горных пород, наблюдаются по долине р. Ягноб — Ягнобский завал.

Элювиальные образования в чистом виде встречаются редко и не обладают большими мощностями. На обнаженных водоразделах как в областях распространения осадочных толщ, так и в районах развития гранитоидов наблюдаются лишь отдельные скопления элювиального обломочного материала. Интересно отметить присутствие элювия молодых мезо-кайнозойских пород на водоразделах, сложенных среднепалеозойскими известняками и сланцами (Зеравшанский хребет и северный склон Гиссарского хребта). В некоторых местах только по наличию такого элювия устанавливается налегание на палеозойский комплекс покрывки мезо-кайнозойских пород, к настоящему времени уже почти полностью уничтоженной эрозией.

Озерные отложения встречаются редко. Древние озерные отложения известны в Каратегине, по долине р. Обигарм, где они представлены скоплением тонкозернистых и иловатых осадков светло-серой и желтоватой окраски. Древнеозерные отложения (отложения озер плотинного типа), представленные желтыми и красными глинами и грубозернистыми песками, известны в бассейне верхнего Зеравшана; они слагают восьмую террасу Зеравшана близ устья Гузи и встречаются в долинах его левых притоков. Озерные отложения совсем недавнего происхождения можно наблюдать у Ягнобского завала. Они отложились в небольшом озере, которое образовалось вследствие подпруживания р. Ягноб обвалом горных пород; впоследствии вода прорвала эту плотину и на месте озера остался лишь тонкозернистый рыхлый светло-серый осадок, визуально напоминающий лёсс.

Ледниковые образования наименее изучены; они приурочены к приосевым частям хребтов и к верховьям долин и представлены моренами и флювиогляциальными отложениями. В большинстве мест ледниковые отложения в той или иной степени размыты реками и сохранились лишь частично.

Морены сложены слабосцементированным или рыхлым несортированным неслоистым обломочным материалом. Обломки, глыбы и валуны перемешаны с мелкощебенистым и песчано-глинистым материалом. Встречаются участки, сложенные песками. На валунах нередко видна ледниковая штриховка. Крупные валуны с отчетливой ледниковой штриховкой встречаются в области южного склона Гиссарского хребта и при-

сутствуют в остатках морен по долине р. Карасу—Дарайколон на северном склоне того же хребта.

Остатки древних морен обычно сильно размыты, и поэтому иногда трудно судить о том, представляют ли они конечные или боковые морены когда-то существовавших ледников. Среди морен современных ледников отчетливо различаются конечные, боковые и поверхностные, весьма скульптурно выраженные в осевой части Гиссарского хребта, к западу от пер. Анзоб, в горах Османтала и в районе пика Казнок, где они сложены обломками и валунами главным образом различных гранитоидов, а также известняков и сланцев среднего палеозоя; крупнообломочный материал сопровождается большим количеством мелкозернистых продуктов разрушения тех же пород. Подобные накопления современного моренного материала наблюдаются и в других высокогорных районах Гиссарского хребта, в Каратегине, в приосевых частях Туркестанского и Зеравшанского хребтов и у Зеравшанского ледника в верховьях одноименной долины.

Количество сохранившихся от денудации морен для разных районов Центрального Таджикистана различное. В районе пика Казнок различаются древние и современные морены. Среди древних по возрасту и по высотному положению можно выделить четыре морены. Остатки наиболее древней морены имеются к западу-юго-западу от пика, близ водораздельного гребня в бассейне р. Мокшеват, на высоте 4600 м; в ее составе преобладают сильно выветрелые валуны гранитов, среди которых наблюдаются редкие валуны жильных основных пород (лампрофиров). Остатки второй из древних морен можно видеть в нижней части правого склона долины р. Каткан на высоте 3900 м; в составе этой морены преобладают также граниты, но менее выветрелые, чем в первой. Все древние морены задернованы. Среди более молодых выделяются морены с черной коркой загара на валунах и свежие морены современных ледников.

К юго-западу от пика Казнок две наиболее древние морены не сохранились; здесь имеются хорошо выраженные три более молодые морены, залегающие на дне трогов. В районе озер Искандеркуль и Куликолон можно видеть пять морен.

В бассейне р. Шинк выделяется четыре морены; наиболее древняя морена здесь пока не обнаружена. Восточнее, в Шульмакском районе, в бассейне р. Сорбог отмечается четыре ледниковых трога. Для Туркестанского хребта имеются указания о развитии пяти морен. Широкое распространение имеют морены в бассейне верхнего Зеравшана. Здесь отмечаются конечные морены на меридиане сел. Сабак (2250 м) и близ метеостанции Духауз (2500 м). Ниже сел. Сабак долина Зеравшана имеет троговый характер и несет несомненные следы деятельности более древнего ледника. Типичный бугристый моренный ландшафт наблюдается в расширениях левых притоков Зеравшана—Ривут и Таваствин.

Из ледниковых образований Центрального Таджикистана обращают на себя внимание мощные накопления обломочного материала по долине р. Шинк (левого притока р. Зеравшан). Эти накопления в семи местах перегородили долину, что вызвало подпруживание реки и привело к образованию озер Хазорчашма, Маргузор, Нофин, Хурдак, Гушор, Соя и Нежигон. Накопления обломочного материала по долине р. Шинк одни исследователи (И. А. Преображенский, 1913 и др.) рассматривают как конечные морены существовавшего когда-то крупного ледника, постепенно отступавшего к югу; другие считают, что эти накопления образо-

вались в результате обвалов в долину больших масс горных пород. Последнее предположение представляется маловероятным.

Лёсс и лёссовидные образования приурочены к предгорным областям: к предгорьям южного склона Гиссарского хребта и Западного Каратегина, к предгорьям северного склона Туркестанского хребта и к Зеравшанской долине там, где ниже устья р. Кштут начинается открытая к западу Пенджикентская или Самаркандская котловина, сплошь покрытая с поверхности лёссовыми образованиями. В указанных местах лёссовые породы покрывают более или менее мощным плащом почти все речные террасы, а местами встречаются и на пологих участках коренных склонов. Мощность их весьма различна: от 0,5 до 10—20 м по Зеравшанской долине и местами более 50 м в полосе холмов, окаймляющих с юга предгорья Гиссарского хребта и относящихся уже к Таджикской депрессии.

Лёссовые породы представляют собой тонкопылеватые образования светло-серой и желтовато-серой окраски. По бортам саев в них иногда наблюдается слоистость, обусловленная чередованием прослоев тонкоиловатого материала с прослоями более грубозернистых разностей; количество последних увеличивается по мере приближения от тальвега долины к коренному склону. Обычно лёссовые породы рыхлые или очень слабо сцементированы и образуют на склонах террас осыпи тонкоиловатого материала.

По вопросу о генезисе лёссовых пород имеются различные мнения. А. П. Павлов, С. Ф. Машковцев и другие исследователи относили лёссовые отложения Зеравшано-Гиссарской горной области к типу «горного лёсса» водного происхождения. Согласно этой точке зрения, накопление лёссовых образований связано здесь, с одной стороны, с намывом тонкозернистого материала пролювиальными потоками с гор, с другой стороны—с отложениями на дне долин иловатого материала реками. И. И. Трофимов, изучавший лёссовые породы Самаркандской котловины, выделяет среди них эоловый лёсс и лёссовидные породы делювиального, аллювиального и пролювиального происхождения.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Граница между третичными и четвертичными отложениями в Юго-Западном Таджикистане, как и в более северных районах, палеонтологически достаточно точно не охарактеризована и может быть установлена лишь на основании литологических данных и палеогеографических построений.

В низовьях р. Яхсу и на обширном приподнятом плато Алимтай с резким угловым несогласием на размытой поверхности неогена залегает слабо дислоцированная толща палевых, иногда голубоватых, часто буроватых и палево-бурых глин, лёссовидных суглинков, песчаников и конгломератов мощностью до 400 м и более, перекрытая местами гипсовой толщей мощностью до 100 м. Эта толща выделена под названием кулябской свиты. Местами в глинах содержится пресноводная фауна из группы *Fruticicola*, *Radix*, *Planorbis*, *Pisidium* и др. В глинах г. Ходжасартис обнаружена однообразная и многочисленная фауна: *Fruticicola* (*Leucozonella*) *rufispira* Martens, *Subzebrinus* (*Styloptychus*) cf. *otostomus* Westerlund; обе формы являются четвертичными, широко распространенными и в настоящее время.

По нижнему Вахшу и Кафирнигану А. Р. Бурачеком и Н. П. Лупповым описаны слабо дислоцированные и недислоцированные отложения, лежащие несогласно на неогеновых конгломератах и на палеогене, состоящие из лёссовидных тонкослоистых глин озерного типа, песчаников, песков, конгломератов и галечников, окрашенных в серые, палевые, желтоватые и красно-бурые цвета. Мощность этих отложений 20—30 м, иногда до 80 м.

Б. М. Здорик описал глубоко врезанное в полизакскую свиту неогена древнее русло, заполненное аллювиально-делювиальными желтовато-серыми, буровато-серыми и охристыми конгломератами и суглинками, мощностью до 200 м. Эта свита выделена им под названием даштакинской. В бассейне р. Хингоу В. И. Попов выделил килимбинскую свиту, выполняющую эрозионные депрессии в неогеновых конгломератах. Свита состоит из моренных и флювиогляциальных отложений и террасирована глубоко врезанными в нее речными долинами. Залегает она несогласно на неогене и сама слабо дислоцирована. Все эти отложения имеют много общего и вполне вероятно, что все они являются фациальными разновидностями образований одного возраста и, по-видимому, их рационально объединить под названием кулябская свита.

Для более молодых четвертичных отложений депрессии, в отличие от кулябской свиты, каких-либо данных об их дислоцированности пока не имеется, если не считать несомненно тектонических поднятий и погружений речных террас. Рассмотрение этих отложений приводится по генетическим типам в следующем порядке: 1) элювиальные образования, 2) гравитационные отложения, 3) делювиальные отложения, 4) пролювиальные отложения, 5) аллювиальные отложения, 6) золотые отложения, 7) озерные отложения, 8) ледниковые отложения и 9) культурные отложения.

1. Элювиальные образования имеют широкое распространение. В пониженных частях депрессии они развиты на горных плато и на пологих склонах. Материнской породой являются гипсоносные песчано-известняково-глинистые отложения, в связи с чем элювий представляет собой щебневатый сильно загипсованный и карбонатный материал лёссовидного характера. В случае выноса делювиальным или золотым путем мелкого материала щебневатость элювия увеличивается или он превращается в щебневые россыпи.

Особый интерес представляет элювий, развивающийся на пролювиальных отложениях суглинистого пылеватого состава, встречающихся часто на поверхности террас. При длительном течении процессов почвообразования пролювиальные отложения пылеватого состава становятся лёссовидными до глубины 2,5—3 м от поверхности; такие породы отличаются от лёсса неравномерной пористостью и неоднородностью текстуры.

2. Гравитационные отложения представлены фациями осыпей, обвалов и оползней. Менее распространены, но достигают значительной мощности фации горных обвалов. Оползни наиболее широко развиты в Файзабадской долине, но встречаются и в других районах, где на сложенных глинистыми или лёссовыми породами склонах имеются выходы подземных вод. Состав гравитационных отложений находится в прямой зависимости от состава пород, слагающих склоны.

3. Делювиальные отложения широко развиты на склонах, у подошв склонов и в ущельях. Обычно они имеют лёссовидный облик и обладают всеми свойствами лёсса. На пологих склонах молодых долин

и оврагов, прорезающих толщи лёссовых пород, делювий имеет мощность 1—2 м; он обладает значительной пористостью, в нижней части слабо выраженной слоистостью и отличается от материнских пород также комковатостью и нередко более слабой связанностью. На более древних и выположенных склонах мощность делювия несколько больше, но не превышает 7 м. Породы здесь более плотные и в сухом состоянии крепкие. Они почти не отличимы от лёсса, на котором обыкновенно залегают в адырах и на пологих горных склонах, однако почти всегда отделяются от него развитым в его кровле горизонтом с частыми ходами землероев, иногда обогащенным карбонатами и гумусом.

Делювий подошвы склонов образует на поверхности террас и предгорных равнин шлейфы, выраженные в рельефе в виде заметного повышения их внутреннего края. Этот тип делювия, в отличие от лёсса, характеризуется неравномерной, но высокой пористостью, иногда брекчиевидным изломом и тонкой слоистостью в отдельных участках. На предгорных равнинах и террасах, примыкающих к адырам, в зерновом составе делювия местами присутствует примесь материала дочетвертичных пород. Мощность его различна и близ подошвы склонов достигает 10—11 м; на низких молодых террасах она меньше, чем на высоких.

Большой интерес представляет третий тип делювиальных отложений — балочных. Наиболее широко этот тип делювия развит в адырах, но встречается и на предгорных равнинах. Для характеристики адырских балочных выполнений можно привести следующий разрез (Сталинабадский район):

1. Почва сероземная, рыхлая
2. Суглинок пылеватый, желтовато-серый, лёссовидный, крупнопористый, карбонатный, под почвой в зоне 0,5—1,3 м с частыми стяжениями и пятнами извести («белоглазка»); в 5 м от кровли прослеживается прерывистая темно-серая зона до 0,3 м мощностью, более пористая, окрашенная гумусом. Ниже 23 м от кровли пористость и связность породы неоднородны в разных участках. Переход в нижележащий слой не резкий
3. Суглинок пылеватый, желтовато-серый, розоватый, карбонатный, углекислая известь выполняет поры и содержится в виде стяжений размером до 0,5 см, образующих местами гнездообразные скопления. Порода неравномерно пористая, в отдельных участках слоистая, с линзовидными песчаными прослоями; слоистость неправильная. Отдельные прослойки без крупных пор, в других — поры обусловлены горизонтально ориентированными сплюснутыми каналами и пучками от сгнивших травянистых растений. Последнее обстоятельство указывает на периодическое массовое поступление материала, погребавшего травяной покров, и на смешанное делювиально-аллювиальное происхождение этого слоя разреза. В нижней части местами порода желтобурая, пористая, с включениями одиночных галек и валунов. Развита вертикальные и иногда горизонтальные плоскости скольжения со штрихами. Видимая мощность до подошвы склона

0,4—0,65 м

26

8

Аналогичное строение имеют балочные выполнения на адырах и террасах и в других районах Таджикской депрессии.

Образование делювия происходит и в настоящее время, чему благоприятствует разреженный растительный покров и эфемерный характер растительности.

4. Проллювиальные отложения имеют весьма широкое распространение. Вместе с лёссом и лёссовидными породами они выполняют межгорные впадины, образуя обширные предгорные равнины. На поверхности древних сухих дельт, перекрытых лёссом и лёссовидными породами, нередко встречаются выраженные в рельефе конусы выноса

молодых оврагов и речек. Также нередки конусы выноса, погребенные в толще лёсса и аллювия. В горных долинах пролювиальные отложения слагают довольно крутые шлейфы, состоящие из слившихся друг с другом, но обычно выраженных в рельефе конусов выноса; периферические части шлейфов, прорезанные современными долинами рек, возвышаются часто уступами до 150—200 м высотой (верхний Вахш).

Пролувиальные отложения, выполняющие межгорные долины, представлены слабоокатанным щебенчато-галечным материалом, окраска и петрографический состав которого зависят от слагающих боковые хребты и предгорья пород. Размер обломков уменьшается от бортов впадин по направлению к их середине; в средней части впадин грубообломочные породы сменяются суглинистыми. Нередко верхняя часть межгорных выполнений представлена лёссом и лёссовидными породами (водораздел Ханака—Каратаг). Обычно пролювиальные отложения расслоены или в горизонтальном направлении по четкой границе сменяются лёссом, во всех случаях резко отличающимся от них однородными текстурой, составом и желтовато-серой окраской. Такие соотношения подчеркивают одновременность отложений пролювия и лёсса. Погребенные в лёссе толщи пролювия имеют несомненно стратиграфическое и палеогеографическое значение, но пока в этом отношении они не изучены.

Мощность отложений, выполняющих межгорные впадины, весьма значительна. В верховьях руч. Сарыгазон пролювиальные отложения имеют мощность 95 м (по В. И. Солнуу), а в Яванской впадине их мощность превышает 530 м.

Молодые конусы выноса на поверхности сухих дельт и предгорных равнин образованы пылеватыми породами, облессованными полностью или только в верхней части под современной почвой. В вершинной части конусов эти породы содержат песчаные и галечные прослои и включения крупных обломков, к периферии постепенно исчезающие.

Стратиграфия пролювиальных отложений в межгорных впадинах, занятых реками, легко устанавливается по соотношению этих отложений с речными и овражными террасами; во впадинах без речных долин она может быть разработана только с помощью литологического метода.

5. Аллювиальные отложения широко распространены только в межгорных впадинах, в горных участках речных долин они слагают обычно узкие и часто разрозненные террасы, наиболее хорошо и полно выраженные в характерных для этих участков четковидных расширениях.

Для Юго-Западного Таджикистана, как и для всех депрессий Средней Азии, характерен аллювий двух типов: 1) образующий сухие дельты и 2) слагающий речные террасы, сопряженные с сухими дельтами.

Отложения сухих дельт представлены обычно галечниками, иногда в периферийных участках расслоенными лёссом (древняя дельта Даганасу у селений Кызылкала, Уялы и др.). Древние дельты перекрыты покровом лёсса и лёссовидных пород. Галечники хорошо окатаны, состав их отображает состав развитых в бассейне реки пород. В качестве примера можно привести сухие дельты, образованные р. Варзоб по выходе ее из Гиссарского хребта. Против устья р. Харангон галечники наиболее древней дельты р. Варзоб лежат на высоком цоколе дислоцированных коренных пород. Состав галек преимущественно гранитный. Галечники перекрыты маломощной толщей лёсса. Южнее на левом берегу долины Варзоба от этой дельты сохранился только ее восточный узкий край в виде террасы, хорошо выраженной в средней и южной час-

тях Сталинабада, где она расширяется и высоким уступом возвышается над поверхностью врезанной в нее более молодой дельты.

Хорошо выражена следующая по возрасту врезанная в вышеописанную четвертая снизу (считая и формирующуюся современную) дельта, на которой расположен г. Сталинабад. Галечники этой дельты имеют также преимущественно гранитный состав и отличаются от галечников более молодых дельт большей мощностью и более крупным размером галек, среди которых встречаются прослой валунов. Ровная, выветрелая поверхность галечников перекрыта мощной толщей лёсса и лёссовидных пород.

Более молодая дельта, как и у большинства рек депрессии, сохранилась плохо; периферическая ее часть, прислоняющаяся к более древней (четвертой) дельте, хорошо выражена на стрелке Варзоба и Лючоба; она сложена внизу хорошо окатанными гальками преимущественно магматических пород; галечники этой дельты отличаются от галечников предыдущей дельты меньшей мощностью и более мелким размером галек; видимая мощность их до русла 1,2 м. На ровную поверхность галечников налагает толща лёсса и лёссовидных пород делювиального и пролювиального типов мощностью 19 м, содержащих в 7 м от кровли линзы и прослойки мелкого галечника. На границе с этими прослойками лёссовидные породы часто имеют микрослоистость и плотное сложение без крупных пор.

Следующая дельта, соответствующая первой надпойменной террасе и постепенно в нее переходящая, имеет широкое распространение; в цоколе ее залегают галечники того же характера, что и во второй дельте. Видимая мощность их до 4 м. Покрываются они толщей (1—5 м) грязно-серых и желтоватых грубых лёссовидных суглинков и супесей, в нижней части содержащих прослой галечников и иловатой глины, а также включения галек и небольшие валуны. По периферии этой дельты Варзоба и других рек Гиссарской долины в суглинках на глубине до 1 м или прямо с поверхности развиты линзы торфа.

Сложные соотношения имеют дельты р. Вахша, отложенные по выходе ее в Кургантюбинскую впадину, с дельтами впадающих в нее справа рр. Явансу и Даганасу. Наиболее древняя дельта Вахша, соответствующая четвертой надпойменной террасе, морфологически почти не выражена. Отложения ее вскрыты в обнажении у головного сооружения канала Шурабад. Представлены они хорошо окатанными галечниками почти исключительно магматических и метаморфических пород, лежащими на размытой поверхности третичных красноцветных песчаников и глин. Галечники покрыты (10—15 м) красноватыми суглинками, супесями и песками пролювиального происхождения. Выше залегает мощная толща лёсса, перекрытая близ склона адыр делювиальными лёссовидными суглинками пылеватого состава.

Более молодая дельта Вахша хорошо выражена на правом берегу также у головного сооружения канала Шурабад. В цоколе ее, более низком, чем цоколь предыдущей дельты, видны те же третичные красноцветные породы. Сложена она галечниками, по крутой плоскости прислоняющимися к галечникам предыдущей дельты и имеющими аналогичный с ними состав. Галечники покрыты лёссовыми породами небольшой мощности. Эта дельта выклинивается у выступа адыр к западу.

Стратиграфически более молодая дельта Вахша, соответствующая второй надпойменной террасе, развита также на участке головного сооружения канала. Одновозрастная дельта р. Даганасу, сложенная

песками и галечниками из пород местных хребтов, сохранилась на небольшом участке у сел. Кызылкала, где она прислоняется к более древней дельте. Аналогичная по возрасту дельта р. Явансу полностью уничтожена размывом.

Весьма рельефно выражена следующая по возрасту дельта Вахша, соответствующая первой надпойменной террасе, на которой расположено сел. Кызылкала. На правом берегу Вахша, в пределах Куйбышевского района, развита меньшая, озерная часть дельты, ограниченная в виде острова Соленым рукавом (сохранившимся внешним протоком Вахша). Большая же часть ее располагается на левом берегу Вахша в пределах Кургантюбинского и северной части Октябрьского районов. Дельта сложена галечниками вахшского типа, покрытыми толщей аллювиальных лёссовидных пылеватых суглинков и супесей до 5—7 м мощностью; в нижней части толщи местами имеются прослойки песка, сверху она покрыта ирригационными наносами. Одновозрастные дельты рр. Явансу и Даганасу образуют заостровную часть Куйбышевского района, заключенную между подошвой высокого уступа древних дельт и правым берегом Соленого рукава.

Река Пяндж по выходе из Бадахшано-Дарвазского высокогорья образует мощную дельту, соответствующую первой надпойменной террасе. Верхняя часть дельты сложена галечниками и валунами, ниже галечники замещаются песками и суглинками. Эта дельта, изменив направление течения нижней части р. Кызылсу, вызвала подпор поверхностной и подземной частей ее потока, что привело к заболачиванию огромной территории. Последняя таит в себе, по-видимому, большие запасы зольного торфа. Хорошо заметно здесь формирование современной дельты.

Долины основных рек Юго-Западного Таджикистана имеют четыре хорошо выраженные аккумулятивные надпойменные террасы. В межгорных впадинах наиболее древняя, четвертая надпойменная терраса сложена в основании галечниками и песками, перекрытыми сверху толщей (до 20 м) пролювия. Таким образом, эти террасы в межгорных впадинах представляют собой пролювиальные равнины, с поверхности покрытые толщей лёсса мощностью до 20 м и более. Примером таких равнин могут служить плато Акгаза и Кумсынбирское в Вахшской долине.

Основные террасы прослеживаются и в горных участках долин, где высота их возрастает. Серия верхних террас была описана В. И. Поповым (1932б), выделившим в Дарвазе и в бассейне Яхсу три уступа: верхний 460 м, средний 380 м и нижний 270 м над уровнем моря. Те же уступы хорошо прослеживаются по р. Хингоу. По верхнему Вахшу, согласно А. С. Кобозеву, они наблюдаются в виде отдельных обрывков, связь между которыми установить не всегда возможно. В пониженной части Таджикской депрессии следы верхних уступов почти исчезают, они отмечены только по рр. Таирсу и Вахшу у сел. Сангтуда на высоте 200—300 м над уровнем рек. Верхние террасы сложены галечниками, хорошо окатанными и состоящими из осадочных и магматических пород палеозойского возраста. В расширенных участках долины галечники покрыты лёссом. По р. Памдара (левый приток Кафирнигана) верхняя терраса (высота около 60 м) сложена, по данным П. К. Чихачева (1941), лёссовидными слоистыми глинисто-песчаными породами озерного происхождения.

Аллювий, подстилающий древнепролювиальные отложения предгорных равнин, в низовьях долин часто не выходит на поверхность. В бас-

сейне Яхсу нижняя часть этого аллювия скрыта под уровнем современной поймы. В низовьях Вахша, в пределах Акгазинского и Кумсынгирского плато, к нему прислонены более молодые аллювиальные отложения, но уже выше по Вахшу, нижнему Сурхобу и по Варзобу (у Харангона) он лежит высоко над современной долиной и из под него выступают коренные породы. Представлен этот аллювий галечниками, в нижних частях долин переходящими в хорошо отсортированные слоистые светло-серые песчаные отложения.

Рассмотренные аллювиальные отложения более древние, чем пролювий предгорных равнин. Более молодые аллювиальные отложения в межгорных впадинах часто образуют широкие террасы, сопряженные с сухими дельтами. Вверх по течению рек, выше сухих дельт, количество уступов молодых террас и высота их возрастают.

В межгорных впадинах наиболее широко распространена первая надпойменная терраса, имеющая в низовьях Яхсу у Колхозабада и на Пяндже у Кировабада ширину до 10 км, а на Вахше ниже Курган-Тюбе — до 20 км. Нижняя часть разреза этой террасы представлена галечниками, вниз по реке переходящими в песок; галечники хорошо окатаны и представлены преимущественно палеозойскими осадочными и магматическими породами; примесь пород мезо-кайнозоя ничтожна или отсутствует. Верхние горизонты разреза представлены желтовато-бурыми и палево-серыми лёссовидными супесями и суглинками, мощностью до 8 м (Вахш). В понижениях рельефа развиваются солончаки, под которыми эти отложения сильно загипсованы (Вахш). В долине Иляка, недалеко от устья, и по другим рекам Гиссарской впадины указанные отложения расслоены одним или двумя гумусовыми горизонтами. По Кафирнигану южнее Сталинабада в них содержатся сферические суглинистые конкреции (септарии) до 1 м в диаметре. В горных участках долин эта терраса, по сравнению с другими, имеет также наибольшее развитие. Сложена она здесь также галечниками, покрытыми небольшой толщей лёссовидных песков, супесей и суглинков.

Вторые и третьи надпойменные террасы обычно сложены галечниками, в нижних частях долин постепенно переходящими в песок и супеси. Третья надпойменная терраса покрыта лёссом и лёссовидными породами делювиального и пролювиального типов. В пределах межгорных впадин аллювий этих террас иногда имеет озерный характер, что объясняется подпруживанием долин, обвалами и конусами выноса боковых притоков. По р. Таирсу у дороги из Куляба в Дангару все три надпойменные террасы сложены чередующимися тонкозернистыми кирпично-красными песками и суглинками.

Аллювиальные отложения встречаются и в балках, где чаще всего наблюдается только одна надпойменная терраса. Сложена она слоистыми песками, супесями и суглинками с гравием и галечниками в основании; суглинки часто лёссовидны. Террасы балок, врезанных в мощные толщи лёсса, сложены слоистыми уплотненными породами однородного пылеватого состава.

6. Эоловые отложения представлены песками и лёссом. Эоловые пески распространены на правобережье Пянджа и Аму-Дарьи, где они образуют небольшие пустыри — Карадум (Кашкакум) в устье Вахша и Курджанакум в устье Кафирнигана. Ниже, вдоль правого берега Аму-Дарьи в полосе до 25 км шириной, на южном погружении хр. Бабатаг, всхолмленные пески вначале разрозненными участками, а далее сплошным массивом тянутся до долины Сурхана. В низовье Вах-

ша эоловыми песками заняты небольшие участки в средней части возвышенности Карабура и в северном конце возвышенности Уртабоз. Участки развития песков обычно приподняты над речными долинами и имеют в основании песчаные, глинистые и мергелистые дислоцированные третичные отложения, за счет выветривания и развеивания которых и образовалась основная масса эоловых песков. В сторону речных долин эоловые пески покрывают поверхности террас вплоть до первой надпойменной. На левобережной части Аму-Дарьи огромный массив эоловых песков происходит за счет развеивания аллювия широких террас этой реки. В средней части возвышенности Карабура пески образуются за счет развеивания третичных песчано-конгломератовых пород. На северной окраине Уртабоза невысокие гряды мелкозернистых пылеватых песков образовались при развеивании древнего аллювия, покрытого лёссом; последний сохранился только в южной половине возвышенности.

Пустыня Карадум с юга, востока, севера и на большом протяжении с запада окаймлена предгорной равниной (четвертой террасой). Песчаные эоловые наносы местами заходят на лёссовую поверхность равнины в виде языков. Вдоль восточной окраины пустыни можно наблюдать, как выносимые оврагами пески местами образуют на поверхности лёссовой равнины небольшие подвижные барханы. В южной и в повышенной западной части этой пустыни выходят третичные красноцветные песчаники, глины, мергели и пласты гипса, покрытые перевеянными песками, а по склонам — делювиальными супесями и суглинками. К востоку и юго-востоку пустыня постепенно снижается и простирается далее в виде сплошного массива грядовых песков, в юго-восточной части носящих название Кашкакум. Холмисто-грядовая поверхность Карадум на севере переходит в песчаный шлейф, перекрывающий лёссовую поверхность предгорной равнины. Бугры и гряды закреплены пустынной растительностью и только местами на выпасах они подвергаются развеиванию. На восточной окраине развеиваемые бугры сложены с поверхности желтовато-серым мелко- и среднезернистым песком, содержащим примесь темноцветных минералов. Закрепленные бугристые массивы сложены сверху желтовато-серой пылевой неслоистой супестью, слюдистой и крупнопористой, или разнозернистыми сильно пылевыми песками. Мощность этих своеобразных, вероятно, эолово-элювиальных по генезису образований, колеблется от 0,1 до 1 м. Они налегают на эоловые косослоистые пески.

На западной окраине в северной части песчаная пустыня обрывается к первой надпойменной террасе Вахша уступом до 10—12 м высотой. Уступ здесь изрезан небольшими промоинами и довольно длинными оврагами. В стенках одного из оврагов на глубине 1,5 м от поверхности видно наложение описанных эоловых наносов на аллювий погребенной террасы Вахша, представленный серым пылевым песком, расслоенным серой глиной. На поверхности склонов здесь часто можно видеть белые корки солей, легко развеиваемые ветром. Развеиваются ветром и солончаковые корки, образующиеся на дне понижений между грядами.

Другие пустыни на южной окраине Таджикской депрессии имеют тот же характер, что и Карадум. Песчаная пустыня Каттакум, расположенная на правобережье Сурхана, к северу также постепенно переходит в лёссовую поверхность предгорной равнины. Во всех случаях на юге депрессии наблюдается резкий переход эоловых песков в подстилающий эоловый лёсс. Последний близ контакта с песками хотя и содержит заметную примесь песчаных зерен, но сохраняет полную литологическую

обособленность и не является результатом механической переработки местных эоловых песков.

Среди лёсса и лёссовидных пород Таджикской депрессии выделяют следующие генетические типы:

I. Элювиальный — состав пород изменяется в зависимости от состава материнских пород и от климата.

II. Делювиальный — отложения склонов, подошв склонов и балочные выполнения.

III. Пролувиальный — фации периферических частей шлейфов и конусов выноса, почти лишённые прослоев и включений грубообломочного материала, и вершинные их части, отличающиеся содержанием грубообломочного материала.

IV. Аллювиальный — фаціальное разнообразие пород определяется неодинаковыми условиями их накопления и диагенеза. Различаются фации: террасовой равнины вместе с внешним краем террасы, отличающиеся от основной части равнины более грубым материалом и более четко выраженной слоистостью; внутреннего (тылового) края террасы, где всегда имеется примесь делювиального материала; пониженных заболоченных мест, где отложения характеризуются высокой засоленностью, иногда солонцеватостью, а местами заторфованностью и наличием суглинистых септарий. Встречаемые иловатые отложения стариц не имеют лёссового облика и относятся к озерным. Облёссованные ирригационные наносы частично относятся к аллювиальному типу лёссовидных образований.

V. Озерно-аллювиальный, представленный иногда чисто пылеватым эоловым осадком (озерным лёссом), отложенным в плотинных озерных водоемах; иногда породы этого типа слоистые, с неравномерной макропористостью, обычно наблюдаемой в прибрежных их фациях.

VI. Смешанный — лёссовидные отложения, характеризующиеся тесной перемежаемостью осадков различного генезиса, примером могут служить аллювиально-делювиальные отложения нижней части балочных выполнений.

Залегая на различных элементах рельефа, сложенных разнообразными породами, лёсс всюду имеет однородную желтовато-серую окраску. Лёссовые толщи, мощностью часто в несколько десятков метров, характеризуются неслоистым строением и значительной равномерной пористостью. Эту однородность строения подчеркивают содержащиеся в лёссе включения, прослои и гнезда грубообломочного, иногда красноватого материала. Граница лёсса с подстилающими породами всегда резкая. На вершинах и склонах хребтов можно видеть, что лёсс залегает на весьма неровной эрозионной поверхности, выравнивая ее.

Петрографически лёсс представляет собой пылеватую неслоистую породу желтовато-серого и серого цвета, существенно пористую (общая пористость 40—57%), неравномерно карбонатную, местами со значительным содержанием гипса, количество которого внизу обычно увеличивается. В зоне до 1,2—1,5 м под современной сероземной почвой развит горизонт, сильно насыщенный карбонатами кальция; последний заполняет трещины и частично поры, а также образует рыхлые скопления и неправильные стяжения размером до 1—2 см.

Зерновой анализ лёсса с разных элементов рельефа в пределах района не показывает заметных различий. По соотношению фракций пыли (0,05—0,005 мм), песка и глины большая часть из анализированных образцов относится к глинистым алевритам (пыль 70—80%),

меньшая — к чистым алевроитам (пыль 80—98%) и небольшая часть — к песчанистым алевроитам и глинисто-песчаным смешанным породам. Содержание песчаной фракции (крупнее 0,05 мм) в породах редко превышает 6—7%, и только в отдельных образцах достигает 30%. Повышенной песчаностью характеризуется местами лёсс внешнего края террас, что объясняется примесью материала, выносимого ветром с поймы. Заметное даже по обнажениям изменение зернового состава лёсса в депрессии происходит с севера на юг: в широтном отрезке Гиссарской долины лёсс тонкий, но при повороте ее к югу он становится более грубым песчанистым и в нем можно видеть многочисленные крупные пластинки слюды. В таком же направлении изменяется зерновой состав лёсса и восточнее по другим межгорным долинам. Такое изменение зернового состава отражает осадочную зональность лёсса. Лёсс южной части депрессии относится к фронтальной зоне, обращенной к области питания, северной — к тыловой зоне. Намечается осадочная зональность и в лёссе периферии сухих дельт, где происходит уменьшение размера частиц к их внешней части.

Основная масса частиц пыли представлена глинисто-карбонатными комочками, иногда с гипсом, а также зернами с налетами гидроокиси железа и глинистого вещества. Фракция тяжелых минералов лёсса имеет следующий состав: слюда темная и светлая в сумме составляют 50%, а на юге 65—78%, цоизит и клиноцоизит 2—19% (чаще 6—10%), ильменит 6—13%, циркон 3—4 и до 9%, лейкоксен 2—15%, роговая обманка 1—12%, рутил 1—2%, турмалин 1—3%, хлорит — до 2—4%, окислы железа местами до 21%, не везде и в единичных зернах, редко до 1—2% встречаются гранат, сфен, дистен, апатит, эпидот и пироксены. Последние два минерала в лёссе склона Гиссарского хребта содержатся в количестве 45 и 20%. В легкой фракции главными минералами являются кварц 45—93% и слюда 20—30% (а на юге 45—53%), полевые шпаты 10—12% (а в отдельных случаях 33—78%), местами встречается много гипса, всюду много карбонатов, образующих агрегаты и неправильные кристаллы. Зерна минералов чаще угловатые, пластинки слюды остроугольные, иногда округлые. Полевые шпаты свежие, но встречаются местами в большом количестве сильно выветрелые. От третичных обломочных пород лёсс отличается отсутствием ставролита, силлиманита и других обычных для них минералов и наличием большого количества слюд.

Химический состав лёсса (в %) следующий: SiO_2 43,61—59,10; Fe_2O_3 3,35—9,79; Al_2O_3 5,77—19,95; CaO 10,99—18,07; MgO 1,00—3,89; SO_3 0,12—2,88; K_2O 0,19—2,73; Na_2O 0,07—3,15; потеря при прокаливании 10,31—18,16, чаще 5—8, изредка до 20—24%; воднорастворимые соли обычно 0,2—0,3%, а в восточной части депрессии нередко 3—5% (влияние соляных залежей). Преобладающая масса воднорастворимых солей приходится на гипс и небольшая часть на хлоритовые соли. Гумус равномерно содержится по всей толще лёсса в количестве 0,3—0,4% и в редких случаях до 0,8—0,9%.

Лёссовидные породы разных типов, образовавшиеся за счет переотложения лёсса, по зерновому, минеральному и химическому составу почти не отличимы от последнего. В делювиальных лёссовидных отложениях отмечается повышенное, по сравнению с лёссом, содержание гумуса.

Из новообразований в лёссе, помимо карбонатных и гипсовых стяжений, встречаются местами (Шураксай) крупные сферические септарии (конкреции), состоящие из лёссового материала, образующиеся во влаж-

ной среде. В Саятском районе на междуречье Иляк-Кафирниган в лёссе содержатся в форме неправильных прослоев и включений карбонатные породы («каменный лёсс»), иногда очень плотные и крепкие, с нитчатыми порами, местами ноздреватые. На старых обнаженных поверхностях лёссов развиты карбонатные панцири («каменные брони») 2—5 см толщиной (Сурхан).

В кровле лёсса под пролювиальными и делювиальными отложениями, а также внутри лёссовых толщ на периферии сухих дельт (Варзоб, междуречье Ханак — Каратаг и пр.) местами встречаются остатки погребенных почв болотного типа, выделяющиеся темной окраской. Чаше такие почвы наблюдаются в разрезах лёссовидных пород. На адырах и в предгорных равнинах нередко лёссовая толща разделяется зоной с частыми ходами землероев, что свидетельствует о перерыве в накоплении осадков.

Из органических остатков в лёссе встречаются раковинки легочных моллюсков, преимущественно из семейства гелицид (периферия сухих дельт, хребет Ренган и др.). Пыльца и диатомеи не обнаружены.

На участках резко расчлененного рельефа и в подошве крутых склонов лёсс расслаивается породами иного генезиса: гравитационными, пролювиальными и делювиальными, образование которых происходило за счет разрушения и переотложения местных пород одновременно с накоплением лёсса и частью во время перерывов в его накоплении. Расслаивание лёсса указанными отложениями наблюдается на отдельных участках, ширина которых зависит от высоты склона и от генетического типа расслаивающей породы. Наименьшей ширины полосу захватывают гравитационные отложения, наибольшей — пролювиальные.

Мощность лёсса изменяется от 1—2 до 60 м и более. Если исключить случаи уменьшения мощности в результате эрозии, то в изменении мощности лёссового покрова можно заметить определенные закономерности. Мощность лёсса возрастает от более молодых элементов рельефа к более древним; на вторых надпойменных террасах она не превышает 10 м, на третьих достигает 30—40 м; а на адырах составляет свыше 50 м, местами до 100 м; на вершинах и склонах хребтов мощность лёсса сильно изменяется в зависимости от условий его отложения и сохранения. В межгорных долинах, открытых с юга, а с севера замкнутых хребтами, мощность лёсса увеличивается с юга на север и достигает наибольших размеров в некотором расстоянии от их вершин. К периферии сухих дельт мощность лёсса вначале увеличивается, а далее к окраинам несколько уменьшается. На речных террасах и на поверхности сухих дельт она уменьшается по направлению к горам параллельно с сужением долин и повышением кровли галечников; в начале горных участков долин, а также при переходе расширения горной долины в ущелье лёсс выклинивается. Увеличивается мощность лёсса в местных понижениях и у основания уступов; в последнем случае увеличение мощности лёсса может происходить в результате местных условий отложения пыли.

Возраст лёсса и лёссовидных пород депрессии — четвертичный. На протяжении четвертичной истории формирование их периодически прерывалось в связи с периодичностью изменения климата.

7. О з е р н ы е о т л о ж е н и я в Юго-Западном Таджикистане встречаются только в речных долинах; они отлагались в плотинных озерах и в старицах. Отложения плотинных озер развиты обычно в расширенных участках речных долин, где ими сложены местные, иногда высокие террасы; отложения стариц встречаются преимущественно среди аллювия

нижних частей речных долин. Древнеозерные отложения в средней части долины р. Обигарм и в окрестностях селения Обигарм слагают две широкие террасы, высотой 100—130 и 30—40 м над уровнем реки; представлены они оранжевыми песками, суглинками и глинами с линзами щебневатого или слабоокатанного грубообломочного материала и тонкими линзами темных глин с остатками обуглившихся растений (древесные ветви). Сверху эти отложения покрыты лёссовыми породами. В этом же районе, в разрезах террас Вахша, отложения озерного типа представлены розоватыми глинами, имеющими мощность до 70 м. По верхнему Вахшу отложения голубоватых и серых озерных глин вскрываются на высоте до 50—70 м над современным руслом реки. Аналогичные осадки отмечены в бассейне Каратага.

Иловатые отложения стариц, пронизанные иногда корнями болотных растений, встречаются в долинах Пянджа, Аму-Дарьи и в низовьях Вахша, где и в настоящее время происходит накопление этих осадков в многочисленных старицах (озерах) на пойме.

8. **Ледниковые отложения** в виде морен развиты исключительно в области окружающих депрессию высоких хребтов, осевые части которых и в настоящее время несут снежники и небольшие ледники. Изучены эти отложения весьма слабо. Соотношение древних морен с речными террасами не изучено.

9. **Культурные отложения.** К этой группе относятся ирригационные отложения, искусственные насыпные курганы и крепости, так называемый культурный слой в поселениях. Ирригационные отложения широко распространены на землях старого и нового орошения. Представлены они суглинками и супесями серыми и желтовато-серыми, пористыми, слегка лёссовидными. Очень хорошо на этих наносах выражено современное облессование (образование пористости, обогащение углекислой известью и другими солями) под влиянием процесса почвообразования; от более древних лёссовидных пород облессованные ирригационные наносы отличаются слабой агрегированностью структурных элементов. Равномерная крупная пористость развита в них только на участках орошения, в старых же очистных отвалах по берегам каналов она наблюдается лишь в их самых верхних частях. Мощность ирригационных наносов достигает местами 2 м и более.

Многочисленные насыпные курганы и крепости сооружены из различных рыхлых пород; в них встречаются осколки глиняной посуды и кости домашних животных. «Культурный слой» в крупных старых поселениях местами имеет мощность 5—6 м.

Из других генетических типов четвертичных отложений Юго-Западного Таджикистана можно отметить известковые туфы, развитые в районе распространения дарвазских конгломератов. Последние сцементированы, как правило, углекислой известью, которая выщелачивается грунтовыми водами и отлагается в местах выхода этих вод на поверхность.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Западный Памир и Дарваз

На территории Юго-Восточного Таджикистана (Памир и Дарваз) четвертичные отложения развиты незначительно и представлены моренами, аллювиальными, пролювиальными, озерными и гравитационными образованиями, а также породами лёссовой группы различного проис-

хождения. Своеобразной разновидностью четвертичных отложений являются льды и фирны, занимающие в северо-западной части области огромные площади; значительное распространение они имеют на Западном Памире и в южной части Восточного Памира.

Морены распространены повсеместно, хотя и не занимают больших площадей. Лишь нижние части долин рр. Пяндж, Бартанг, Язгулем и Ванч не сохранили следов оледенения. В крупных долинах (Муксу, Хингоу) морены последнего оледенения лежат почти на уровне современного дна. Склоны береговых морен обыкновенно террасированы, что хорошо выражено на левом берегу р. Муксу у сел. Мук, где, по наблюдениям К. К. Маркова (1935а), насчитывается свыше 10 террас, поднятых до 700 м над рекой. Морены последнего оледенения, как и морены современные, отличаются свежестью рельефа. Древние морены имеют сглаженный рельеф. Они сложены преимущественно почти чистыми валунниками и в меньшей степени валунными суглинками. В окрестностях Бордобы (Алайская долина у Памирского тракта) отмечены две или три генерации морен, древние морены имеют на валунах корки загара и местами покрыты лёссом. Высота древних моренных холмов в долине р. Алтындара между Арамкунгеем и Дарауткурганом достигает 40—50 м. Боковые долины здесь иногда заполнены моренным суглинком, покрытым чехлом лёссовидных суглинков и супесей делювиального происхождения; мощность их увеличивается книзу, но, по-видимому, не превышает 1—2 м. Во многих случаях они переслаиваются различно окрашенными почвенными пропластками.

Аллювиальные отложения часто имеют характер галечно-валунных накоплений, но нередко в долинах крупных рек (Пяндж, Шахдара и др.) они представлены пылеватыми песками, почти не отличимыми от озерных. Озерные отложения выражены песками и илестыми глинами, в ряде мест выполняющими древние озерные впадины (р. Шахдара у сел. Мединшерв, р. Гунт у сел. Сучан, р. Пяндж у сел. Дарморахт и др.). В настоящее время продолжается накопление озерных отложений в крупных плотинных озерах (Сарезском, Яшилькуль, Джамкуль и др.), образовавшихся в результате подпруживания рек обвалами. На Западном Памире имеются озера ледникового происхождения, например оз. Кулибиджан, и ряд мелких безыменных.

Значительно распространены пролювиальные отложения, представленные обычно валунно-галечными накоплениями, нередко слабосортированными и трудно отличимыми от морены. Силевые потоки, отложившие их, и в настоящее время представляют обычное явление; наиболее мощные из них формируются на высоких и крутых склонах; выносы таких потоков иногда подпруживают реки.

Преобладающее развитие имеют гравитационные отложения (фации осей и обвалов), образованию которых благоприятствуют расчлененный рельеф и интенсивно протекающие процессы физического выветривания. Осыпи заполняют долины оврагов и образуют в нижних частях склонов обширные шлейфы. Как в широких шлейфах, так и в узких щебневых потоках эти отложения находятся в состоянии движения, за исключением тех редких для этой области случаев, когда они перекрывают собственные области питания. Фации обвалов являются столь же обычными, как и фации осей.

Породы лёссовой группы распространены во всех расширенных участках долин Западного Памира и бассейна верховьев Вахша, но мощность их всюду незначительна и редко превышает 5 м. Среди лёссовых

пород генетически выделяются типичный эоловый лёсс и лёссовидные породы преимущественно делювиального типа, происшедшие за счет переотложения лёсса. В Алайской долине покров лёсса и лёссовидных пород имеет широкое распространение и прерывается лишь в узких участках долины, на крутых склонах и в полосах размыва и отложения современных осадков; западнее он прослеживается от меридиана Карамук по долине Сурхоба до Гарма и далее к западу. Лёсс неслоист, местами у подножия крутых склонов расслоен щебнем и содержит включения крупных обломков пород, слагающих склон. Залегает лёсс на различных породах, поднимаясь высоко по склонам. Граница его с подстилающими породами выражена отчетливо. В долине Хингоу слой красноватого неслоистого с включением отдельных песчинок лёсса до 5 м мощностью покрывает галечники террасы на высоте около 100 м над рекой. В долине р. Каинды лёсс начинается с высоты около 4500 м, от перевала того же названия, где оканчивается ледник, запирающий верховье долины. Он представлен палевой, пористой песчано-суглинистой породой около 1 м мощностью, которая сохраняется и ниже; нижние горизонты иногда расслоены гравием и песком. Таков же характер лёсса и в других долинах Западного Памира.

Лёсс Памирской высокогорной области относится к типу местного (классификация И. И. Трофимова), накопление которого происходило в благоприятных аэродинамических и геоморфологических условиях за счет местного материала. Резко расчлененная часть Памирской системы является и в настоящее время областью образования лёссового материала, который частично отлагается здесь же в виде долинного лёсса, а частично выносится за пределы области.

Восточный Памир

Это типичная высокогорная пустыня, окруженная с севера, востока и юга мощными хребтами со снежными вершинами. Скованная на больших площадях панцирем вечной мерзлоты, эта страна не поддается эрозионной денудации, подвергаясь лишь разрушению под действием физического выветривания, ледников и ветра. Из всех продуктов разрушения только пыль удаляется отсюда ветром и частично реками, которые переносят и некоторое количество материала более крупных фракций. Основная же масса материала остается на месте, перекрывая ранее образовавшиеся отложения.

Среди четвертичных отложений здесь развиты те же генетические типы, что и в Западном Памире и на Дарвазе, за исключением пород лёссовой группы, которые почти полностью отсутствуют.

Моренные нагромождения, выделяющиеся своим холмистым рельефом, в ряде мест, как, например, в Кызыларбатском и Зоркульском районах, в окрестностях пер. Акбайтал и близ оз. Кара-Куль, имеют площадное распространение не только на дне широких плоскодонных долин, но и на склонах и даже водоразделах. Значительно развиты морены также на обоих склонах Памирского хребта в бассейне р. Памир и по левобережью Аличура. Представлены они валунными суглинками, иногда пылеватыми. Древнее оледенение на Восточном Памире достигало больших размеров. В долине Мургаба ледник длиной 240 км принимал в себя свыше 55 боковых ледников до 80—90 км в длину. Основным типом были ледники подножий, отложившие плащ валунного пылеватого суглинка на склонах. В бессточных впадинах (Каракульская и др.) ледники объе-

дinjaлись в мощный щит; этот тип ледников выделен В. И. Поповым (19326) под названием «памирского».

Аллювиальные отложения развиты по долинам рек, образуя иногда мощные песчано-галечные и валунные накопления. В большинстве случаев наблюдается лишь одна терраса или пойма, под которой погребены более древние отложения. Однако местами, например в долине Мургаба, имеется ряд террас; в долине Аличура и в других местах под аллювием обнаруживаются погребенные морены; на р. Аличур выше оз. Яшилькуль хорошо выражены две террасы высотой 50 и 80 м, сложенные галечниками; на галечниках 80-метровой террасы залегает морена; выше здесь имеется еще терраса высотой около 120 м, в сложении которой также участвует морена.

Большое распространение имеют щебнистые пролювиальные отложения, окаймляющие почти сплошным шлейфом подножия хребтов и погребаящие некоторые сухие долины и бессточные впадины. Мощность этих отложений местами достигает 100 м. Накопление их продолжается и в настоящее время.

Для описываемой области характерны многочисленные озера, достигавшие в прошлом крупных размеров. Современные и древние озерные осадки представлены мелкоземистыми породами, иногда близко напоминающими по механическому составу «озерный лёсс».

Значительное развитие имеют делювиальные и элювиальные образования, обычно небольшой мощности. Элювиальные образования формировались главным образом в результате морозного выветривания. Встречаются и солифлюкционные накопления, обычные для районов вечной мерзлоты. Типичные осыпи и обвалы имеют ограниченное распространение.

Ветры, «выметающие» котловины, почти лишенные защитного растительного покрова (Марков, 1935а), развеивают все типы четвертичных отложений с образованием местами песчаных барханных накоплений. На восточном берегу Каракульского полуострова гряды и иногда подвижные барханы эоловых песков развиты на поверхности морен, пролювиальных конусов и коренных склонов.

Лёсса в описываемой области почти нет. Очевидно, эта область, по крайней мере, в последний отрезок четвертичного периода являлась так же, как и теперь, областью образования и выноса лёссового материала.

Необходимо подчеркнуть, что возрастное расчленение четвертичных отложений Памира и Дарваза весьма затруднено, хотя бы потому, что пока еще не удастся точно отграничить их от третичных. История речных систем совершенно не изучена и не установлено достоверно количество оледенений. По геоморфологическим признакам устанавливается от 2 до 5, а для Заалайского хребта до 10 оледенений. Несомненными являются следы двух древних оледенений. Наиболее древнее оледенение, по С. И. Клуникову, оставило моренные отложения, выполняющие на Восточном Памире долины северо-западного простирания (Кызылрабатская депрессия и др.), позднее дренированные в поперечном направлении; следы второго оледенения сохранились в этих поперечных долинах. В окрестностях оз. Кара-Куль разрез четвертичных отложений подтверждает двукратное оледенение: на древних моренах здесь залегают аллювиально-пролювиальные осадки, перекрытые более молодыми ледниковыми образованиями. Остатки двух морен имеются и в других местах.

На Западном Памире и в Дарвазе следы двух оледенений наблюдаются в виде трогов, разделенных вертикальным интервалом в не-

сколько сот метров, свидетельствующим о значительном промежутке времени между их образованием. На дне этих трогов сохранились остатки морен. Кроме того, имеются признаки последующего выполазания боковых ледников в крупные долины, указывающие на кратковременное изменение климатических условий. К. К. Марков (1935а), считающий тектонический фактор основной причиной оледенения, это продвижение связывает с местными поднятиями. В настоящее время одни ледники отступают, другие наступают.

Аллювиальные отложения пока еще не поддаются стратиграфическому сопоставлению по террасам, так как количество последних не установлено даже для отдельных рек, к тому же многие из них не имеют локального характера. Не изучена и история озерных впадин. На оз. Кара-Куль выделяется одна терраса на высоте 25—30 м.

К четвертичным отложениям приурочены месторождения полезных ископаемых. Среди озерных глин встречаются пачки глин, пригодных для производства кирпича, а иногда и черепицы. Наиболее известны месторождения глин у сел. Сучан на р. Гунт и у сел. Дарморахт на р. Пяндж. Иногда в аллювиальных отложениях встречаются суглинки, применяемые для выделки кирпича (р. Мургаб). Местные жители часто добывают глину для гончарных изделий из небольших линз среди моренных нагромождений. В местах выхода грунтовых вод часто образуются торфяники. Крупное месторождение торфа находится у оз. Булюнкуль на Восточном Памире. Известны многочисленные месторождения торфа в Кызылрабатском районе, близ г. Мургаб, к западу от оз. Кара-Куль, а также на Западном Памире по долинам рр. Пяндж, Шахдара, Гунт, Бартанг и др.

Глава IV

МАГМАТИЗМ

ВВЕДЕНИЕ

Цель настоящего введения — пояснить наше понимание основных закономерностей в проявлениях магматизма на территории Таджикистана, наметить еще не решенные вопросы его магматической геологии. Не подлежит сомнению, что только знание геологической и, в частности, структурной эволюции хребтов Памира и Алайской системы может обеспечить правильное понимание основных закономерностей развития магматических проявлений во времени и пространстве для такой сложно построенной области, как территория Таджикской ССР.

В согласии с теми представлениями, которые развивались В. А. Николаевым (1929, 1936) со времени составления им первого очерка магматической геологии Тянь-Шаня и несколько позднее очерка магматизма Памира и Дарваза, периодичность магматической деятельности, формы и характер ее проявления следует рассматривать в рамках крупных периодов (или циклов), на фоне последовательного смещения геосинклинальных зон Тянь-Шаня и Памира к югу. Последний процесс наращивания древнего континента Ангары северными (каледонскими), центральными (варисскими) и южными (альпийскими) дугами Тянь-Шаня и Памира впервые был намечен в 1926 г. Д. В. Наливкиным, и в основе своей эта наиболее общая концепция структурно-геологического развития Средней Азии сохраняет свое значение и на сегодняшний день. Конечно, вся сложность и длительность формирования отдельных элементов «дуг» Д. В. Наливкина, выяснившаяся в результате более поздних исследований, заставляет внести ряд существенных изменений в эту концепцию и при разборе магматических проявлений Таджикистана. В частности, представление о закономерностях развития геосинклинальных областей в целом, или подвижных поясов земной коры, высказанное В. А. Николаевым (1944), существенно дополняет и улучшает указанную концепцию и может служить геолого-структурной основой для рассмотрения процессов вулканизма и разделения областей подвижных поясов на отдельные структурно-фациальные зоны.

Структурно-фациальные зоны подвижных поясов в своем развитии охватывают в совокупности те крупные периоды (циклы) геолого-структурной и магматической эволюции, о которых упоминалось выше, т. е. докембрийские, каледонские, варисские и альпийские.

Отдельные зоны различаются прежде всего по своему положению относительно крупных внутренних геоантиклиналей подвижного пояса (срединные массы, древние массивы, плиты) на периферические и внутренние. В поздние (и частью средние) стадии тектономагматического цикла формируются в связи с большей дифференцированностью тектонических движений более локализованные геосинклинальные прогибы, разделяющиеся поднятиями (геоантиклиналями), сложенными структурно-

фациальными комплексами предыдущих этапов того же тектоно-магматического цикла.

Более обширные внутренние геоантиклинали — области длительного поднятия и питания обломочным материалом соседних столь же обширных геосинклинальных прогибов — сложены образованиями предшествующих, более древних периодов (циклов) геологоструктурного развития (каледонского — докембрийского в варисском цикле). Например, северная зона Тянь-Шаня являлась областью длительных поднятий и питания в среднем палеозое для окаймляющей ее с юго-запада и юга варисской геосинклинали южной зоны Тянь-Шаня. Северный Таджикистан (Кураминский хребет — Кара-Мазар) является частью периферической зоны этой геосинклинали, хребты Алая — Гиссара — Северного Памира входят в структурно-фациальный комплекс среднего и верхнего палеозоя внутренней зоны той же геосинклинали.

Характерно, что в Северном Таджикистане, как и в ряде других областей периферической зоны варисской геосинклинали, имеются элементы двухъярусного строения, и выходы более древнего, условно позднекаледонского яруса не составляют редкости. Они представлены осадочными образованиями ордовика (Моголтау) и, быть может, силура (вулканогенная, существенно порфиритовая свита Моголтау), прорванными и местами глубоко метаморфизованными интрузиями гранитоидов (Моголтау, Калканата и др.). Средний палеозой, начиная с среднего — верхнего девона, реже — с вулканогенных образований нижнего девона (Карамазар, южный склон Чаткальского хребта), лежит трансгрессивно и несогласно на этом глубоко размытом комплексе.

Аналогичные соотношения мы видим в юго-западной части Гиссарского хребта (р. Обизаранг и др.), а также в районе Байсуна и Денау (Южный Узбекистан), где встречены древние граниты, гнейсы и кристаллические сланцы, на которых несогласно лежит нижний карбон. Остается неясным, можно ли подстилающий комплекс отнести к среднему палеозою и к тектоно-магматическим процессам ранней (бретонской) варисской складчатости. По нашему мнению, более вероятен древний (каледонский или докембрийский) возраст этого комплекса, так как всюду в пределах Алай-Гиссарской системы и восточнее, в цепях Кокшаала более глубокий метаморфизм среднего палеозоя и связанные с ним гранитные интрузии датируются как верхнепалеозойские, и нигде не отмечены случаи не только трансгрессивного залегания нижнего карбона на среднем палеозое¹, но и проявления ранневарисских (бретонских) интрузий и метаморфизма. Возможно также, что гнейсы и кристаллические сланцы Каратегина несколько искусственно, без достаточных оснований, относятся к образованиям варисского геосинклиналиального комплекса. Не исключена вероятность их более древнего возраста, быть может, как фрагментов Каратегинского досилурийского поднятия (Попов, 1938), к которым естественно отнести и упомянутые выходы Юго-Западного Гиссара.

Так же неясен геологический возраст кристаллической серии Юго-Западного Памира в тех частях ее, где нельзя предполагать с достаточным основанием более позднего (раннекеммерийского) внедрения гранитной магмы и связанного с этим глубокого метаморфизма осадков нижнего и среднего палеозоя, а также пермо-триаса. Быть может,

¹ В пределах Такфонского района (Гиссарский хребет) визе лежит трансгрессивно и с угловым несогласием на отложениях силура — девона. — *Прим. ред.*

в составе гранито-гнейсово-мраморной кристаллической серии Памира имеются древние (докембрийские?) фрагменты третьей обширной внутренней геоантиклинали палеозоя, аналогичные фрагментам Каратегинского поднятия и комплексам докембрия — нижнего палеозоя северной зоны Тянь-Шаня.

Для среднего палеозоя в Северном Таджикистане характерна сравнительно малая мощность терригенного девона и известняковых фаций верхнего девона — нижнего карбона. Однако мощная вулканическая деятельность в верхнем палеозое как бы компенсирует некоторый дефицит мощностей осадочных образований среднего палеозоя. Вулканогенные свиты верхнего палеозоя характеризуются здесь преимущественно кислым, частью средним составом (андезито-дацитовые, дацитовые и липаритовые извержения). Нельзя считать вполне доказанным, что древнейшая вулканогенная свита (минбулакская свита Н. П. Васильковского), прорванная большими интрузиями гранитоидов Кураминского и Чаткальского хребтов, относится к среднему карбону, возможно, что она несколько древнее. Во всяком случае, остальные вулканогенные свиты, нередко разделенные перерывами и угловыми несогласиями, так же как и многочисленные разновозрастные малые интрузии гранитоидов, являются более поздними, чем интрузии крупных «батолитов» гранодиоритового состава. Магматические проявления верхнего палеозоя в Северном Таджикистане относятся нами к поздним и завершающим этапам варисского тектоно-магматического периода, а большие гранитоидные интрузии — к его среднему этапу. Начальные этапы (девон—силур) на территории Северного Таджикистана характеризуются незначительными проявлениями вулканизма («поддевонские», т. е. подстилающие верхний — средний девон, порфириды, которые восточнее, за пределами республики приобретают значительное развитие).

Сходными чертами характеризуются проявления варисского магматизма Северного Таджикистана и Юго-Западного Гиссара: большие гранитоидные интрузии этих областей, быть может, являются разновозрастными (Гиссарский батолит несомненно прорывает среднекарбоновые вулканы), а верхнепалеозойские (пермские) эффузивы Гиссара по своему составу (липаритовые порфиры, туфы и брекчии) и почти не нарушенному залеганию аналогичны верхним (тоже пермским) вулканогенным свитам Кураминского хребта и Кара-Мазара. В связи с более южным положением Гиссара в варисской геосинклинали среднекарбоновые вулканические излияния здесь более основные и имеют облик зеленокаменных пород с реликтами диабазовых и спилитовых структур и характерной шаровой (подушечной) отдельностью. Отмеченное раннее двухъярусное строение также сближает рассматриваемые области и, возможно, является одним из решающих фактов в локализации больших гранитоидных интрузий, так же как и в проявлении интенсивной вулканической деятельности на поздних этапах тектоно-магматического цикла. По-видимому не случайно, что именно этими признаками «двухъярусности» Кара-Мазар сближается не только с Юго-Западным Гиссаром, но и с восточной частью Киргизского хребта, Заилийским Алатау, Кунгей-Алатау и Кетменским хребтом.

Центральный Таджикистан — область развития геосинклинали фаций среднего и верхнего палеозоя внутренней структурно-фациальной зоны — беден проявлениями магматизма на начальных стадиях варисского периода (сравнительно редкие и маломощные диабазовые излияния в силуре — нижнем девоне). Интрузии в этой области, если исклю-

чить восточное продолжение Гиссарского батолита, также относительно редки и невелики по размерам. Среди них, кроме обычных гранитоидов, встречаются типичные щелочные породы — щелочные, нефелиновые и содалитовые сиениты. По возрасту щелочные породы близки к обычным гранитоидам Туркестанского хребта (верхний палеозой), хотя и принимаются большинством исследователей за более молодые. Геологическая и генетическая связь щелочных пород с гранитоидными интрузиями отчетливо проявлена восточнее, в пределах Киргизской ССР. Таким образом, цепочка щелочных интрузий Алая — Гиссара интересна как своим тектоническим положением — во внутренней зоне геосинклинального прогиба, — так и возрастом, близким к возрасту обычных гранитоидов.

Среди гранитоидов трудно провести разделение по возрасту в рамках средних — поздних стадий варисского цикла, но едва ли можно считать вероятным их синхроничность. На Северном Памире вулканизм начальных стадий варисского периода проявлялся достаточно интенсивно, в виде подводных излияний спилитовых и альбитофировых лав, с последующим превращением их в зеленые сланцы. По-видимому, достаточно уверенно среди гранитоидных интрузий этой зоны можно различать ранневарисские, отвечающие бретонской фазе складчатости, и поздневарисские. Последние прорывают не только средний палеозой, но и верхний, в рамках которого вулканическая деятельность также местами достигла значительной интенсивности, причем продукты изменения также в дальнейшем превращались в зеленые сланцы (бассейн р. Хингоу). В северной части северной зоны Памира верхнепалеозойские эффузивы менее изменены. Перидотиты (серпентиниты) северной зоны Памира являются также характерными образованиями внутренней структурно-фациальной зоны, и внедрение их предшествовало во времени внедрению гранитоидных (ранневарисских) интрузий.

В пределах центральной зоны Памира наибольшее значение приобретают магматические проявления в конце верхнего палеозоя (пермские) и начале мезозоя (триас, преимущественно верхний, юра и нижний мел). Их удобнее объединить в рамках киммерийского тектоно-магматического периода, а более редкие менее интенсивные проявления конца мезозоя и третичные рассматривать как завершающую стадию киммерийского магматизма.

Вероятен пермо-триасовый возраст бартангской вулканогенной свиты довольно сильно измененных порфиритов, туфов и агломератов, развитой в нижнем течении р. Бартанг, верхнепермский — спилитов и мандельштейнов района Мургаб (горы Мынхаджир), рэтский и лейасовый — аналогичных пород по рр. Аличур и Башгумбез.

Мощных вулканогенных свит с типичными особенностями внутренних структурно-фациальных зон в верхнем палеозое и мезозое центральной зоны Памира мы не встречаем, а подстилающие комплексы среднего и нижнего палеозоя вообще бедны эффузивами. В целом эта зона, оформившаяся в сложную складчатую структуру в киммерийские и альпийские фазы тектогенеза, вместе с Юго-Восточным Памиром, по-видимому, в начальные стадии киммерийского магматического цикла характеризовалась особенностями периферических зон геосинклинальных прогибов.

Очень сложная интрузивная деятельность средних стадий этого цикла интересна проявлением среди более ранних гранитоидных интрузий форм частого послойного внедрения гранитоидной магмы с резко выраженной гнейсовидной текстурой и глубоким метаморфизмом вме-

щающих, преимущественно средне- и нижнепалеозойских пород¹. Интересны вулканические породы верхней юры Юго-Восточного Памира. Они относятся к поздним стадиям рассматриваемого цикла, слабо нарушены в своем залегании и представлены кайнотипными андезитами, дацитами и липаритами.

Выделение альпийских интрузий в пределах центральной зоны Памира встречает ряд затруднений. По-видимому, для большинства из них, если не для всех, характерны несогласные формы залегания (небольшие штоки, дайки), гипабиссальный облик, слабые изменения вмещающих пород и т. п. Вулканические породы альпийского возраста редки и в одном случае (д. Западный Пшарт) указаны для неогена.

Проявления альпийского вулканизма для более северных областей Таджикистана с достоверностью не установлены.

В заключение необходимо подчеркнуть, что несмотря на несомненные успехи в деле изучения магматической геологии Таджикистана, многие вопросы вулканизма этой территории остаются нерешенными и требуют специальных систематических исследований в первую очередь в пределах таких важных районов, как Северный и Центральный Таджикистан.

МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Самые древние проявления магматической деятельности в Северном Таджикистане приурочены к нижнепалеозойскому фундаменту, обнажающемуся в западной части района. В Моголтау, горах Калканата и в верховье р. Уткемсу известны измененные эффузивы среднего и основного состава, которые, вероятно, имеют ордовикский возраст. Эти эффузивы залегают согласно на песчано-сланцевой толще ордовика и местами переслаиваются с ней.

Вдоль южного и восточного подножий гор Калканата указанные эффузивы представлены пироксеновыми порфиритами и, главным образом малиновыми и зелеными кварцевыми порфирами. В Кара-Мазаре, из верховьев р. Уткемсу А. П. Недзвецким описаны туфы порфиритового, трахит-альбитофирового и кварц-порфиритового состава, покрывающие песчано-сланцевую толщу нижнего палеозоя. Кроме того, древние эффузивы, покрытые базальными конгломератами среднего девона, описаны Б. Н. Наследовым и Е. Д. Карповой из юго-западной оконечности гор Моголтау. Здесь эффузивы представлены разложенными кварцевыми и бескварцевыми порфиритами и реже кварцевыми порфирами. Следует заметить, что досреднедевонские эффузивы гор Моголтау тектонически граничат с песчано-сланцевой толщей ордовика и поэтому стратиграфическое положение их недостаточно ясно. Возможно, что они окажутся более молодыми — нижнедевонскими.

Следующими по возрасту являются нижнедевонские эффузивы. На присутствие эффузивов предположительно нижнедевонского возраста указывали Б. Н. Наследов и А. А. Петренко в 1941 г. Ими описана для восточного склона гор Калканата локально распространенная толща песчаников, переслаивающихся с кварцевыми порфирами и порфиритами. Эта толща несогласно залегает на песчано-сланцевой нижнепалеозой-

¹ Более подробные данные о вероятной последовательности во времени проявления отдельных интрузивных комплексов Центральной зоны приводятся в очерке Н. К. Морозенко.

ской толще и подстилает базальные конгломераты среднего девона. Эффузивы, занимающие такое же стратиграфическое положение, широко распространены и имеют значительную мощность в более восточных районах южного склона Чаткальского хребта (бассейны рр. Кассан и Сумсар).

Самые древние интрузивы района досреднедевонского возраста развиты в северо-западных частях Кара-Мазара и Моголтау (рис. 55). Они прорывают нижнепалеозойские песчано-сланцевые и эффузивные толщи, а на их размытой поверхности залегают базальные конгломераты среднего девона.

Внедрение досреднедевонских интрузий происходило, вероятно, в конце силура или в начале девона в течение ряда этапов. По данным Н. П. Васильковского, в бортах долины Ангрена одни из этих массивов прорывают среднедевонские эффузивы, а другие — перекрыты ими. В пределах рассматриваемого района такое расчленение произвести невозможно.

К наиболее ранним относятся диориты с ксенолитами габбро, описанные А. В. Королевым из среднего течения р. Сардоп, и более широко развитые кислые интрузивы (хр. Калканата и Алмалыкский район. Узбекистана).

Многие из немых вулканогенных толщ, объединяемых в среднекарбонную минбулакскую свиту, вероятно, являются верхневизейскими или намюрскими. В рассматриваемом районе нет достаточных оснований для разделения минбулакских эффузивов, и они рассматриваются как единый комплекс, относящийся по времени образования к концу нижнего и началу среднего карбона.

В пределах Кураминской зоны толщи вулканогенных пород ниже (визе—намюр)- или среднекарбонного возраста известны в истоках Сардопсая, где обнажается толща туфогенных песчаников с горизонтами порфиритов, содержащая фауну намюра в прослоях карбонатных пород.

В верховьях р. Долоны и по правобережью Надакса А. П. Недзвецким в 1945 г. была описана осадочно-вулканогенная толща, в низах которой среди известняков найден коралл из рода *Meniscophyllum* среднекарбонного облика (по определению Н. Н. Яковлева). На осадочном горизонте залегают вулканогенные породы, нижняя часть которых представлена фельзитовыми и липаритовыми порфирами (200 м), а верхняя — пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами (1000 м). Петрографический состав вулканогенных пород этого разреза изучен недостаточно.

Следующие по возрасту проявления магматизма связаны со складчатостью, происходившей во второй половине среднего карбона. К этому времени относится внедрение крупных гранодиоритовых интрузивов, занимающих большие площади в районе и в сопредельных частях Кураминской зоны. Наиболее крупными массивами являются Кармазарский в Западном Кара-Мазаре, Музбекский в Моголтау и Восточно-Кураминский на востоке района. Кроме того, имеются многочисленные выходы аналогичных, но меньших по размерам интрузивов (см. рис. 55).

В Моголтау с гранодиоритами тесно пространственно связаны мелкие массивы габбро, габбро-диоритов и кварцевых диоритов. Наряду с этими более древними интрузивами к гранодиоритам тяготеют мелкие более поздние тела гранит-порфиров, аплитов и пегматитов, представляю-

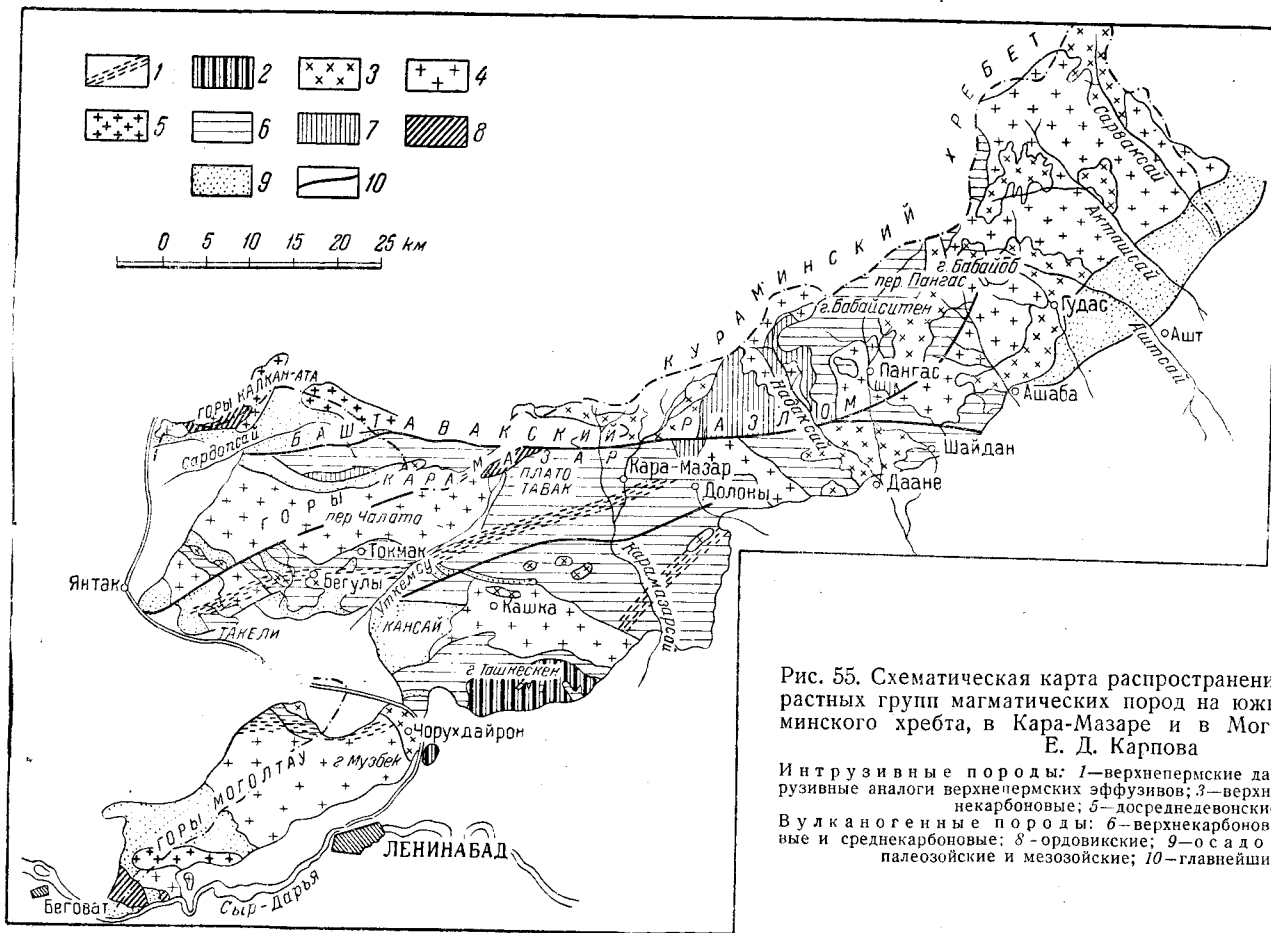


Рис. 55. Схематическая карта распространения различных возрастных групп магматических пород на южном склоне Кураминского хребта, в Кара-Мазаре и в Моголтау. Составила Е. Д. Карпова

Интрузивные породы: 1—верхнепермские дайковые пояса; 2—интрузивные аналоги верхнепермских эффузивов; 3—верхнекарбоновые; 4—среднекарбоновые; 5—досреднедевонские.
 Вулканоогенные породы: 6—верхнекарбоновые; 7—нижнекарбоновые и среднекарбоновые; 8—ордовикские; 9—осадочные породы палеозойские и мезозойские; 10—главнейшие разломы

щие собой более кислую фацию гранодиоритов¹. Все перечисленные интрузивные породы можно объединить в единый среднекарбонный комплекс, в котором ведущую роль играют гранодиориты. В металлогеническом отношении этот комплекс не представляет интереса. С ним можно связывать лишь проявления скарновой минерализации, несущей незначительное по масштабу магнетитовое оруденение (Окуртау, Такели и т. д.). Скарнообразование нередко сопровождается более поздним процессом серпентинизации вмещающих магниезиальных карбонатных пород, охватывающим довольно большие площади (Окуртау). Кроме скарнов, с этим комплексом связано образование редко встречающихся безрудных кварцевых жил с турмалином. Несколько особняком стоит Музбекский гранодиоритовый массив, с которым тесно связаны небольшие проявления скарново-шеелитовой минерализации (Ингырчак и Тамчи). В пределах массива известны кварцевые жилы, содержащие незначительные количества шеелита.

После глубокого размыва, обнажившего массивы среднекарбонных гранодиоритов, начался период весьма интенсивных излияний эффузивов, происходивших в континентальных условиях. Эти излияния начались в конце среднего карбона и продолжались в течение верхнего карбона, охватив всю площадь Кураминской зоны. Хотя среди этих эффузивов и имеются прослойки осадочных пород, но определенной фауны в них не обнаружено. Нижняя возрастная граница вулканической толщи устанавливается по несогласному налеганию ее на среднекарбонные гранодиоритовые интрузивы. Верхняя граница в рассматриваемом районе не прослеживается, но в Каржантау, в бассейне р. Гава, а также в некоторых других местах Кураминской зоны, известно трансгрессивное налегание осадочно-вулканогенных нижнепермских отложений на верхнекарбонные эффузивы.

Вулканогенные породы верхней части среднего и верхнего карбона занимают весьма значительные площади. Особенно полные и мощные разрезы этих пород известны в бассейнах Кармазарсая и Уткемсу в Кара-Мазаре, где вулканогенная толща делится на две части, которые могут быть параллелизованы с верхнекарбонными акчинской (нижняя часть разреза) и оясайской свитами Н. П. Васильковского (1952).

В других частях района, например, близ Алтынтюпкана, у гор Ташкескен, в бассейне Надаксай разрезы указанных вулканогенных пород характеризуются меньшей полнотой. Сравнительно более полно представлены низы разреза, параллелизующиеся с акчинской свитой. Гораздо менее распространена оясайская эффузивная свита. Пермские вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи в рассматриваемом районе достоверно не установлены, и все наиболее молодые интрузивные породы прорывают здесь средне- и верхнекарбонные и более древние геологические образования. Вследствие этого их расчленение можно производить лишь по аналогии с породами смежных районов, преимущественно по петрографическим признакам.

За пределами района, в смежных частях Кураминской зоны, известны пермские осадочно-вулканогенные толщи, описанные под названием шурабсайской и равашской свит (Васильковский, 1952). В осадочных породах низов шурабсайской свиты имеется флора нижнепермского

¹ К этой группе более молодых производных среднекарбонного интрузивного комплекса Н. И. Соустов относил лейкократовые щелочные сyenиты, образующие мелкие тела среди известняков в рудном поле Кансая.

облика. Возраст равашской свиты считается Н. П. Васильковским (1952) верхнепермским, однако присутствующая в этой свите флора плохой сохранности имеет скорее нижнепермский облик. При дальнейшем изложении обе эти свиты, несогласно залегающие на всех более древних породах и в том числе на эффузивах верхнего карбона, называются нами нижнепермской или шурабсайской свитой. В Северном Таджикистане предположительно к шурабсайской свите можно отнести аркозовые песчаники, конгломераты с гранодиоритовой галькой и перекрывающие их эффузивы андезитового ряда, распространенные в юго-западном Карамазаре, близ рудника Такели.

В рассматриваемом районе можно выделить разнообразный по составу комплекс интрузивов, прорывающих верхнекарбоновые эффузивы. Комплекс этот предположительно считается преднижнепермским (предшурабсайским), но не исключена возможность, что некоторые из интрузивов являются более молодыми. Преднижнепермские интрузивы невелики по размерам, но многочисленны и разнообразны. Их относительная возрастная последовательность из-за отсутствия непосредственных контактов, в большинстве случаев неясна.

К главным преднижнепермским интрузивам (см. рис. 55) относятся гудасские биотитовые граниты, сиенито-диориты и кварцевые диориты Бабайоба, Туранглы, Джангалыка и Сарваксия, шайданские пертитовые граниты и аляскиты, гранит- и гранодиорит-порфиры гушайского типа, сложный Чорухдайронский интрузивный комплекс (диориты, сиенито-диориты, гранодиориты).

Гудасские биотитовые граниты прорывают среднекарбоновые гранодиориты и верхнекарбоновые эффузивы. По петрографическим признакам они сходны с гранитоидами кизылсайского типа по Н. П. Васильковскому (1952). Последний указывает, что в других частях Кураминской зоны подобные гранитоиды прорывают верхнекарбоновые эффузивы, а галька их содержится в конгломератах шурабсайской свиты.

К типу кизылсайских гранитоидов Н. П. Васильковский относит также шток биотито-амфиболовых гранодиоритов, расположенный в бассейне Аштсай. Любопытно, что этот шток сопровождается коническими дайками гранит-порфиров. Каких-либо существенных проявлений минерализации с Гудасским и Аштсайским интрузивами не связано.

В районе известно несколько удаленных друг от друга интрузивов сиенито-диоритового — кварцево-диоритового состава. Наиболее крупный массив сиенито-диоритов, площадью около 45 км², расположен к востоку от перевала Пангаз и известен под названием Бабайобского. А. П. Недзвецкий считает этот интрузив посленижнепермским, а Н. П. Васильковский (1952) относит его к более древним массивам.

Петрографически сходные сиенито-диориты, рвущие среднекарбоновые гранодиориты, известны в верховьях Сарваксия в крайней восточной части района. Мелкие сиенито-диоритовые интрузивы описаны из районов саев Туранглы, Джангалык и Бегулы. Они прорывают нижнекарбоновые известняки и верхнекарбоновые эффузивы и сопровождаются небольшими скарново-магнетитовыми месторождениями (Туранглы).

К этой же возрастной группе относятся красные пертитовые граниты и аляскиты, известные в литературе под названием гранитов шайданского типа. Массив подобных гранитов обнажается на южном склоне Кураминского хребта, к западу от сел. Шайдан. Сходные по составу, но гораздо более мелкие штоки лейкократовых гранитов известны в Карамазаре у сел. Кашка и в верховье Аштсай. Верхний возрастной предел

гранитов шайданского типа не вполне ясен. По данным Н. П. Васильковского (1952), сходные граниты в бассейне р. Чадак, в восточной части Кураминского хребта, прорывают шурабсайскую свиту и перекрыты равашской свитой.

В верховье Кармазарсая, близ осевой части Кураминского хребта, на площади около 70—80 км² обнажаются гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры гушсайского типа. Согласно Н. П. Васильковскому, эти породы слагают значительную площадь на северном склоне хребта, на территории Узбекской ССР. Там установлено их межформационное положение залегание по контакту среднекарбонových гранодиоритов и налегающих на их верхнекарбонových эффузивов. Кроме того, петрографически сходные породы образуют многочисленные мелкие штоки и дайки, широко распространенные по всей площади Кураминской зоны, в том числе и в рассматриваемом районе.

На северном склоне хребта с гранит-порфирами гушсайского типа связано образование вторичных кварцитов и алуни-диаспоровой минерализации. Предполагается, что с ним же связано медно-молибденовое оруденение месторождения Алмалык. Верхняя возрастная граница интрузивов этого типа из-за отсутствия контактов с нижнепермскими толщами определяется лишь предположительно.

Весьма своеобразен чорухдайронский интрузивный комплекс, описанный Е. Л. Бутаковой (1949) и И. Х. Хамрабаевым. Этот комплекс сложен четырьмя типами последовательно внедрявшихся пород различного состава, представляющих собой комагматические образования. Наиболее древними являются пироксеновые диориты, затем следуют сиенито-диориты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры.

Возраст интрузивов чорухдайронского комплекса до сих пор недостаточно ясен. Известно, что породы комплекса, кроме верхнекарбонových эффузивов, прорывают дайки лабрадоровых и диабазовых порфиритов, которые в Кураминской зоне считаются верхнепермскими. Однако мало вероятно, что чорухдайронский комплекс является послеверхнепермским. По-видимому, среди порфиритовых даек Кураминской зоны есть не только верхнепермские, но и предпермские, несколько более древние, чем чорухдайронский комплекс.

Кроме перечисленных наиболее крупных интрузивов предпермской группы, в районе имеются многочисленные мелкие штоки и трещинные тела гранитоидных, монцонитовых и диоритовых пород, которые прорывают верхнекарбонových эффузивы и другие более древние породы и, вероятно, также относятся к предпермской группе.

Самыми молодыми проявлениями эффузивного магматизма в Кураминской зоне являются липаритовые порфиры кызылнуринской толщи и их интрузивные аналоги. В ряде районов, например на Чирчик-Ангренском водоразделе (г. Кызылнура) и у оз. Кугала, покровы липаритовых порфиров несогласно лежат на нижнепермских (шурабсайских и равашской) осадочно-вулканогенных свитах. Покровы переходят в гипабиссальные интрузивы кварцевых порфиров. Последние образуют самостоятельные, иногда весьма крупные по размерам субвулканические интрузивы типа лакколитов.

В предгорьях Кармазара известен Ташкескенский массив интрузивных кварцевых порфиров, который прорывает верхнекарбонových эффузивы. В западном его контакте (г. Ташкескен) имеются выходы мелких более молодых тел черных и темно-коричневых обсидианов. Дайки, секущие рассмотренные выше эффузивные и интрузивные образо-

вания, распространены по всей площади Кураминской зоны, причем в случае наличия благоприятных трещиноватых участков они образуют крупные пояса, протягивающиеся нередко на десятки километров при ширине в один-два километра (Карамазарский, Джеркамарский и Северо-Моголтауский пояса). Дайки наиболее часто представлены фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами, граносиенит-порфирами, лабрадорowymi и диабазовыми порфиритами. Последние являются самыми молодыми, хотя, возможно, имеются и более древние их разновидности. Нередко встречаются сложные дайки, в центре которых находятся фельзит-порфиры или кварцевые порфиры, а в зальбандах—диабазовые порфириты.

Возраст кизылнуринских эффузивов и их интрузивных аналогов скорее всего верхнепермский. Н. П. Васильковский допускает, что образование их относится даже к низам триаса. В верховьях порфиров залегают юрские угленосные отложения.

Комплекс верхнепермских (послекизылнурских) интрузивных пород, по Е. Д. Карповой (1953а, б), парагенетически связан с близкими по возрасту и многообразными по составу проявлениями гидротермальной минерализации. Верхнепермские месторождения и рудопроявления представлены сульфидами свинца, цинка, серебра, меди, висмута, мышьяка, а также гематитом, флюоритом и баритом. Эти проявления гидротермальной минерализации моложе всех типов интрузивных пород, входящих в верхнепермскую группу. Отмечается тесная пространственная связь отдельных месторождений с участками наибольшего распространения верхнепермских интрузивов, причем не наблюдается предпочтительного тяготения оруденения к какому-либо из определенных типов пород.

Поэтому правильнее всего говорить о парагенетической связи верхнепермских интрузий с разнообразной по составу ассоциацией рудопроявлений и месторождений. Эти рудопроявления являются последними проявлениями магматической активности в рассматриваемом районе. Возраст их близок возрасту магматических пород и хотя верхний предел его точно не известен, предполагается, что он верхнепермский или нижнетриасовый.

Дальнейшие этапы мезозойского и кайнозойского геологического развития Северного Таджикистана не сопровождались какими-либо проявлениями магматизма. Известные в районе и в сопредельных его частях юрские угленосные, меловые и третичные отложения не содержат магматических образований. Новейший период развития района, начавшийся с неогена и характеризующийся образованием крупных поднятий и внутренних впадин, также не сопровождался проявлениями магматизма.

Сложная история палеозойского, в особенности верхнепалеозойского магматизма, в схематизированном виде показана в табл. 14.

Ниже приведена петрографическая характеристика главнейших типов интрузивных пород Северного Таджикистана.

Досреднедевонские интрузивные породы. К этой группе принадлежит массив гранодиорит-порфиров, обнажающихся в юго-восточной части гор Калканата, на правом берегу р. Сардоп, площадью около 7 км². Гранодиорит-порфиры прорывают песчано-сланцевые породы ордовика, а галька их содержится в базальных конгломератах среднего девона. Петрографически гранодиорит-порфиры гор Калканата описаны К. Н. Вендландом (1933), И. В. Дюгаевым (1935) и Б. Н. Наследовым. Макроскопически они представляют собой темно-красные порфиритовые

Таблица 14

Палеозойский магматизм Северного Таджикистана и связанные с ним рудопроявления

Возраст	Магматические проявления		Рудная минерализация
	эффузивные	интрузивные	
Верхняя пермь (и нижний триас?)		Дайки—диабазовые порфиры, лабрадорские порфиры, граносиенит-порфиры, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры	Трещинные гидротермальные месторождения сульфидов свинца, цинка, серебра, мышьяка, меди, висмута, гематита, флюорита, барита
Верхняя пермь		Обсидианы. Кварцевые порфиры (Ташкескенский массив). Интрузивные аналоги липаритов кизылнуринской свиты	
Нижняя пермь	Андезитовые порфиры (такелийская толща), порфиры и липаритовые порфиры		
Верхний карбон — нижняя пермь		Гранодиорит-порфиры, гранодиориты, сиенито-диориты (Чорухдайронский комплекс) Гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры (гушсайский тип) Красные граниты и аляскиты (шайданский тип) Сиенито-диориты и кварцевые диориты (бабайобские, туранглысайские), биотитовые граниты гудаские (кизылсайского типа)	Шеелитоносные скарны Вторичные кварциты с алунит-диаспоровым и медно-молибденовым оруденением Кварцевые жилы и рейзены с вольфрамитом
Средний и верхний карбон	Липаритовые порфиры (оясайская свита), дациговые, андезитовые, изредка липаритовые порфиры (акчинская свита)		

Продолжение табл. 14

Возраст	Магматические проявления		Рудная минерализация
	эффузивные	интрузивные	
Средний карбон		Аплиты, гранит-порфиры. Крупные гранодиоритовые интрузивы (Кармазарский, Музбекский и др.). Кварцевые диориты, габбро-диориты	Скарны с убогим магнетитовым или шеелитовым оруденением
Верхи визе, на-мюр, частично средний карбон	Андезитовые, дацитовые порфириды, редко липаритовые порфиры (аналоги свиты Уя, коксарекской и мынбулакской свит)		
Нижний девон	Кварцевые порфиры, порфириды (горы Калканата)		
Силур—нижний девон		Кварцевые порфиры, биотитовые граниты, гранодиорит-порфиры (горы Калканата), плагиограниты (юго-западный Моголтау)	
Ордовик	Альбитофиры, андезито-дацитовые порфириды (Моголтау, Калканата, верховье Уткемсу)		

породы с вкрапленниками ортоклаза, плагиоклаза, кварца и биотита. Основная масса микрогранитовая. Химические анализы характеризуют эти породы как гранодиорит-порфиры (табл. 15, ан. 1, 2, 3).

В бассейне р. Каракия, на северном склоне Кураминского хребта, за пределами района, имеется гранитоидный интрузив, представленный рядом разобленных выходов (Вендланд, 1933). В пределах выходов породы постепенно изменяются и представлены гранитными, аляскитовыми и гранит-порфировыми разностями, связанными между собой постепенными переходами. По К. Н. Вендланду, нормальной породой сложного интрузива является аляскит. Появление больших количеств биотита объясняется им заражением магмы материалом вмещающей песчано-сланцевой толщи. Вдоль контактов с вмещающими сланцами наблюдаются узкие зоны мигматитовых гнейсов и альбит-биотитовых сланцев. В эндоконтактных зонах интрузива распространены мелкозернистые биотитовые граниты. По мере удаления от контактов граниты становятся более крупнозернистыми, в них постепенно уменьшается количество биотита и они переходят в аляскиты. Крупнозернистые аляскиты в отдель-

ных частях массива переходят в гранит-порфиры и даже кварцевые порфиры.

В юго-западной части Моголтау среди нижнепалеозойской песчано-сланцевой толщи обнажается Музбулакский интрузив гранитоидов, галька которых встречается в базальных конгломератах среднего девона. В эндоконтактах массив имеет гнейсовую текстуру и содержит большое количество ксенолитов.

По внешнему виду музбулакские гранитоиды представляют собой светло-серые среднезернистые породы с весьма изменчивым количественным соотношением основных породообразующих минералов. Характерно преобладание олигоклаза (30—50%) над калиевым полевым шпатом (10—25%). Цветные минералы почти исключительно представлены биотитом (5—10%) и лишь в редких случаях встречается роговая обманка. Средние типы музбулакских гранитоидов по составу отвечают плагиогранитам. По химическому (табл. 15, ан. 4, 5) и петрографическому составу породы массив можно назвать плагиогранитами.

Среднекарбонные интрузивные породы. В пределах рассматриваемого района (см. рис. 55) среднекарбонные интрузивные породы пользуются значительным распространением. Гранодиоритами этого возраста сложены крупные Кармазарский, Музбекский и Восточно-Кураминский массивы. Имеется еще ряд более мелких массивов, близких по внешнему облику петрографическому и химическому составу. Залегают эти мелкие интрузивы в ядрах крупных антиклинальных структур и, вероятно, представляют собой части огромного гранодиоритового интрузива, внедрившегося вдоль поверхности несогласия между нижнепалеозойским фундаментом и среднепалеозойскими отложениями.

Кроме гранитоидов, среднекарбонный комплекс представлен более древними габбро, кварцевыми диоритами и сиенито-диоритами и более молодыми гранодиорит- и гранит-порфирами, аплитами и пегматитами. По Н. И. Соустову, самыми молодыми типами пород, связанными с гранодиоритами, являются щелочные сиениты, известные из района Канся. Однако такое представление недостаточно аргументировано, и щелочные сиениты отнесены к этой возрастной группе интрузивов условно.

Габбро. В юго-западной части гор Моголтау развиты мелкие интрузивы (менее 1 км²), характеризующиеся весьма изменчивым составом и, вероятно, представляющие собой гибридные образования. Породы, слагающие эти интрузивы, преимущественно состоят из буроуго, иногда зеленого амфибола с реликтами моноклинового пироксена. Менее половины объема породы падает на долю битовнита. Структура пород панидиоморфнозернистая с переходами к габброфитовой.

Кварцевые диориты и сиенито-диориты. В периферических частях Музбекского массива гранодиоритов и в юго-западной части гор Моголтау, близ Фархатских скал, встречено несколько интрузивов гибридных пород типа кварцевых диоритов. В ряде пунктов установлено, что они являются более древними, чем гранодиориты. Размеры интрузивов невелики, наибольший из них, вытянутый вдоль Сыр-Дарьи, имеет площадь около 6 км².

Породы, слагающие указанные массивы, изменчивы по составу. Иногда они состоят в основном из зонального плагиоклаза (лабрадора), зеленой роговой обманки, с реликтами моноклинового пироксена, и небольших количеств ортоклаза и кварца; в таких случаях они могут быть названы кварцевыми диоритами. В пределах одного и того же массива наблюдаются переходы от кварцевых диоритов к породам типа

кварцевых сиенитов и сиенито-диоритов. При этом количество ортоклаза увеличивается и становится равным плагиоклазу, при сохранении небольшого количества кварца и общем меланократовом облике породы (до 20—25% цветных минералов). Среди цветных минералов преобладает зеленая роговая обманка при незначительной роли моноклинного пироксена и биотита.

В контакте описанных пород с известняками и доломитами среднего девона нередко образуются оторочки пород типа меланократовых габбро и пироксенитов. Пироксениты почти целиком состоят из авгита, но иногда содержат значительное количество крупных вкрапленников зеленого амфибола, что придает породе порфирированный облик.

Гранодиориты. В пределах хр. Моголтау, на площади около 200 км², обнажена гранодиоритовая интрузия, известная под названием Музбекской. Гранодиориты представляют собой крупнозернистые порфирированные породы. Порфиновые вкрапленники представлены крупными идиоморфными кристаллами микроклина, достигающими в отдельных участках массива 5—6 см в длину. Микроклин обычно содержит пойкилитовые вроски зеленого амфибола. Плагиоклаз, как правило, отчетливо зонален. Центральные части зерен представлены андезином № 40—42, а периферические — № 30—36. Из цветных минералов преобладает роговая обманка, в меньшем количестве присутствует биотит.

Химические анализы (табл. 15, ан. 7 и 8) характеризуют породу как типичный гранодиорит, отвечающий среднему типу гранодиорита по А. Н. Заварицкому.

В западной части Кара-Мазара находится второй крупный интрузив гранодиоритов, известный под названием Карамазарского. Он представлен тремя выходами — главным (площадью около 300 км²) и двумя более мелкими, расположенными к югу и к юго-востоку от главного. Юго-восточный выход известен под названием интрузива Кызылчеку.

По внешнему облику гранодиориты Карамазарского интрузива несколько отличаются от музбекских. Среди них преобладают серые и розовые разности, обычно равномернозернистые или слабо порфирированные. По составу преобладают биотитово-роговообманковые гранодиориты, но местами наблюдаются отклонения к биотитовым гранитам (северная часть интрузива), а также к кварцевым диоритам.

Биотитово-роговообманковые гранодиориты состоят примерно из равных количеств андезина и микроклина, 20—30% кварца и 6—12% цветных минералов. В гранитных и кварцеводиоритовых разностях относительные количества основных минералов соответственно изменяются. Главными аксессуарными минералами, если не считать магнетита, являются титанит, апатит и циркон. Из них несколько большую роль играет титанит (до 40% немагнитной фракции); апатит и циркон распространены в примерно одинаковых количествах.

Химические анализы (см. табл. 15, ан. 9—18) показывают, что большинство анализированных образцов интрузива¹ имеет состав близкий к среднему типу гранодиоритов с повышенным содержанием щелочей. Среди щелочей по сравнению со средним типом несколько преобладает калий. Некоторые образцы более близки по химическому составу к средним гранитам и лишь в редких случаях — к кварцевым диоритам.

¹ Кроме образцов интрузива Кызылчеку, были проанализированы гранодиориты Такелийского и Джангалыкского массивов, принимаемых также за участки Карамазарского интрузива. Однако в последнее время появились мнения о более молодом (предпермском?) возрасте этих двух массивов.

С Кураминским интрузивом связаны скарны с полиметаллическим и магнетитовым оруденением (Акташ).

Восточно-Кураминский массив площадью более 50 км² обнажается на южном склоне Кураминского хребта, в бассейнах рр. Сарвак, Магизгын и Ашт. Западные выходы его известны в районе кишлака Пангаз и по Надаксаю. На востоке он, вероятно, соединяется с Чаткальским (Чаткало-Ангренским) гранодиоритовым интрузивом.

Согласно О. П. Елисеевой, в пределах Восточно-Кураминского массива встречаются разнообразные по составу и внешнему виду гранодиориты. В основном это гранодиориты и адамеллиты. Наблюдаются переходы последних к гранитам, диоритам и монцонитам. В гранодиоритах в тяжелой немагнитной фракции содержится 40% титанита, 35% апатита и 25% циркона. По химическому составу (см. табл. 15, ан. 19) гранодиориты от среднего типа этих пород отличаются несколько пониженным содержанием кремнезема и повышенным содержанием щелочей.

Жильная фация среднекарбонных гранодиоритов представлена штоками и крупными дайками гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, а также дайками диоритовых порфиров, аплитов и пегматитов. Эти породы не выходят за пределы крупных интрузивов и по всей вероятности представляют собой более поздние дифференциаты гранодиоритов. Наиболее часто встречаются штоки и дайки гранодиорит-порфиров.

По Н. И. Соустову, гранит-порфировый шток из Табошарская сложен мелкозернистой породой с порфировой структурой. От 20 до 40% всей массы породы составляют кварцевые, плагиоклазовые, калишпатовые и биотитовые вкрапленники. Микрогранитная основная масса состоит из тех же минералов. В породах наблюдаются гранофировые сростки. В составе немагнитной тяжелой фракции присутствуют циркон, апатит, рутил, пирит и флюорит. По химическому составу табошарские гранит-порфиры представляют собой нормальные граниты с несколько повышенной щелочностью.

И. В. Дюгаевым (1935) и Н. И. Соустовым из района Кансайского месторождения описаны щелочные сиениты, прорывающие в виде небольших штоков карбонатные породы верхнего девона и нижнего карбона. Щелочные сиениты состоят из кислого плагиоклаза и калиевого шпата. В ничтожном количестве в них присутствует биотит, переходящий в мусковит. Химический состав позволяет отнести породу к лейкократовым щелочным сиенитам. В контакте сиенитов с доломитизированными известняками развиты мощные реакционно-метасоматические зоны, обогащенные диопсидом, гроссуляром, форстеритом, флогопитом, шпинелью, серпентином и цеолитами.

Верхнекарбонные интрузивные породы. Эти породы (предшурабские, предпермские, по Н. П. Васильковскому), пользуются меньшим распространением, чем среднекарбонные (см. рис. 55). Наиболее крупными являются интрузивы биотитовых гранитов, красных гранитов, сиенито-диоритов и гранодиорит-порфиров. Взаимоотношение представителей этого комплекса намечается лишь ориентировочно, так как только некоторые из них встречаются совместно и дают друг с другом интрузивные контакты и пересечения.

Биотитовые граниты. В районе селений Ашаба и Гудас среди среднекарбонных гранодиоритов Восточно-Кураминского интрузива залегает интрузия биотитовых гранитов площадью около 70 км². В южном контакте эта интрузия прорывает верхнекарбонные эффузивы. Гудасские биотитовые граниты выделяются своей светло-серой, почти белой

окраской. Отмечаются как крупнопорфиновые, так и мелкозернистые разновидности, связанные постепенными переходами. Характерно обилие кварца и преобладание микроклина над плагиоклазом. Темноцветные минералы представлены исключительно биотитом, изредка присутствует амфибол. По количественно-минералогическому и химическому составу породы Гудасского массива соответствуют нормальным гранитам.

Сиенито-диориты, кварцевые диориты. В районе г. Бабайоб расположен массив сиенито-диоритов, прорывающий верхнекарбонные эффузивы. Галька сиенито-диоритов содержится в нижнепермских конгломератах наadakской свиты (Васильковский, 1952). По количественному соотношению главных минералов среди пород массива различаются разновидности типа сиенито-диоритов и кварцевых диоритов, связанные постепенными переходами. Главным порообразующим минералом является плагиоклаз. В сиенито-диоритовых разностях существенное значение имеет калиевый полевой шпат (до 20—35)%. Из цветных минералов присутствуют биотит и амфибол, а иногда, моноклинный пироксен.

По химическому составу породы Бабайобского массива занимают промежуточное положение между щелочноземельными сиенитами и диоритами. С массивом связаны дайки мелкозернистых гранитов.

Красные граниты и аляскиты. Близ кишлака Шайдан расположен массив красных гранитов, площадью около 40 км², известный под названием Шайданского. Граниты шайданского типа встречаются и в других частях Кураминской зоны.

По Н. И. Суостову, красные граниты Шайдана в основном состоят из кварца и сильно пертитизированного калиевого полевого шпата. Из цветных минералов представлен только биотит, присутствующий в ничтожном количестве. Среди аксессуарных минералов главную роль играет флюорит (до 97%); циркон, монацит и апатит встречаются в виде единичных знаков. Химический состав (табл. 15, ан. 22) этих пород указывает на их близость к щелочным гранитам. Спектральные анализы обнаруживают повышенное содержание иттрия и циркония, а также следы ниобия и олова.

Для красных гранитов чрезвычайно типична гранулитовая структура и крупнозернистость. Вблизи контактов наблюдаются переходы в микрограниты или в порфиридные разновидности. Жильная фация Шайданского массива представлена аплитами и пегматитами. В тяжелой фракции этих пород содержится 40% флюорита, 30% циркона, 15% апатита и 10% пирита. В цирконах из аплитов установлено 2% гафния, 1% иттрия, 0,4% ниобия и 0,5% тория.

В западной части района среди гранодиоритов Кармазарского интрузива залегают два наибольших массива лейкократовых биотитовых гранитов, которые условно можно отнести к шайданскому типу. Один из них расположен на правом берегу р. Уткемсу, а другой — к северу от сел. Кашка. Граниты этих массивов имеют светло-розовый цвет и состоят из микроклин-микрпертита, альбит-олигоклаза, кварца и биотита. Химический состав их отвечает среднему типу аляскитовых гранитов (табл. 15, ан. 23).

В верховье Аштсая располагается небольшой массив лейкократовых гранитов, сходных с шайданскими гранитами. В краевой фации граниты Аштсая аплитсвидны. Массив интересен своей металлоносностью. К нему приурочены небольшие кварцевые жилы с грейзенизированными зальбандами, содержащие бедное вольфрамитовое оруденение и незначительные

проявления молибденита, самородного висмута, арсенопирита и некоторых других рудных минералов.

Гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры. Эта обширная и широко распространенная группа пород слагает как большие массивы, площадью в несколько десятков квадратных километров, так и многочисленные дайки и мелкие штоки. В последнем случае отчетливо устанавливается более ранний возраст гранодиорит-порфиров. В крупных интрузивах наблюдаются переходы от гранит-порфиров к гранодиорит-порфирам. Значительные по площади выходы гранит-порфиров находятся в верховьях Карамазар-Сая, близ водораздела Кураминского хребта. Более крупные массивы этих пород, расположенные на северном склоне Кураминского хребта, были описаны Н. П. Васильковским (1952) как гранодиорит-порфиры гушсайского типа.

По внешнему облику гранодиорит-порфиры представляют собой серые порфироподобные породы с многочисленными вкрапленниками плагиоклаза, кварца, ортоклаза и цветных минералов (биотита и амфибола). Главную роль среди вкрапленников играет плагиоклаз. Основная масса породы микрогранитовая с участками сферолитового и микропегматитового строения. По химическому составу (табл. 15, ан. 24 и 25) гранодиорит-порфиры занимают промежуточное положение между гранодиоритами и гранитами.

Гранит-порфиры несколько отличаются по внешнему виду своим светлым розовато-серым цветом и многочисленными крупными вкрапленниками розового ортоклаза, достигающими до 6—7 см в длину. Кроме ортоклаза, во вкрапленниках присутствует альбитизированный плагиоклаз, кварц и небольшое количество биотита. Основная масса имеет аллотриоморфнозернистую структуру с участками микропегматита. Химический состав гранит-порфиров (табл. 15, ан. 26 и 27) близок к составу гранитов и отличается только несколько повышенной кислотностью.

Чорухдайронский интрузивный комплекс. В северо-восточной части гор Моголтау, на площади около 15 км², обнажается группа пространственно связанных между собой небольших массивов различного состава, представляющих собой серию последовательных близких по времени внедрений.

Малые интрузивы Чорухдайрона сложены породами нормального щелочноземельного ряда. Самыми ранними являются мелкие массивы пироксеновых диоритов. Затем идут сиенито-диориты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры.

Пироксеновые диориты слагают мелкие штоки. Они представляют собой серые крупнозернистые, реже мелкозернистые порфироподобные породы, состоящие из андезина и моноклинового пироксена. Последний почти целиком замещен амфиболом. В небольшом количестве в них присутствуют ортоклаз, кварц и биотит. Структура пироксеновых диоритов (или габбро-диоритов) офитовая, либо монцонитовая.

Диориты прорваны двумя небольшими массивами сиенито-диоритов, общей площадью около 7 км². По внешнему виду эти породы резко отличаются от диоритов. Это темно-серые или розоватые мелкозернистые породы с монцонитовой структурой. В состав их входит плагиоклаз (андезин-лабрадор), ортоклаз, авгит и биотит. Преобладает плагиоклаз (до 40%). Цветные минералы, присутствующие в количестве до 25%, в основном представлены пироксеном, по которому развивается амфибол; биотит присутствует в виде незначительной примеси. Кварц образует мелкие гранофировые сростки с ортоклазом.

Гранодиориты слагают массив площадью около 3 км². Обычно это розовато-серые среднезернистые породы, иногда с порфировидной структурой. Среди них выделяются пироксен-биотитовые, амфибол-биотитовые и биотитовые разновидности, связанные взаимными переходами. Главными минералами являются ортоклаз и андезин, присутствующие примерно в равных количествах. Кварц содержится в количестве до 20—30%. Содержание цветных компонентов в гранодиоритах варьирует от 3 до 15%.

Между сиенито-диоритами и гранодиоритами повсеместно наблюдаются интрузивные контакты. Между гранодиоритами и более поздними гранодиорит-порфирами наряду с такими контактами часто отмечаются взаимные переходы. Причину этого Е. Л. Бутакова видит в близости внедрений гранодиоритов и гранодиорит-порфиров во времени.

Гранодиориты прорваны гранодиорит-порфирами. Площадь распространения последних 4 км². Это розовато-серые породы с порфировидной структурой. Во вкрапленниках присутствуют полевые шпаты и биотит. Структура основной массы аллотриоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая. Сложена основная масса олигоклазом, кварцем и в меньшей степени плагиоклазом. Количество цветных минералов, почти исключительно представленных биотитом, около 5—7%.

Изучением минералого-геохимических особенностей Чорухдайронского интрузивного комплекса занимался А. В. Рабинович. По ассоциации и количественным соотношениям аксессуарных минералов породы комплекса подразделяются им на две группы.

К первой группе он относит диориты и сиенито-диориты. Для них характерно повышенное против нормы содержание магнетита (до 4%), низкое содержание циркона и отсутствие титанита. В немагнитной тяжелой фракции ведущую роль (80—90%) играет апатит, а остальная часть представлена цирконом. Всегда присутствует в небольшом количестве шеелит.

Ко второй группе относятся гранодиориты и гранодиорит-порфиры, для которых характерно заметное содержание титанита, повышенное количество циркона и гораздо меньшие концентрации магнетита (особенно в гранодиорит-порфирах). Количественные соотношения минералов тяжелой фракции гранодиорита выражаются следующими цифрами: циркона 49,0%, апатита 29,4%, титанита 19,6% и шеелита 2,0%. Содержание магнетита по отношению ко всей массе породы достигает 1,8%, а ильменита 0,4—0,5%. В гранодиорит-порфирах количественные соотношения минералов тяжелой фракции иные. В них в наибольшем количестве присутствует титанит (45,2%), затем следует апатит (29,0%) и, наконец, циркон (25,8%). Шеелит встречается в виде единичных знаков. Количество магнетита в породе 0,2—0,3%.

С Чорухдайронским интрузивным комплексом связано месторождение шеелитоносных скарнов. Скарново-шеелитовая минерализация распространена вдоль зон разломов, секущих гранодиориты и в меньшей степени сиенито-диориты. Околотрещинная минерализация, выраженная в альбитизации, скаполитизации и скарнировании, наблюдается непосредственно среди интрузивов (без участия карбонатных пород).

Химические анализы показывают, что все проанализированные породы этого комплекса принадлежат к щелочноземельному ряду, но отличаются от средних типов, вычисленных Дэли, постоянно повышенной щелочностью. Среди щелочей преобладает натрий.

Верхнепермские интрузивные породы. В предгорьях Кара-Мазара из-под покрова современных отложений Самарской степи выступает

часть крупного так называемого Ташкескенского массива кварцевых порфиров, который прорывает кислые эффузивы оясайской свиты (верхний карбон). По петрографическим признакам, не говоря уже о внешнем виде, рассматриваемый массив совершенно аналогичен Бабайтаудорскому массиву кварцевых порфиров бассейна р. Ангрэн. Установлено, что Бабайтаудорский массив является интрузивным аналогом липаритовых порфиров верхнепермской кызылнуринской свиты, что дает основание считать Ташкескенский массив кварцевых порфиров также верхнепермским.

Ташкескенский массив сложен красными кварцевыми порфирами. В восточной части массива они лучше раскристаллизованы и переходят в гранит-порфиры. Структура пород порфировая. Многочисленные сравнительно мелкие (до 3—5 мм) вкрапленники представлены округлыми оплавленными зернами кварца, кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата и редкими чешуйками биотита. Основная масса изменяется от фельзитовой до аллотриоморфнозернистой в гранит-порфировых разностях.

Согласно А. В. Рабиновичу, породы массива характеризуются чрезвычайно низким содержанием тяжелой фракции и отсутствием магнетита. Тяжелая фракция состоит из циркона (66%) и флюорита (34%). В виде незначительной примеси присутствуют гематит и пирит.

В крутом западном контакте Ташкескенского массива с кислыми эффузивами верхнего карбона обнажаются более молодые обсидианы, по-видимому, имеющие интрузивное залегание. Обсидианы черные или темно-коричневые со стекляннм блеском и раковистым изломом. Иногда среди стекловатой массы рассеяны очень мелкие вкрапленники розового кислого плагиоклаза размером 3—4 мм. В более раскристаллизованных разностях в стекловатой основной массе появляются мелкие сферолиты и участки с фельзитовой структурой, а также вкрапленники олигоклаз-альбита. Химический анализ (табл. 15, ан. 36) показывает, что обсидианы характеризуются ультракислым и вместе с тем щелочным составом, приближаясь к пантеллеритам.

Наиболее молодыми интрузивными образованиями в районе являются дайки кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров, диабазовых порфиритов и лабрадоровых порфиритов.

Кварцевые порфиры широко распространены и слагают малые и большие дайки, длиной до 5 км, а также отдельные небольшие массивы. Это светлые желтоватые и розовые породы. Во вкрапленниках преобладает кварц, но встречаются ортоклаз и кислый плагиоклаз, а также редкие чешуйки биотита. Структура основной массы разнообразная. В мелких дайках преобладает фельзитовая структура. В более крупных дайках основная масса раскристаллизована значительно лучше и наиболее широко развиты микропегматитовая и аллотриоморфнозернистая структуры.

По химическим особенностям кварцевые порфиры отвечают среднему типу гранитовых аплитов (табл. 15, ан. 37).

Фельзит-порфиры образуют многочисленные крупные дайки мощностью 5—80 м, длиной 1,5—2 км. Это розовые или кирпично-красные породы. В редких случаях в них заметна флюидалная текстура. Основная масса даек имеет микрофельзитовую, фельзитовую или изредка микросферолитовую структуру. Единичные очень мелкие (доли миллиметра) вкрапленники представлены аноктоклазом и реже альбитом. Крайне редко встречаются мелкие чешуйки биотита.

Химические анализы интрузивных пород Кара-Мазара,

№ п.п.	Возраст интрузива	Название породы	Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	Досреднедевонский	Гранодиорит-порфир	Юго-восточный склон гор Калканата	67,56	1,70	15,86	3,90
2		"	Там же	63,04	—	17,81	2,88
3		"	Калканата	62,14	—	18,47	2,12
4		Музбулакский плагиогранит	Моголтау, Сузюксай	72,70	0,19	14,86	1,45
5		То же	Галька из среднедевонских конгломератов	68,52	0,29	11,46	2,57
6	Среднекарбонный	Кварцевый диорит	Моголтау, Андыгенсай	60,68	0,32	16,36	5,04
7		Музбекский гранодиорит	Северо-восточный Моголтау	62,55	0,30	16,78	0,84
8		То же	Гора Музбек	62,53	0,72	15,84	2,64
9		Карамазарский гранодиорит	Алчалысай	66,21	0,40	14,71	1,09
10		То же	Правобережье Уткемсу	68,11	0,32	15,97	0,95
11		"	Верховье Сарымсаклы	67,59	0,40	15,81	0,96
12		"	Алтынтюпкан	65,06	0,44	16,72	1,52
13		"	Табошарсай	61,85	0,49	16,05	1,01
14		Гранодиорит Кизылчеку	Кизыллалмалысай	66,14	0,58	15,20	1,38
15		То же	Верховье Камышлысай	64,72	0,57	15,50	1,06
16		"	Окуртау	64,60	0,55	14,80	2,39
17		Гранодиорит Такели	Тутлысай	65,59	0,47	14,98	1,75
18		То же	"	63,98	0,46	15,59	1,65
19		Восточнокураминский гранодиорит	Пангазсай	62,20	0,56	16,76	1,90
20	Гранодиорит-порфир	Окуртау, Кансай	62,35	0,38	15,41	2,39	
21	Щелочной сиенит	Там же	64,00	0,21	16,78	2,96	
22	Верхнекарбонный	Красный пертитовый гранит	Шайдан	71,38	0,23	14,10	0,81
23		Аляскитовый гранит	Массив к северу от сел. Кашка	75,58	0,08	12,76	0,48
24		Гранодиорит-порфир	Алтынтюпкан	68,82	0,09	14,89	1,36
25		То же	"	69,18	0,09	13,90	1,56
26		Гранит-порфир	"	74,20	0,11	12,83	0,67
27		То же	"	74,58	0,36	11,05	1,11
28		Пироксеновый диорит	Чорухдайрон	50,36	0,44	21,08	6,30
29		Сиенито-диорит	"	57,32	0,82	17,66	2,39
30		"	"	60,39	0,50	15,73	1,85
31		"	"	63,04	0,79	15,44	1,33
32		"	"	60,48	0,89	15,52	3,56
33		"	"	62,83	0,50	15,66	0,21
34		"	"	65,12	0,56	15,65	2,38
35		Гранодиорит-порфир	"	70,60	0,34	14,02	0,81
36	Верхнепермский	Обсидиан	Горы Ташкескен	73,20	0,07	10,07	1,46
37		Кварцевый порфир	Алтынтюпкан	75,44	0,10	12,44	0,54

Таблица 15

Моголтау и южного склона Кураминского хребта

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.	Сумма	Литературный источник
1,12	—	0,21	1,30	3,33	4,77	He опр.	0,20	0,1	100,89	К. Н. Вендланд (1933)
1,94	0,05	1,55	1,45	2,08	6,00	0,03	0,21	—	99,66	Данные Б. Н. Наследова
3,38	0,03	3,22	1,05	2,58	4,95	0,02	0,16	—	100,16	То же
1,58	0,04	0,51	0,91	3,82	3,49	0,11	0,00	1,16	100,82	" "
2,01	0,05	0,18	5,46	4,92	0,33	0,15	0,06	4,57	100,57	" "
2,92	0,11	2,66	5,32	3,79	3,12	0,21	0,26	0,77	101,56	Данные И. Х. Хамрабаева
4,25	0,07	1,95	4,25	2,39	1,95	0,25	1,80	3,93	99,11	Данные Е. Л. Бутаковой
3,47	0,10	4,81	1,92	3,06	2,75	0,26	—	1,65	99,75	Данные И. Х. Хамрабаева
2,92	0,06	1,98	2,31	1,97	4,86	He опр.	0,15	3,54	100,20	Данные М. Л. Лурье
1,87	0,08	1,20	2,40	3,59	3,94	То же	0,10	1,82	100,35	То же
2,56	0,08	1,15	2,11	2,74	4,95	" "	0,10	1,06	99,85	" "
3,02	0,08	1,03	4,61	4,55	1,53	" "	0,13	0,91	100,33	Данные А. М. Даминовой
3,89	0,09	3,47	3,45	2,60	3,72	" "	0,35	2,24	99,89	Данные И. В. Дюгаева
2,56	0,09	1,84	3,57	4,56	4,15	" "	0,13	1,56	99,76	Данные М. Л. Лурье
3,44	0,13	2,59	3,94	2,16	4,02	" "	0,18	1,93	100,24	То же
2,58	0,06	2,85	4,04	1,95	3,98	" "	0,06	2,17	100,03	" "
1,62	0,04	1,91	3,55	3,13	4,90	" "	0,36	2,06	100,36	Е. А. Радкевич (1934)
2,14	0,08	2,09	4,29	3,26	3,73	" "	—	3,73	100,52	То же
2,93	0,08	2,10	4,28	3,60	4,11	" "	—	1,75	100,27	Данные Н. И. Соустова
3,20	0,14	2,42	4,25	3,30	3,60	0,57	0,08	1,84	99,93	То же
0,87	0,02	0,19	0,70	4,21	8,36	0,21	0,10	1,26	100,01	" "
1,86	0,01	0,32	0,08	4,18	5,75	0,38	0,26	1,35	100,06	Данные Н. И. Соустова
0,65	0,03	0,21	0,81	3,66	4,88	—	0,11	0,48	99,73	Данные М. Л. Лурье
1,41	0,27	1,13	2,14	1,70	6,76	0,21	0,19	1,26	100,50	А. М. Даминова (1938)
1,45	0,08	1,25	1,72	1,46	7,10	0,15	0,17	1,30	99,41	То же
0,78	0,09	0,45	1,72	1,44	5,74	He опр.	—	1,16	99,19	" "
—	0,13	0,22	1,08	2,72	5,46	0,36	—	1,69	98,76	" "
2,21	0,11	2,64	10,20	4,44	1,97	0,28	0,26	1,20	102,39	Данные И. А. Хамрабаева
4,69	0,11	3,26	6,32	3,52	3,69	He опр.	0,01	—	99,79	Н. А. Смольянинов (1935)
4,39	0,14	2,48	4,97	5,40	1,76	0,27	—	1,89	99,41	Е. Л. Бутакова (1948)
4,67	0,14	1,94	3,84	6,34	1,81	0,17	—	0,37	100,52	То же
4,33	0,17	2,42	5,56	3,00	3,26	He опр.	0,36	0,90	100,45	" "
5,58	0,14	2,27	3,99	3,32	3,81	0,24	—	0,79	99,29	" "
2,44	0,11	1,29	3,82	3,36	4,27	He опр.	—	0,88	100,06	" "
2,73	0,11	0,79	1,64	4,00	4,29	То же	0,18	0,28	99,67	" "
0,52	0,10	Сл.	0,62	7,16	3,40	He опр.	0,36	3,88	100,84	И. А. Островский (1935)
0,30	0,04	0,21	0,74	4,12	4,60	Сл.	0,11	0,70	100,04	Данные А. М. Даминовой

№ п/п	Возраст интрузива	Название породы	Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
38	Верхне-пермский	Кварцевый сиенит-порфир	Гора Адрасманбаши	59,88	0,80	16,18	3,77
39		Диабазовый порфирит	Дрешсай	46,49	0,86	17,56	7,79

Кварцевые сиенит-порфиры имеют буровато-красный цвет и плотную основную массу, в которую включены вкрапленники полевых шпатов и подчиненных им других минералов. Количество вкрапленников составляет 20—40% объема породы. Кислый плагиоклаз и калиевый полевой шпат присутствуют в равных количествах. В небольшом количестве в виде вкрапленников встречается биогит. Изредка среди них отмечается кварц. Структура основной массы фельзитовая или гиалопилитовая. По химическому составу (табл. 15, ан. 38) породы приближаются к среднему типу щелочноземельных трахитов по Дэли.

Порфириды являются одним из главных типов жильных пород в отмеченных выше зонах. Часто они внедрялись по тем же трещинам, что и красные фельзит-порфиры. В таких случаях возникали сложные дайки, сложенные в центре фельзит-порфирами, а по краям резко отграниченными от них порфиритами.

Порфиритовые дайки сильно изменены: альбитизированы, карбонатизированы и хлоритизированы и почти не содержат свежих первичных минералов.

Наиболее распространены диабазовые порфириты и микродиабазы. Это темно-серые или зеленовато-черные плотные мелкозернистые породы, иногда порфировой структуры, обусловленной присутствием мелких вкрапленников альбитизированного плагиоклаза. Основная масса имеет микродиабазовую или в краевых частях даек интерсертальную структуру. Обычно удается наблюдать лейсты или микролиты плагиоклаза, интерстиции между которыми заполнены карбонатно-хлоритовым агрегатом. В редких случаях в интерстициях встречаются реликты бесцветного моноклинного пироксена. По химическому составу (табл. 15, ан. 39) эти породы приближаются к среднему типу диабазов по Дэли, но несколько отличаются повышенным содержанием калия.

В западной части Карамазарского дайкового пояса и в северной части Моголтау, наряду с диабазовыми порфиритами, присутствуют дайки более молодых лабрадоровых порфиритов. Это темно-серые и черные породы с резко выраженной порфировой структурой. Многочисленные вкрапленники, достигающие 2,5 см в длину, представлены табличатыми кристаллами лабрадора (№ 60) и более редкими и мелкими идиоморфными зернами авгита. Основную массу слагают мелкоигльчатые микролиты плагиоклаза и мелкие зерна моноклинного пироксена. От диабазовых порфиритов породы эти отличаются значительно большей свежестью.

МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Пространственное распределение интрузивных пород на территории Центрального Таджикистана указывает на усиление магматической деятельности с севера на юг. Так, Туркестанский хребет весьма беден маг-

Продолжение табл. 15

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	Литературный источник
2,73	0,13	1,53	2,96	3,26	4,86	0,28	0,20	3,32	99,95	Данные А. А. Петренко
2,49	0,00	6,33	6,67	2,52	2,20	0,23	0,55	3,17	100,09	И. В. Дюгаев (1935)

магматическими породами. Еще реже встречаются эти породы в Зеравшанском хребте. В Гиссарском же хребте развиты разнообразные магматические породы, особенно интрузивные.

Вещественный состав магматических пород Центрального Таджикистана чрезвычайно разнообразен. Среди эффузивных образований имеются представители от основных (диабазов и базальтов) до кислых (кварцевых порфиров). Преобладающий тип интрузивных пород по составу отвечает граниту — гранодиориту. Основные и ультраосновные магматические породы самостоятельной роли здесь не играют и распространены крайне незначительно. Щелочные породы представлены преимущественно разновидностями интрузивной фазы (нефелиновыми сиенитами), реже эффузивной.

Химический состав магматических пород нормального известково-щелочного ряда приведен в табл. 16 и на рис. 5б. Основные особенности химизма гиссарских гранитоидов находятся в соответствии с особенностями их минералогического состава и структуры и, по данным А. Т. Тарасенко, в основном сводятся к повышению кислотности от более древних к более молодым породам. Общие черты химического и минералогического характера гранитоидов, наряду с некоторым сходством в строении интрузивных тел разновременных комплексов и в отношении их к региональной структуре, позволяют высказать предположение о генетическом их родстве. То же можно предполагать и для одинаково ультракислых пермских (?) гранитоидов и эффузивов.

Очертания интрузивных тел в плане разнообразные, но в общем удлиненные обычно в широтном направлении по простиранию вмещающих толщ. Контакты интрузий с вмещающими породами на одних участках согласные, на других — рвущие, преимущественно крутые. Размеры интрузивных тел варьируют в широких пределах. Наиболее крупное из них, так называемый Гиссарский плутон, занимает площадь в несколько тысяч квадратных километров.

Наиболее ранними магматическими породами в Центральном Таджикистане считаются среднепалеозойские основные породы, главным образом эффузивы и небольшие интрузии (табл. 17). Они, как правило, приурочены к песчанико-сланцевой граптолитовой толще, отвечающей нижним горизонтам силура, широко развитой в бассейне р. Зеравшан и на северном склоне Туркестанского хребта.

Среди эффузивов выделяются диабазы, порфириты, спилиты и их туфы. Они залегают в виде покровов незначительной мощности, переслаивающихся с песчаниками и сланцами, содержащими морскую фауну. В. Р. Мартышевым, П. Д. Виноградовым, А. Е. Довжиковым (1949) подобные эффузивы установлены на северном склоне Гиссарского хребта (район сел. Анзоб), на северном и западном склонах Чимтаргинского

массива (рр. Зормечь и Амшут) и на северном склоне Зеравшанского хребта (верховья р. Тагобыджуфт).

Будучи наиболее ранними образованиями, эффузивы претерпели глубокие изменения; местами они совершенно неотличимы от имеющихся

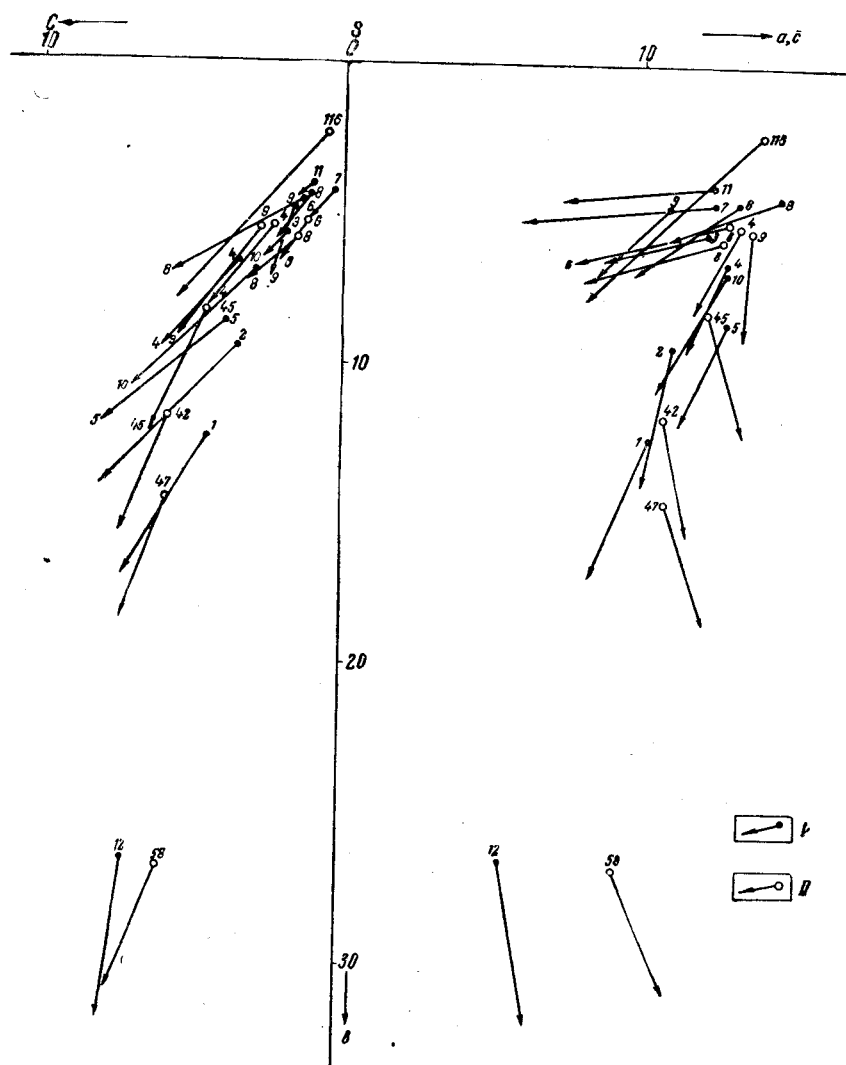


Рис. 56. Диаграмма химических составов магматических горных пород центральной части Гиссарского хребта

I — химические составы магматических горных пород центральной части Гиссарского хребта; II — химические составы средних типов изверженных горных пород по Дели (136); 4 — граниты всех периодов; 6 — липарит; 8 — кварцевый порфир; 9 — щелочноземельный гранит; 42 — кварцевый диорит; 45 — гранодиорит; 47 — диорит (включая кварцевые диориты); 58 — базальты (все); 116 — аляскит

здесь зеленых метаморфических сланцев, образовавшихся из осадочных пород. В этом случае о магматическом их происхождении можно говорить только на основании наблюдающихся переходов от менее метаморфизованных эффузивов к их разностям, превращенным в сланцы.

Интрузии основных пород Центрального Таджикистана не изучены. Они имеют очень небольшие размеры и встречаются в Туркестанском хребте, где прорывают толщу силура.

Ранневарисские основные эффузивы и интрузии более широко распространены непосредственно к северу от Центрального Таджикистана — в южной и северной Фергане, где они детально исследованы и описаны Е. Н. Горецкой. Среди эффузивов здесь встречаются спилиты, порфириты, диабазы, шаровые лавы, туфолавы и туфы, переслаивающиеся с песчано-глинистыми, радиоляриевыми, кремнистыми и зелеными сланцами, реже с метаморфизованными полимиктовыми песчаниками и линзами рифовых известняков силура. На размытой поверхности этой толщи, прорванной основными интрузиями, лежат отложения верхов среднего карбона с фауной мячковского горизонта в основании. Таким образом, возраст этих основных интрузий отвечает промежутку времени от нижнего девона до среднего карбона.

Кислых интрузий, относящихся по времени образования к среднему палеозою, в пределах Центрального Таджикистана не установлено. И. К. Никитин (1948) в юго-западных отрогах Гиссарского хребта среднепалеозойскими считал небольшие тела двуслюдяных и мусковитовых гранитов, находящиеся в 35—40 км к северо-западу от районного центра Денау. В 1949 и в 1951 гг. С. К. Овчинниковым и А. Т. Тарасенко было установлено чрезвычайно сложное геологическое строение участка выходов этих гранитных интрузий. Сложность усугубляется отсутствием сплошного стратиграфического разреза, разделенного сбросами на отдельные чешуи, местами надвинутые друг на друга. Кроме того, в тектонических чешуях, помимо двуслюдяных гранитов, имеются интрузии других гранитоидов. Все это заставляет с особой осторожностью относиться к разрешению вопроса о возрасте интрузий указанных двуслюдяных гранитов.

В верхнем палеозое интенсивность проявления магматических процессов в различных частях Центрального Таджикистана была неодинакова. На территории западной части Туркестанского, Зеравшанского и в восточной части Гиссарского хребтов отложения верхнего палеозоя распространены нешироко. Обычно они предоставлены там терригенными осадками с подчиненным количеством вулканогенных образований. Поэтому возраст магматических пород в этом районе приходится определять главным образом по относительной последовательности их образования и путем сравнения их вещественного состава и других особенностей с таковыми для магматических пород центральной части Гиссарского хребта, где проявления верхнепалеозойского магматизма выражены наиболее отчетливо.

В Гиссарском хребте, особенно в центральной части его южного склона (бассейны рр. Варзоб, Лючоб, Ханака, Каратаг) фаунистически охарактеризованные верхнепалеозойские отложения пользуются широким распространением. Здесь широко развиты и прорывающие их интрузивные породы, а также эффузивы, входящие в состав верхнепалеозойских толщ. Это обстоятельство, несмотря на сложность геологического строения, облегчает задачу разрешения вопросов, связанных с определением возраста магматических пород и роли процессов магматизма в истории геологического развития данной области.

Магматизм среднего карбона. В Гиссарском хребте (южный склон) начало проявления магматической деятельности относится к среднему карбону, вероятно, к нижней его части. Оно ознаменовалось

Химический состав магматических

Компоненты	Среднекаменноугольные											
	гранодиориты, I фаза				турмалино- вые грани ты, II фаза		гранитоиды, главная III фаза					
	р. Майхура (1)		р. Фархоб (2)		р. Майхура (3)		р. Каратаг (4)		р. Ханака (5)		р. Сиома (6)	
	вес. %	молекуляр- ные коли- чества	вес. %	молекуляр- ные коли- чества	вес. %	молекуляр- ные коли- чества	вес. %	молекуляр- ные коли- чества	вес. %	молекуляр- ные коли- чества	вес. %	молекуляр- ные коли- чества
SiO ₂	64,93	1081	64,32	1071	73,0	1215	66,05	1107	64,73	1077	72,74	1211
TiO ₂	0,93	011	0,56	007	0,16	002	0,41	005	0,7	009	0,14	002
Al ₂ O ₃	17,20	169	16,65	163	14,62	143	15,01	148	16,55	163	14,00	137
Fe ₂ O ₃	0,28	001	0,25	001	0,90	006	следы	—	следы	—	0,88	006
FeO	3,60	050	4,64	064	1,40	119	3,80	053	3,95	055	1,25	017
MnO	0,10	001	0,19	011	0,30	000	0,07	001	0,10	001	0,05	001
MgO	2,37	083	1,88	046	0,50	012	1,10	027	1,93	048	0,73	018
CaO	3,80	068	4,53	080	1,60	029	2,70	048	3,28	059	1,17	021
Na ₂ O	3,00	048	2,54	040	3,66	059	3,05	046	2,63	042	2,30	037
K ₂ O	2,70	029	3,38	036	3,22	034	4,20	045	4,91	052	5,96	064
П.л.п.	1,24	—	0,07	—	0,36	—	3,27	—	0,77	—	1,01	—
H ₂ O _{гигр.}	0,14	—	1,04	—	0,03	—	0,30	—	0,20	—	1,11	—
Сумма	100,29		100,52		99,48		100,01		99,75		100,33	

Числовые характеристики

<i>a</i>	10,3	10,5	12,3	12,9	12,9	13,3
<i>c</i>	4,5	5,5	1,9	3,4	4,0	1,4
<i>b</i>	12,3	9,4	5,6	6,5	8,5	5,2
<i>S</i>	72,9	74,6	80,2	77,2	74,6	80,1
<i>Q</i>	+20,7	+23,2	+33,9	+25,2	+19,4	+32,2
<i>n</i>	62	53	63	52	45	37
<i>f</i>	29	57	37	57	45	38,5
<i>m</i>	45	34	14	28	39	23
<i>a'</i>	26	9	49	15	16	38,5
<i>t</i>	1	—	0,2	0,45	2,4	0,16
<i>f</i>	1	3	14	—	—	15
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	—

Примечания: 1. Цифры в скобках соответствуют номерам анализов; 2. Анализ (1940 г.); № 1, 4, 5, 8 — данные А. Т. Тарасенко (1947 г.); № 3 — данные А. Г. Ива

Таблица 16

горных пород Гиссарского хребта

Пермские (?)											
аплиговидные граниты, IV фаза		красные граниты				гранит-порфиры		кварцевые эффузивы		базальт эффузивный	
р. Варзоб (7)		р. Хана (8)		р. Обизаранг (9)		р. Такоб (10)		р. Варзоб (11)		р. Варзоб (12)	
вес. %	молекулярные количества	вес. %	молекулярные количества	вес. %	молекулярные количества	вес. %	молекулярные количества	вес. %	молекулярные количества	вес. %	молекулярные количества
76,70	1277	75,4	1255	73,80	1229	68,54	1141	75,52	1257	50,96	849
0,07	001	0,09	001	0,17	002	0,40	005	0,12	002	0,75	010
12,59	124	13,59	133	12,58	124	15,28	150	13,03	127	15,14	148
0,32	002	0,98	006	0,96	006	0,65	004	0,57	004	2,19	014
0,80	011	0,73	010	1,57	022	2,46	034	1,37	019	8,06	112
0,05	001	0,20	005	следы	—	0,05	001	0,05	002	0,17	002
0,25	006	0,03	—	0,69	017	1,46	036	0,12	003	8,20	203
0,18	003	0,60	011	1,40	025	2,42	043	0,91	016	7,74	138
3,13	050	4,00	065	4,16	067	3,10	050	2,98	048	2,34	038
4,49	045	4,58	049	2,34	024	4,21	045	4,37	047	0,47	005
0,63	—	0,10	—	1,32	—	1,05	—	0,58	—	3,67	—
0,12	—	0,04	—	1,24	—	0,25	—	0,15	—	0,28	—
100,05		100,35		99,86		99,87		99,97		99,97	

по А. Н. Заварицкому

	12,3		14,6		12,1		12,8		12,4		5,3
	0,2		0,7		1,6		2,9		1,0		7,4
	5,0		4,4		4,7		6,9		4,2		26,5
	82,5		80,3		81,6		77,4		82,4		60,8
	+40,2		+30,7		+37,4		+26,3		+39,8		+3,6
	53		57		74		53		51		88
	21		51		51		42		45		38
	8		12		25		35		5		54
	67,5		37		24		23		50		—
	0,08		0,08		0,16		0,44		0,08		1,2
	5		27		18		8		10		7
	—		—		—		—		—		8

зы № 2, 6, 7, 10, 11, 20 — данные С. К. Овчинникова, И. К. Никитина, А. Т. Тарасен-
шенцева (1947 г.); № 9 — данные Е. М. Головина (1939 г.).

мощными подводными излияниями разнообразных лав основного и среднего состава и образованием обломочно-вулканогенного материала. Мощные накопления этих пород и их региональное распространение говорят о значительной интенсивности вулканизма в тот период.

Вулканогенная толща, распространенная на южном склоне Гиссарского хребта, сложена преимущественно зеленокаменными породами, часто с шаровой отдельностью, и буровато-фиолетовыми амигдалоидами. Они представлены спилитами, диабазовыми порфиритами и порфиритами и сопровождаются туфами и агломератами. В подчиненном количестве присутствуют прослой известняков и песчаников с морской макро- и микрофауной среднего карбона (бассейн рр. Лючоб, Ханака, Карага). По минералогическому составу и структуре, а также по химическому составу спилиты (см. табл. 16, ан. 12) приближаются к базальтам. Туфы со спилитами связаны постепенными переходами; среди туфов выделяются: 1) агломератовые туфы, туфобрекчии и лавобрекчии; 2) кристаллические туфы и 3) пепловые туфы. Комплекс вулканогенных образований имеет палеотипный облик, породы значительно изменены.

Наиболее распространенные порфириты в большинстве случаев обладают скрытокристаллической (афанитовой) основной массой с небольшим количеством порфирических выделений плагиоклаза и цветного минерала. Имеются разновидности с массивной и миндалекаменной текстурой. Миндалины выполнены кальцитом, хлоритом, реже кварцем. Основная масса имеет пилотакситовую, гиалопилитовую и реже интерсертальную структуру.

На настоящем этапе изученности этих эффузивных образований района нельзя наметить их соотношений и последовательности излияний. Создается впечатление, что типичные спилиты тяготеют к низам среднекаменноугольной вулканогенной толщи, которая в верхних горизонтах, преимущественно в северной части ее распространения, постепенно обогащается пирокластическим материалом. Территориальная связь всех этих образований, имеющих региональное развитие, позволяет объединить их; по-видимому, это были одновременные излияния основных лав в одной геосинклиальной зоне. Комплекс эффузивных пород прорывается гранитоидами всех интрузивных фаз.

Вулканическая деятельность в среднем карбоне сменилась стадией формирования мощных интрузий гранитоидов. Последние прорывают все отложения, включая среднекаменноугольные, в том числе и зиддинскую свиту, охарактеризованную микрофауной самых низов среднего карбона.

На южном склоне Гиссарского хребта в составе среднекаменноугольного интрузивного комплекса выделяются четыре последовательно проявившихся типа гранитоидов: 1) гранодиориты и кварцевые диориты, 2) турмалиновые граниты, 3) порфировидные граниты и гранодиориты и 4) аплитовидные граниты. Они сопровождаются жильными образованиями, представленными гранит-порфирами, аплитами, пегматитами, лампрофирами и продуктами гидротермальной деятельности — кварцевыми жилами.

Гранодиориты первой интрузивной фазы известны в верховьях рр. Майхура и Сиома, где в известняково-сланцевой толще среднего палеозоя, ближе не определенно, они образуют сравнительно небольшие часто крутонаклонные интрузивные тела, к контактам которых часто приурочены скарны с редкометальным оруденением.

В бассейне р. Варзоб массивы этих гранодиоритов в краевых фазах представлены кварцевыми диоритами; они прорывают толщу основных эффузивов, которая в бассейне р. Каратаг содержит прослой известняков с фауной среднего карбона. Ксенолиты этих гранодиоритов имеются в гранитоидах последующих фаз.

Массивы гранодиоритов этой фазы обычно вытянуты в общем согласно с простираем вмещающих толщ. Площадь их от нескольких квадратных километров до сотен квадратных километров. Макроскопически гранодиориты — серые и зеленовато-серые среднерзистые породы массивного сложения. В состав их входят: зональный плагиоклаз (олигоклаз-андезин № 28—35) до 50%, микроклин с хорошо выраженной двойниковой решеткой 10—15%, цветные минералы — биотит и роговая обманка — до 25%. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, ортит, турмалин, рудные зерна. Структура гранодиоритов гипидиоморфнозернистая.

В эндоконтактах гранодиориты в одних случаях переходят в кварцевые и бескварцевые диориты и даже в габбро (рр. Харангон, Ширкент), в других случаях — в двуслюдяные граниты (р. Майхура). Типичный кварцевый диорит состоит из плагиоклаза-андезина (60%), кварца (15—25%), роговой обманки или биотита (15—25%). Бескварцевые диориты состоят только из плагиоклаза (70%) и роговой обманки (30%). Иногда эти породы образуют в гранодиоритах шлировые выделения с гломерокристаллическими скоплениями цветных минералов.

Габбровая порода эндоконтактной зоны обычно представлена роговообманковой разностью и имеет следующий минералогический состав: плагиоклаз (лабрадор) до 50%, зеленая роговая обманка около 40%. Остальные 10% объема породы составляют биотит с незначительной примесью рудного минерала.

Двуслюдяные граниты состоят из олигоклаза № 25—28 (25—35%), микроклина (25—40%), кварца (20—30%), биотита и мусковита (0,5—12%).

Химическая характеристика гранодиоритов приведена в табл. 16 (ан. 1 и 2).

Турмалиновые граниты являются представителями второй интрузивной фазы. Территориально на южном склоне Гиссарского хребта они связаны с вышеописанными гранодиоритами в бассейнах рр. Варзоб, Кабуты и Якарча. Это небольшие секущие и пластовые интрузии, залегающие в известняково-сланцевой среднепалеозойской толще.

Макроскопически турмалиновые граниты светло-серые, иногда почти белые, с варьирующим количеством турмалина и биотита. Турмалин местами образует крупные гломерокристаллические скопления, что придает породе пятнистый вид. Минералогический состав турмалиновых гранитов следующий: плагиоклаз (олигоклаз № 20—27) 25—40%, микроклин решетчатый (криптопертит) 20—30%, в порфирировых выделениях кварц — до 30%, турмалин 0—20%, биотит присутствует не всегда, местами до 30%. Акцессорные минералы — апатит, очень редко циркон, гранат, топаз и флюорит; вторичные — мусковит, хлорит, серицит, эпидот-цоизитовые минералы, кальцит, рудный минерал.

Структура породы нормальная гипидиоморфнозернистая. Химический состав турмалиновых гранитов приведен в табл. 16 (ан. 3).

Гранитоиды, относящиеся к третьей, главной интрузивной фазе, представлены в основном порфириовидными гранитами и гранодиоритами, реже гнейсо-гранитами. Последние две разно-

Схема магматической деятельности в Центральном Таджикистане

Т а б л и ц а 17

Возраст	Цикл	Этап	Горные породы	Распространение	Форма залегания	Связь с полезными ископаемыми	Примечание
Р (?)	Конечный		II интрузивный комплекс (пермский?); небольшие интрузии:				Пермский (?) возраст интрузивного комплекса принят условно
			щелочные породы (нефелиновые сиениты)	Незначительное Северный склон Гиссарского хребта; Туркестанский хребет, Зеравшанский хребет	Штоки	Сурьмяно-ртутное оруденение? (иногда совместно с мышьяком или свинцом и цинком)	Сурьмяно-ртутное оруденение, возможно, связано с пермскими (?) ультракислыми интрузиями гранитоидов, местами еще не вскрытыми эрозией
			кварцевые порфиры	Незначительное Южный склон Гиссарского хребта	Удлиненные тела, интрузии типа субвулканических	Не установлена	В Зеравшанском, Туркестанском и Каратегинском хребтах указанные магматические породы этих этапов не выделены
			гранит-порфиры	Южный склон Гиссарского хребта	Крутонаклонные удлиненные тела	Плавиковошпато-свинцовое оруденение (?), флюорит (?), свинец	
			граниты красные лейкократовые, ультракислые	Значительно распространены Южный склон Гиссарского хребта	Крутонаклонные удлиненные тела	Молибден, колчеданные залежи (?)	
			Эффузивы кислого состава и их туфы	Значительно распространены Южный склон Гиссарского хребта	Покровы		
			Эффузивы среднего состава и их туфы	Мало распространены Южный склон Гиссарского хребта	Покровы	Не установлена	
С ₃	Поздний		I интрузивный комплекс (среднекаменноуголь-				По возрасту отвечает, вероятно, концу сред-

Pz ₃	C ₂	Вариский	Средний	ный); крупная многократная интрузия серых гранитоидов:				него карбона
				граниты мелкозернистые (аплитовидные)	Распространены нешироко	Дайкообразные и пластообразные тела	Не установлена	
Pz ₂	S ₂ D ₃ +C ₁ (?)	Ранний	Средний	порфиroidные граниты—диориты	Широко распространены в Гиссарском хребте, менее в Каратегинском, Туркестанском и Зеравшанском хребтах	Крутонаклонные удлиненные тела	Олово-вольфрамовое оруденение (скарны); молибден; горный хрусталь; колчеданные залежи (?), медь (?)	По возрасту отвечают, вероятно, низам среднего карбона
				турмалиновые граниты	Распространены нешироко	Крутонаклонные и пластообразные тела	Вольфрамовое оруденение (скарны) ?	
Pz ₁	S ₂	Ранний	Средний	гранодиориты—кварцевые диориты	Распространенные	Крутонаклонные удлиненные тела, штоки	Олово-вольфрамовое и мышьяковое оруденение (скарны)	Возраст точно не установлен, предположительно от D ₃ до C ₁
				Эффузивы основного и среднего состава и их туфы	Широко распространены Южный склон Гиссарского хребта	Покровы, силлы	Не установлена	
Pz ₁	S ₂	Ранний	Средний	Двуслюдяные и мусковитовые граниты (?)	Мало распространены Юго-западные отроги Гиссарского хребта (вне района)	Штоки	Не установлена	Слабо изучены
				Эффузивы основного состава и их туфы	Мало распространены Туркестанский, реже Зеравшанский хребты	Покровы, силлы	Не установлена	
Магматическая деятельность не установлена								

видности встречаются в контактах. Между указанными гранитоидами наблюдаются постепенные переходы. Эти породы широко развиты в южной части Центрального Таджикистана и слагают главным образом приосевую часть Гиссарского хребта. В отличие от гранодиоритов первой интрузивной фазы, они крупнозернистые и обычно порфиоровидные благодаря наличию крупных (2—3 см до 10 см) выделений микроклина или (реже) плагиоклаза.

Возрастные взаимоотношения гранитоидов первых трёх фаз отчетливо устанавливаются в верховьях рр. Майхура и Казнок Западный,

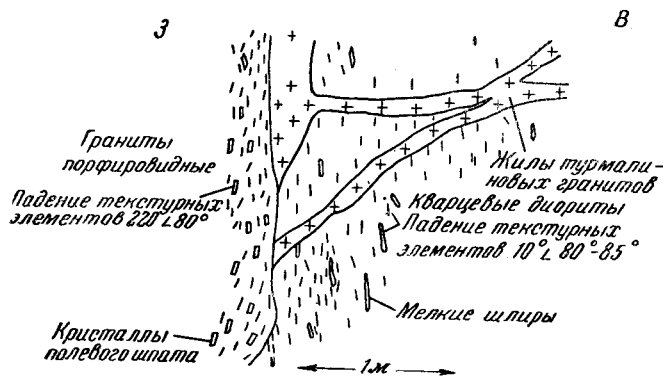


Рис. 57. Интрузивный контакт порфиоровидных гранитов с кварцевыми диоритами. Нижняя часть левого склона северо-западного ледникового цирка р. Майхура

где по крутым резким контактам наблюдается срезание порфиоровидными гранитами гранодиоритов первой фазы с жилами турмалиновых гранитов (рис. 57).

Порфиоровидные граниты макроскопически представляют собой серую крупнозернистую, иногда розоватую породу с крупными порфиоровидными кристаллами полевых шпатов розового или белого цвета. По количественному соотношению цветных минералов выделяются разновидности биотитовые, амфиболо-биотитовые и биотито-гранатовые. Для гранитоидов данной фазы характерно более частое присутствие ортита. По соотношению полевых шпатов и кварца наблюдаются переходы к гранодиоритам.

Главные минералы содержатся в следующем количестве: микроклин 25—40%; плагиоклаз 25—35%, кварц 20—30%, цветные 3—10%. Акцессорные минералы (до 1%) представлены апатитом, сфеном, цирконом, гранатом, ортитом — часто в хорошо образованных крупных кристаллах, турмалином, рудными зернами. Вторичные — хлорит, серицит, эпидот-цоизитовые минералы, кальцит, соссюрит. Структура гранитов порфиоровидная с типичной гипидиоморфнозернистой основной массой.

Гнейсограниты (ортогнейсы) эндоконтактных зон по минералогическому составу соответствуют гранитам или гранодиоритам, в которые они постепенно переходят. Структура в некоторых случаях реликтовая гипидиоморфнозернистая, гранобластическая или порфиробластическая с гранобластической основной массой. Имеются биотитовые

гнейсы, амфиболо-биотитовые, гранатовые и плагиогнейсы. Эти породы обычно наблюдаются в контакте гранитов с известняково-сланцевой толщей среднего палеозоя. Ширина полосы ортогнейсов достигает 1,5—2 км.

Гранодиориты третьей (главной) интрузивной фазы представляют собой породы приконтактной полосы гранитной интрузии, часто наблюдающиеся вдали от области распространения эруптивных брекчий, в контакте с известняками и сланцами силурийской толщи. Макроскопически они относительно светлые зеленовато-серые, с неравномерным распределением цветных минералов (биотита и роговой обманки) и крупных выделений полевых шпатов (микроклина или среднего плагиоклаза).

Количественные соотношения минералов в гранодиоритах следующие: плагиоклаз (олигоклаз № 26—29 — у краев и андезин № 37—40 — в ядрах) слагает 30—45% породы; микроклин 20—40%, кварц 5—15%, биотит и амфибол 10—35%, биотита всегда больше, чем амфибола. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон, часто встречается ортит, иногда гранат и рудный минерал. Из вторичных характерны хлорит, серицит, минералы эпидот-цоизитовой группы и продукты разложения полевых шпатов и цветных минералов. Структура порфировидная с гипидиоморфнозернистой основной массой. Текстура обычно параллельно-линейная, реже (в эндоконтактах) полосчатая и гнейсовидная.

Гибридизированные породы приконтактной полосы представлены кварцевыми диоритами и сиенито-диоритами. В кварцевых диоритах обращает на себя внимание относительно большое количество кварца в ассоциации с довольно основным плагиоклазом (№ 40) и значительное содержание роговой обманки. Биотит развит в меньшем количестве. Сиенито-диориты обнаруживают постепенные переходы к кварцевым диоритам. Они состоят из плагиоклаза (андезина № 40), иногда сдвойникового по периклиновому закону; микроклина, часто с пятнисто-полосчатыми пергитами, нередко с большим количеством пойкилитовых вrostков роговой обманки и пироксена; плагиоклаза и биотита; кварца; роговой обманки, нередко синевато-зеленоватых тонов; диопсида в пойкилитовых вrostках в микроклин и в роговой обманке; местами диопсид встречается в основной массе породы (до 5—7%). Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон — присутствуют в повышенном количестве до 3—4%. Структура сиенито-диоритов нередко роговиковая, иногда наблюдается пойкилобластическая.

Гибридизированные породы особенно широко распространены в зоне развития эруптивных брекчий в контакте с основными эффузивами среднего карбона.

Химический состав гранитоидов третьей (главной) интрузивной фазы показан в табл. 16 (ан. 4, 5, 6).

Интрузия гранитоидов третьей (главной) фазы, занимающая обширную площадь, согласно данным структурного анализа, представляет собой продольное крутонаклоненное, в общем асимметричное пластообразное тело с преимущественным, но непостоянным падением к северу при общем несогласном характере контактов. Из полезных ископаемых с гранитоидами третьей фазы связаны главным образом вольфрамовые скарново-рудные проявления.

Аплитовидные граниты четвертой фазы среднекаменнугольного интрузивного комплекса территориально связаны с порфировидными гранитами предшествующей фазы. Они залегают в виде сравнительно небольших крутопадающих узких вытянутых дайкообраз-

ных тел или в виде пластообразных тел, приуроченных к плоскостям пологих трещин среди гранитоидов главной фазы. Интрузии этих гранитов пользуются относительно небольшим распространением главным образом в Варзобском и Гармском районах.

По внешнему виду аплитовидные граниты серые, лейкократовые, иногда розоватые, равномернозернистые и мелкозернистые, местами с порфиroidной структурой и нередко пегматоидным характером. Минералогический состав: микроклина до 55%, плагиоклаза (№ 10—15) до 10%, кварца 30%, биотита вместе с вторичными минералами — хлоритом и мусковитом не более 2—3%. Акцессорные минералы — апатит, циркон, реже сфен. Структура гипидиоморфнозернистая, переходная к аллотриоморфнозернистой, нередко катакластическая. Текстура массивная. Химический состав приведен в табл. 16 (анализ 7). Рудных проявлений, связанных с этими интрузиями, не встречено.

В западном Каратегине по наблюдениям С. К. Овчинникова и А. Т. Тарасенко в 1948 г. среди гранитоидов, как и в Гиссарском хребте, наблюдается следующая относительная последовательность: кварцевые диориты, порфиroidные граниты, аплитовидные граниты. Наибольшим распространением пользуются порфиroidные граниты. Тела их имеются в парагнейсах и в кристаллических сланцах Каратегина. По петрографическим особенностям Каратегинские гранитоиды, в частности порфиroidные граниты, несколько отличны от Гиссарских и характеризуются следующими основными отличительными признаками:

- 1) пестрота состава пород, отличающихся по минералогическому составу, структуре и текстуре;
- 2) в контактовых зонах наблюдается мигматизация как в виде послонной инъекции, так и в виде интрузивной брекчии; в некоторых случаях затруднительно определение границы эндо- и экзоконтактной зоны;
- 3) отчетливые признаки интенсивной ассимиляции вмещающих пород;
- 4) нередко наличие значительного количества ортогнейсов в участках мигматизации.

Магматизм верхнего карбона. Магматическая деятельность в верхнем карбоне, известная на южном склоне Гиссарского хребта, имела только экструзивный характер и была мало активной. Она проявилась в мало мощных излияниях эффузивов среднего состава и в накоплении их туфов. Как и среднекаменноугольные эффузивы, местами верхнекаменноугольные эффузивы представлены зеленокаменными породами.

Верхнекаменноугольные отложения, охарактеризованные фауной низов верхнего карбона и содержащие указанные вулканогенные породы, обнажаются главным образом в бассейнах рр. Лючоб и Ханака. Выходы их имеются также в бассейне р. Каратаг и в нижнем течении р. Майхура, в последнем случае в сланцах найдены растительные остатки. В более северных районах Центрального Таджикистана отложения верхнего карбона не выделены из верхнепалеозойской толщи.

Незначительное распространение и малая мощность прослоев вулканогенных пород среди осадочной толщи свидетельствуют о периодичности и непродолжительности магматического процесса в этот период.

Магматизм перми. Пермский период вновь ознаменовался интенсивной магматической деятельностью, в начале эффузивной, затем интрузивной. Состав лав этого периода резко отличается от состава подобных пород среднего карбона и изменяется в сторону повышения кислотности.

Эффузивная деятельность выразилась в мощных излияниях кислых эффузивов и в накоплении их туфов. Породы представлены кварцевыми порфирами, туфами и весьма своеобразными туфоловами, перемежающимися между собой. Обычно все они имеют кирпично-красный цвет и располагаются главным образом на водоразделах в виде мощного (до 1000 м) покрова, почти горизонтально лежащего на толще дислоцированных верхнекаменноугольных отложений, охарактеризованных фауной. В породах покрова нередко наблюдается столбчатая отдельность, эффектно выделяющаяся в ступенчатых обрывах (междуречье Варзоб, Лючоб-Ханака). Местами кислые эффузивы присутствуют в тектонических клиньях.

Глубоким современным размывом вскрыты подводящие каналы к покрову кислых эффузивов, ширина которых в бассейне р. Лючоб, вблизи пер. Ширатала, достигает нескольких десятков метров. Они заполнены своеобразными розовыми порфир-туфовыми породами или туфоловами и образуют несколько крутонаклонных тел. Очевидно, эти каналы служили путями трещинных излияний кислых эффузивов.

Кварцевые порфиры представляют собой кирпично-красные и бурые афанитовые породы с скрытокристаллической основной массой, с порфиrowыми выделениями кварца и полевых шпатов (нерешетчатый микроклин и альбит-олигоклаз), реже биотита. Количество вкрапленников достигает 50%, размер их 1—1,5 мм. Структура основной массы часто фельзитовая с нередко наблюдающейся флюидалностью. Среди акцессорных встречается ортит.

Химический анализ кварцевого порфира приведен в табл. 16 (анализ 11).

Туфы чередуются с покровами кварцевых порфиров; среди них встречаются грубообломочные породы или туфобрекчии и пепловые плотные тонкослоистые разновидности. В обломках туфов наблюдаются кварцевые порфиры, эффузивы основного состава и осадочные породы: песчаники, сланцы, известняки; в крупных обломках последних найдена микрофауна среднего корбона.

Затухание пермской (?) эффузивной деятельности выразилось в накоплении маломощных прослоев туфов и туфогенных песчаников среди конгломератов так называемой ханакинской свиты (P_2 ?). Последняя представлена преимущественно конгломератами, состоящими из обломков пород покрова кислых эффузивов.

Интрузивная деятельность пермского периода характеризуется в Гиссарском хребте внедрением красных лейкократовых гранитов, а также гранит-порфиров (бассейны рр. Варзоб и Диямалик) и кварцевых порфиров (бассейн р. Лючоб). Все эти породы в большинстве случаев имеют красную окраску. Пермский возраст их определяется условно (Овчинников, 1946). К пермскому (?) же интрузивному комплексу предположительно относятся и щелочные породы.

Лейкократовые красные граниты образуют апофизу в нижнюю часть покрова пермских (?) кислых эффузивов и прорывают все отложения, включая верхнекаменноугольные (бассейн р. Каратаг); мезозойские осадки лежат на их размытой поверхности. В красных гранитах встречаются ксенолиты гранитоидов более ранних интрузивных фаз и основных эффузивов.

Макроскопически описываемые граниты отличаются кирпично-красной или мясо-красной равномерной окраской. Текстура массивная,

равномернозернистая. В состав их входят: ортоклаз, иногда без двойниковой решетки, микроклин (микропертит-пятнистый или ключевидно-пятнистый) 35—50%, плагиоклаз-альбит или альбит-олигоклаз 15—20%, кварц 30—35%, биотит редко до 5%. Акцессорные минералы — апатит, циркон, реже ортит. Структура пород гипидиоморфнозернистая с участками пойкилитовой гранулитовой, аллотриоморфнозернистой и пегматитовой. По химическому составу они, как и пермские эффузивы, ультракислые (см. табл. 16, анализы 8 и 9).

Особенности внутреннего строения массивов и их структурные соотношения с вмещающими породами могут характеризовать эти интрузии как продольные несимметричные крутонаклонные дайкообразные тела с преобладающим падением к северу.

Геологические данные позволяют выделить ультракислые красные граниты в отдельную фазу пермского (?) интрузивного комплекса. В сопровождающем их дайковом комплексе имеются лампрофиры, аплиты, кварцевые порфиры и кварцевые жилы. Из полезных ископаемых в красных гранитах и в некоторых их жильных дериватах (аплитах) наблюдалось только рассеянное молибденовое оруденение.

Г р а н и т - п о р ф и р ы, слагающие гипабиссальную интрузию (бассейны рр. Варзоб—Диамалик), весьма близки к пермским (?) красным гранитам и эффузивным кварцевым порфирам как по минералогическому составу, так и по облику сравнительно мало измененных пород красноватой окраски. Возрастные соотношения их с другими интрузивными породами недостаточно выяснены (Никитин, 1941). Возможно, что среди гранит-порфиров в бассейне р. Варзоб имеются гранитоиды и других интрузивных фаз. Жилы гранит-порфиров наблюдаются в красных пермских (?) гранитах (верховье бассейна р. Ханака). В гранит-порфирах содержатся ксенолиты прорываемых ими основных эффузивов среднего карбона. На размытой поверхности описываемой интрузии лежат мезозойские отложения. По форме это также крутонаклонное тело.

В состав порфировидных выделений гранит-порфиров входят: калинатровый полевой шпат (в порфировых выделениях до 1—2 см в поперечнике), плагиоклаз-олигоклаз № 18—20, кварц и биотит. Структура основной массы микрогранитовая с переходами в фельзитовую. Химический состав приведен в табл. 16 (анализ 10).

С гранит-порфирами территориально связана незначительная флюоритовая и галенитовая минерализация, приуроченная к брекчированным зонам в этих гранитоидах (р. Диамалик).

К в а р ц е в ы е п о р ф и р ы слагают небольшие тела типа субвулканических интрузий и даек; они располагаются вблизи пермского (?) покрова кислых эффузивов, лежащих на размытой поверхности среднекаменноугольных основных эффузивов, в которых находятся эти интрузивные тела (р. Лючоб). Распространение кварцевых порфиров незначительное, и они мало исследованы.

Щ е л о ч н ы е п о р о д ы известны в Туркестанском и Зеравшанском хребтах, а также на северном склоне Гиссарского хребта. По составу они отвечают нефелиновым, канкринитовым и содалитовым сиенитам. Известны также щелочные сиениты (Актерек, Гориф), не содержащие нефелина и его заместителей (Никитин, 1935, 1939). На южном склоне Туркестанского хребта встречаются гибридизированные щелочные породы, образовавшиеся при воздействии нефелино-сиенитовой магмы на ксенолиты габбро-диорита.

Очень большим разнообразием отличаются щелочные породы в районе оз. Искандеркуль (бассейн р. Арг). Среди них имеются различные сиениты: нефелиновые, нефелин-анальцимовые, канкринитовые, альбитовые, кроме того, наблюдаются сиенит-порфиры, нефелин-сиенитовые порфиры, анальцимовые сиенит-порфиры, тингуаит-порфиры. Среди жильных пород там присутствуют меланократовые тешениты (щелочные габброиды—весьма редкие породы, встреченные здесь впервые) и трахиты. Так же впервые встречены щелочные эффузивы, представленные эссекситовыми диабазами (район пер. Дукдон), правда, залегание их недостаточно ясно, распространение незначительное. Искандеркульские щелочные интрузии небольших размеров, они прорывают известняки девона и сланцевую толщу, по всей вероятности, среднедевонского возраста.

По возрасту щелочные породы считаются (Никитин, 1936, 1939) самыми молодыми верхнепалеозойскими магматическими образованиями. Эти породы в описываемой области еще недостаточно изучены.

Метаморфизм. В связи с распространением на территории Центрального Таджикистана отложений весьма разнообразного возраста, неоднократно испытывавших влияние интрузий и тектонических напряжений, в этой области широко развиты процессы метаморфизма. Изучение процессов метаморфизма сильно затрудняется наложением друг на друга различных его типов. Так, на процессы регионального метаморфизма и разновозрастного контактового были наложены процессы дислокационного метаморфизма, обусловленного варисским тектогенезом.

Контактовый метаморфизм выражен с наибольшей силой и в наиболее многочисленных формах его проявлений. В зависимости от вещественного состава вмещающих интрузии осадочных или вулканогенных толщ, а также вследствие наложения других типов метаморфизма, в контактовых ореолах возникли чрезвычайно разнообразные и сложные по своему генезису метаморфические образования. Например, в осевой части Туркменского хребта в контактном ореоле гранитоидных интрузий образовались инъекционные гнейсы, различные кристаллические сланцы, роговики и грейзенизированные породы (Никитин, 1933, 1936).

В Зеравшанском хребте в связи с его бедностью магматическими породами явления контактового метаморфизма выражены значительно слабее. Там из контактовых образований встречаются различные роговики, мраморы (верховья р. Зеравшан) и скарны (Такфон, Шинк, Сарымат). В Гиссарском хребте из контактово-метаморфических пород довольно широким распространением пользуются скарны. Они приурочены к контактному ореолу Гиссарского интрузива гранитоидов (Никитин, 1942). Встречаются скарны и в пределах самого Гиссарского интрузива там, где имеются крупные ксенолиты известняков (приводораздельная часть Гиссарского хребта). Форма скарновых тел разнообразна: линзы, пластообразные залежи, жильные тела, штокверки и тела самой причудливой формы. Мощность скарновых тел обычно невелика, и только редкие из них достигают десятков метров мощности, а по протяженности — сотен метров.

Минералогический состав скарнов в общем довольно разнообразен, но преобладающими являются пироксеновые и гранатовые скарны с переходными между ними разновидностями. Со скарнами Гиссарского хребта связано редкометальное оруденение. В этих скарнах известен довольно редкий минерал аксинит. Кроме скарнов, в Гиссарском хребте развиты и другие контактово-метаморфические породы.

Гибридные образования характерны для эндоконтактных зон интрузивных пород. Процесс гибридизации связан с ассимиляцией магмой вмещающих пород, главным образом основных эффузивов среднего карбона (спилитов). Характерной чертой гибридизированных пород является неоднородность их минералогического состава и структуры, быстрая изменчивость их особенностей на небольших расстояниях. Распространены эти породы не широко, что указывает на незначительную роль процессов ассимиляции. В гранитоидах Гиссарского хребта, кроме гибридизации, наблюдаются явления катаклаза и милонитизации, также имеющие узко локальный характер распространения.

В щелочных породах южного склона Туркестанского хребта процессы гибридизации описаны И. К. Никитиным (1939). По мнению последнего, щелочные гибридизированные породы произошли при воздействии нефелин-сиенитовой магмы на габбро-диориты. Подобно метасоматозу в нефелиновых сиенитах здесь также наблюдаются постепенные переходы от неизмененного габбро-диорита до типичного нефелинового сиенита через различные гибридные образования.

Типичные гибридные образования представляют собой среднезернистую темную породу массивного сложения. В ее состав входят гранат, везувиан, зеленый биотит, альбит и примеси других минералов. В гибридных разностях, мало удаленных от габбро-диорита, видно, что гранат развивается на месте плагиоклаза. В то же время гранат встречается в нефелиновых сиенитах, указывая на полную ассимиляцию нефелин-сиенитовой магмой габбро-диорита.

Автометаморфизм в гранитоидах нормального ряда выражен в изменении полевых шпатов и цветных минералов. Для плагиоклаза отмечается мирмекитизация и серицитизация, для микроклина — пелитизация, альбитизация и образование пертитовых структур. Последние встречаются довольно часто, но не повсеместно и различны для гранитоидов среднекаменноугольного и пермского интрузивных комплексов. Цветные минералы подвергаются хлоритизации, мусковитизации, соссуритизации; роговая обманка осветляется.

Автометаморфизм щелочных пород под влиянием процессов пневматолитизации отмечается И. К. Никитиным (1939) в биотитовых и в биотитовороговообманковых нефелиновых сиенитах (рр. Рокшиф и Тагобысобак). Этот процесс выражается в метасоматическом замещении первичных минералов, наблюдаемом в различных стадиях. Замещению интенсивнее всего подвергались нефелин и микроклин. Нефелин замещен преимущественно канкринитом, значительно реже содалитом. Альбитизация микроклина выражена с поразительной отчетливостью и наблюдается в различных стадиях (от начальной до конечной). Процессы замещения нефелина и микроклина обычно идут параллельно. В результате из нефелиновых сиенитов, полевошпатовая составная часть которых представлена преимущественно микроклином, образуются канкринитовые, содалитовые и канкринитово-содалитовые сиениты, в которых микроклин в значительной мере или полностью замещен альбитом.

Из других изменений магматических пород следует указать на грейзенизацию, широко развитую в гранитоидах Туркестанского хребта. При этом процессе имел место значительный привнос бора, что привело к обогащению пород турмалином. В гранитоидах Гиссарского хребта грейзенизация широкого распространения не имеет.

Минералого-геохимические особенности магматических комплексов южного склона Гиссарского хребта

Как показано выше, формирование магматических комплексов Гиссарского плутона происходило в несколько фаз. А. Т. Тарасенко выделяет четыре фазы: 1) диориты и гранодиориты (γ_1); 2) турмалиновые граниты (γ_2); 3) порфиroidные граниты и гранодиориты (γ_3); 4) аплитовидные граниты (γ_4). Поскольку турмалиновые граниты, пользующиеся в Южном Гиссаре весьма ограниченным распространением, по времени проявления очень близки к диоритам и гранодиоритам, эти интрузивные образования объединяются в одну фазу. Минералого-геохимическая характеристика Гиссарского плутона приводится для трех фаз: 1) диориты, гранодиориты и турмалиновые граниты, γ_1 , 2) порфиroidные граниты и гранодиориты — γ_2 и 3) аплитовидные граниты — γ_3 .

Гиссарские гранитоиды, начиная от диоритов и кончая аплитовидными гранитами и жильными гранит-порфирами, характеризуются значительным содержанием кварца (табл. 18). Породы главной фазы γ_2 отличаются явным преобладанием плагиоклаза (олигоклаза) над микроклином. Во всех породах постоянно присутствует биотит, содержание которого в разных частях интрузивного тела различно.

Таблица 18

Средние содержания породообразующих минералов в породах Гиссарского массива (в %)

Фазы		Кварц	Плагио- клаз	Микро- клин	Биотит	Роговая обманка
γ_1		29,0	58,5	—	7,0	4,1
γ_2	Нормальный тип пород	29,6	38,1	28,0	4,3	—
	Приконтактные участки с известковистыми породами	33,4	44,1	19,0	6,5	—
	Приконтактные участки с основными эффузивами	28,8	58,8	—	0,8	9,8
γ_3		30,6	9,8	57,3	2,3	—

Гиссарские гранитоиды характеризуются определенной ассоциацией акцессорных минералов — ортит, апатит, циркон, торит и флюорит (табл. 19).

Характерно отсутствие во всех породах титанита. Даже в диоритах обычно содержащих значительные количества этого минерала, не устанавливается заметного его содержания. Важной особенностью Гиссарского массива является повышенное содержание в его породах ортита. Этот минерал в тяжелых фракциях пород занимает ведущее положение (табл. 20). В тех или иных концентрациях он присутствует в диоритах, гранодиоритах, аплитовидных гранитах жильных гранит-порфирах; не обнаружен вблизи контактов гиссарских гранитоидов с основными эффузивами.

Таблица 19

Средние содержания аксессуарных минералов в породах Гиссарского массива (в %)

Фазы	Циркон	Апатит	Титанит	Ортит	Магнетит*	Торит	Галенит	Пирит	Тяжелая фракция	
γ_1	0,015	0,01	0,001	0,005	—	—	+	+	0,31	
γ_2	Нормальный тип	0,03	0,06	0,001	0,08	0,01	0,001	0,001	Ед. зн.	0,172
	Приконтактные участки с известковистыми породами	0,025	0,03	0,003	0,06	1,0	Ед. зн.	Ед. зн.	0,008	0,118
	Приконтактные участки с основными эффузивами	0,03	0,10	—	—	1,4	Ед. зн.	—	0,001	0,130
γ_3	0,004	0,015	+	0,009	—	Ед. зн.	Ед. зн.	+	0,028	
Жильные гранит-порфиры	0,015	0,014	—	0,06	0,2	—	Ед. зн.	0,33	0,089	

* В контакте с основными эффузивами кварцевые диориты и диориты γ_1 (Харангон) содержат от 0,2 до 2,5% магнетита. Вблизи контактов с известняками появляется шеелит.

Таблица 20

Соотношение аксессуарных минералов в тяжелых фракциях пород Гиссарского массива (в %)

Фазы	Циркон	Апатит	Ортит	Флюорит	
γ_1	50,0	33,0	17,0	Ед. зн.	
γ_2	Нормальный тип	17,7	35,3	47,0	Ед. зн.
	В контакте с известковистыми породами	21,7	26,1	52,2	Ед. зн.
	В контакте с основными эффузивами	23,0	77,0	—	Ед. зн.
γ_3	13,3	50,0	30,0	6,7	
Жильные гранит-порфиры	16,8	15,8	67,4	Ед. зн.	

Для пород Гиссарского массива характерна более или менее равномерная распространенность в них торита, довольно постоянное присутствие галенита. Количество пирита возрастает в контактах с известковистыми породами или основными эффузивами.

Таким образом, массив в целом и его жильные проявления относятся к торит-ортитовому типу гранитоидов, диориты первой фазы — к апатит-цирконовому, а аплитовидные граниты третьей фазы — к апатитовому типу.

Отдельные минералы пород Гиссарского массива характеризуются определенными химическими особенностями, отражающими общие геохимические черты интрузии.

Биотит главной фазы интрузии γ_2 отличается повышенным содержанием иттрия, свинца и цинка. Характерно отсутствие в биотите из диоритов первой фазы примеси никеля, столь характерного для железомagneзиальных слюд.

В роговой обманке обнаруживаются повышенные концентрации иттрия, олова и свинца. В контактовых участках с основными эффузивами она характеризуется более высоким содержанием марганца, никеля, кобальта и титана.

Циркон из пород главной фазы отличается относительно высоким содержанием редких и редкоземельных элементов. В аплитовидных гранитах третьей фазы он характеризуется еще более высокими концентрациями этих элементов; кроме того, в его структуре обнаруживаются ниобий и тантал.

Титанит встречается редко и поэтому недостаточно изучен. По имеющимся данным титаниты из гранитоидов главной фазы (γ_2) содержат в несколько повышенных концентрациях молибден и германий.

Магнетит исследован из пород приконтактных участков, а также из жильных гранит-порфиров. В магнетитах из гранитоидов приконтактных участков с основными эффузивами обнаруживается повышенное содержание ванадия и титана, а из жильных гранит-порфиров — кобальта, хрома, молибдена и олова.

Пирит жильных гранит-порфиров характерен повышенным содержанием свинца и цинка.

Тяжелые и электромагнитные фракции пород первой и главной фаз формирования интрузии отличаются высокой концентрацией лантана, иттрия, олова, германия и галлия. В следующей, третьей фазе определяется дополнительно ниобий.

В тяжелых и электромагнитных фракциях жильных гранит-порфиров намечается другая ассоциация «малых» элементов: лантан, свинец, кобальт, цинк, серебро висмут, олово (табл. 21).

Исследование содержания «малых» элементов в минералах пород разных фаз формирования интрузии позволяет следить за их поведением во времени. Так, для пород Гиссарского массива характерны в основном три элемента: лантан, иттрий и олово. Более поздние образования, например жильные гранит-порфиры, отражают особенности как первых фаз (La, Y, Sn), так и более молодых фаз магматической деятельности.

Основные эффузивы среднего карбона обладают рядом особенностей. Значительным развитием в них пользуются эпидот и минералы, содержащие железо: магнетит (0,6%), гематит (0,55%) и пирит (0,005%). Совершенно отсутствует титанит. В ничтожных концентрациях представлены апатит (0,003%) и циркон (0,001%). По количественному соотношению перечисленных минералов породы относятся к апатитовому типу.

Таблица 21

Ассоциации элементов, наиболее характерные для отдельных минералов и фракций из пород Гиссарского массива

Минералы	Главная фаза интрузии (γ_2)	Аплитовидные граниты (γ_3)	Жильные гранит-порфиры
Биотит	Y, Pb, Zn	—	—
Роговая обманка	Y, Sn, Pb	—	—
Циркон	TR	TR, Y, Nb, Ta	—
Ортит	TR	TR	—
Титан	Mo, Ge	—	—
Магнетит	—	—	Co, Cr, Mo, Sn
Тяжелые и электромагнитные фракции	La, V, Sn, Ge, La	La, Nb, Sn	La, Pb, Co, Zn, Ag, Bi, Sn

Спектральным анализом в отдельных минералах и фракциях основных эффузивов установлены следующие «малые» элементы:

1) в роговой обманке — марганец, никель, кобальт, титан, ванадий, хром, медь и галлий; марганец, никель, кобальт и хром обнаруживаются в несколько повышенных количествах;

2) апатит обогащен железом, марганцем и медью; в нем не определяются такие обычные для этого минерала элементы, как итрий и лантан.

3) в магнетите определены марганец, никель, титан, ванадий, медь, свинец и галлий; титан и ванадий фиксируются в значительных количествах, поэтому можно считать, что в основных эффузивах Южного Гиссара развиты титаномагнетиты. Магнетит характеризуется, кроме того, повышенным содержанием магния и кальция;

4) в электромагнитных фракциях спорадически обнаруживаются высокие концентрации марганца и хрома.

После внедрения Гиссарской интрузии имел место интенсивный размыв гранитоидов, основных эффузивов среднего карбона и более древних пород. В результате сформировались отложения верхнего карбона, представленные конгломератами, песчаниками и сланцами. На размытую поверхность дислоцированных отложений верхнего карбона и более древних пород несогласно ложатся мощные покровы нижнепермских кислых эффузивов.

Е. Н. Горецкой, Н. К. Морозенко и Е. А. Худобиной эти эффузивы расчленены на три толщи: 1) фельзитовую (200—300 м), 2) дацитовую (300—400 м) и 3) липаритовую (200—300 м).

Фельзитовые порфиры и их туфолавы являются довольно распространенными образованиями нижней перми. При исследовании протолочек устанавливаются следующие характерные для них акцессорные минералы: циркон, флюорит, апатит, анатаз, барит, гематит и пирит. Спорадически встречаются галенит, сфалерит, каламин, смитсонит, малахит, магнетит, гранат. Таким образом, для этих пород характерна совершенно иная ассоциация акцессорных минералов, чем для пород Гиссарского массива. В них резко (в 100 раз) по сравнению с нормальными гиссарскими гранитоидами повышена концентрация железосодержащих акцессорных минералов, причем железо присутствует почти исключительно в виде гематита. Обращает на себя внимание отсутствие даже в виде единичных зерен титанита и ортита.

По количественному соотношению минералов в тяжелой фракции (флюорита 54,5%, циркона 45,5%) фельзитовые порфиры могут быть отнесены к циркон-флюоритовому типу. Необходимо отметить, что карагаские (такабошские) фельзитовые порфиры несколько отличаются от аналогичных пород, развитых по рр. Ханака и Лючоб. В них довольно постоянно обнаруживаются галенит, сфалерит и продукты их окисления. Кроме того, на Такабоше в значительной степени развит ильменит.

Ничтожные концентрации аксессуарных минералов в изученных породах не позволили отобрать материал для анализа. Пришлось ограничиться исследованием электромагнитных фракций, содержание которых в породе достаточно для спектроскопического исследования.

Биотит в фельзитовых порфирах распределен неравномерно и содержится в количестве меньше 1%. Спектральным анализом в биотите из фельзитовых порфиров Такабоша определены марганец, титан, ванадий, цирконий, медь, свинец, цинк, галлий и барий, присутствующие в обычных для железисто-магнезиальных слюдконцентрациях.

Пирит присутствует постоянно, но распределен крайне неравномерно. Среднее содержание его в породе равно 0,006%. Спектральным анализом в нем устанавливаются марганец, титан, цирконий, медь, свинец и олово, в количествах обычных для пиритов, за исключением олова, которое, возможно, образует несколько более высокие концентрации.

Тяжелые фракции фельзитовых порфиров представлены цирконом, апатитом, галенитом, баритом, пиритом. Спектральным анализом в этих минералах устанавливается повышенное содержание бария. Электромагнитные фракции состоят главным образом из гематита, лимонита по гематиту, окисленного пирита, ильменита, гранита и эпидота.

При спектроскопическом исследовании пород устанавливаются: постоянно — марганец, титан, ванадий, молибден, цирконий, медь, свинец, олово, галлий; спорадически — никель, кобальт, цинк, барий; последние два присутствуют в повышенных количествах.

Дацитовые порфиры слагают средние горизонты нижнепермской эффузивной толщи. Из аксессуарных минералов в них встречены: циркон, флюорит, апатит, гематит, галенит, барит, пирит, эпидот, лейкоксен, анатаз, ильменит, каламин, смитсонит, гранат и магнетит. Постоянно присутствуют только флюорит, циркон, апатит, гематит, пирит, ильменит, эпидот. Соотношение минералов в тяжелой фракции следующее: флюорита 45,5%, циркона 36,4%, апатита 18,1%, что позволяет отнести дацитовые порфиры к цирконо-флюоритовому типу.

Описываемые породы характеризуются значительной (около 4%) концентрацией железосодержащих минералов (окислов и сульфидов). По сравнению с фельзитовыми порфирами в них более чем в десять раз больше пирита, концентрация которого в дацитовых порфирах заметно превышает среднее содержание его во многих интрузивных и эффузивных породах. Следует указать на крайне неравномерное распределение ильменита. В дацитовых порфирах Такабоша содержание его достигает значительной величины, в таких же породах по р. Ханаке ильменита заметно меньше, причем в них обнаруживаются относительно высокие концентрации гематита.

В описываемых породах отмечается постоянное присутствие эпидота, который так же, как кварц и кальцит, развит в жилах, рассекающих породу. По сравнению с фельзитовыми порфирами дацитовые порфиры отличаются несколько большим содержанием апатита. В них совершенно отсутствуют титанит, ортит и другие редкоземельные минералы. Магне-

тит встречается спорадически, в некоторых случаях содержание его достигает 0,8%.

Таким образом, дацитовые порфиры характеризуются теми же минералого-геохимическими особенностями, что и фельзитовые порфиры. Они содержат одну и ту же ассоциацию акцессорных минералов и относятся также к циркон-флюоритовому типу. Значительное содержание в дацитовых порфирах пирита свидетельствует о том, что они образовались в несколько иной геологической обстановке, чем фельзитовые порфиры.

Из-за незначительного содержания тяжелой фракции спектральному исследованию подвергалась электромагнитная фракция. Полученные данные подтверждают результаты минералогического изучения этой фракции, которая состоит в основном из гематита, окисленного пирита и ильменита.

Спектральным анализом в электромагнитных фракциях дацитовых порфиров установлены: марганец, никель, кобальт, ванадий, молибден, цирконий, медь, свинец, серебро, висмут, мышьяк, цинк, олово, галлий и барий. Постоянно и в обычных концентрациях обнаруживаются марганец, ванадий, цирконий, медь, свинец, олово и галлий. В отличие от фельзитовых порфиров не всегда присутствует молибден.

Характерно, что в электромагнитной фракции дацитовых порфиров Южного Гиссара, несмотря на значительные концентрации титана, совершенно не обнаруживается ниобий. Следовательно, этот элемент не является типоморфным для изученных пород; он встречается в них в резко пониженных концентрациях по сравнению со средним содержанием его в кислых породах.

Липаритовые порфиры и их туфолавы слагают верхние горизонты нижнепермской эффузивной толщи. Для них характерна следующая ассоциация акцессорных минералов: флюорит, циркон, галенит, пирит и апатит. Эти минералы присутствуют довольно постоянно. Кроме того, относительно часто обнаруживаются барит, гематит, сфалерит, ильменит и анатаз. В тяжелой фракции преобладает флюорит (флюорита 82%, циркона 9%, галенита 9%). Количество циркона в описываемых породах в пять раз меньше, чем в фельзитовых порфирах, и в 30 раз меньше, чем в гиссарских гранитоидах. Концентрация галенита по сравнению с фельзитовыми и дацитовыми порфирами заметно возрастает.

Необходимо указать на почти полное отсутствие магнетита, значительное содержание гематита и пирита.

Спектрографически в биотите устанавливается значительное преобладание железа над магнием. Характерно отсутствие в нем кальция, что является довольно редким случаем. Никель, кобальт и медь в биотите липаритовых порфиров и их туфолав даже на пределе чувствительности метода не обнаружены.

Спектрографически в пиритах из липаритовых порфиров установлены: свинец, цинк, серебро, мышьяк, сурьма, висмут, молибден и олово, присутствующие в повышенных концентрациях.

Тяжелая фракция липаритовых порфиров состоит обычно из циркона, пирита, галенита, сфалерита и барита. Характерными элементами тяжелой фракции являются: свинец, серебро, сурьма, мышьяк, цинк, барий, стронций и молибден. В электромагнитную фракцию входит основная часть тяжелых минералов породы: гематит, лимонит, окисленный пирит и ильменит. Спектроскопически в этих минералах обнаружена та же ассоциация характерных для липаритовых порфиров элементов: молибден, свинец, серебро, сурьма, мышьяк, цинк, барий.

На основании вышеизложенного можно дать следующую минерало-геохимическую характеристику нижнепермской толщи кислых эффузивов Южного Гиссара.

1. Кислые эффузивы нижней перми на всех этапах своего формирования характеризуются определенной ассоциацией аксессуарных минералов, из которых главными и постоянно встречающимися являются: флюорит, циркон, апатит, пирит, гематит. Довольно часто устанавливаются галенит, сфалерит, барит. Обращают на себя внимание низкие концентрации циркона, апатита, магнетита (табл. 22) по сравнению с содержа-

Таблица 22

Среднее содержание аксессуарных минералов в кислых эффузивах нижней перми Южного Гиссара (в%)

Породы	Циркон	Апатит	Анагаз	Флюорит	Барит	Галенит	Сфалерит	Каламин	Смитсонит	Малахит	Магнетит	Гематит + лимонит	Ильменит	Пирит	Эпидот	Гранат
Фельзитовые порфиры и их туфолавы	0,005	0,001	Ед. зн.	0,005	0,001	+	+	+	+	+	+	0,12	+	0,006	+	+
Дацитовые порфиры и их туфолавы	0,004	0,002	Ед. зн.	0,005	+	+	+	+	+	+	+	0,2	0,12	0,08	0,5	+
Липаритовые порфиры и их туфолавы	0,001	0,001	Ед. зн.	0,009	++	0,001	++	+	+	+	-	?	?	0,006	+	+

нием их в гранитоидах Гиссарского массива. Одновременно отмечаются значительно более высокие содержания флюорита, барита, галенита, сфалерита, пирита, гематита. В нижнепермских кислых эффузивах не устанавливаются, даже в виде единичных зерен, торит, ортит, титанит и шеелит, встреченные в среднекарбонных интрузивных образованиях.

Каждый горизонт нижнепермской эффузивной толщи имеет свои особенности. Так, липаритовые порфиры содержат в 4—5 раз меньше циркона, чем фельзитовые и дацитовые порфиры. Апатит в виде единичных зерен обнаруживается в фельзитовых и липаритовых порфирах и в ощутимых количествах фиксируется в дацитовых порфирах; флюорита галенита и сфалерита заметно больше содержится в липаритовых порфирах. Дацитовые порфиры отличаются более высокими концентрациями гематита, ильменита, эпидота и в особенности пирита.

2. Количественные соотношения минералов в тяжелой фракции (табл. 23) определяют циркон-флюоритовый тип кислых эффузивов нижней перми. Во всех изученных горизонтах флюорит явно преобладает над другими аксессуарными минералами. Особенно сильно проявляется это в липаритовых порфирах, в которых, кроме того, фиксируется заметное количество галенита.

Таблица 23

Количественные соотношения минералов в тяжелой фракции кислых эффузивов нижней перми Южного Гиссара (в%)

Породы	Циркон	Апатит	Флюорит	Галенит
Фельзитовые порфиры и их туфолавы	45,5	Ед. зн.	54,5	Ед. зн.
Дациитовые порфиры и их туфолавы	36,4	18,1	45,5	Ед. зн.
Липаритовые порфиры и их туфолавы	9	Ед. зн.	82	9

3. Тяжелая фракция и отдельные минералы кислых эффузивов характеризуются определенными химическими особенностями, отражающими общие геохимические черты нижнепермского магматизма (табл. 24).

Таблица 24

Характерные элементы некоторых фракций и минералов кислых эффузивов нижней перми Южного Гиссара

Породы	Биотит	Пирит	Тяжелая фракция (т)	Тяжелая фракция (л)	Электромагнитная фракция
Фельзитовые порфиры и их туфолавы	Fe»Mg	Sn	Ba	—	Ba, Zn
Липаритовые порфиры и их туфолавы	Fe»Mg	Pb, Zn, Ag, As, Sb, Bi, Mo, Sn	Pb, Zn, Ag, Sb, As, Ba, Sr, Mo	Pb, Zn, Ag, Sb, As, Ba, Mo	Pb, Zn, Ag, Sb, As, Ba, Mo

Тяжелая и электромагнитная фракции кислых эффузивов обладают совершенно определенной ассоциацией типоморфных элементов (свинец, цинк, серебро, барий, сурьма, мышьяк, молибден). Устанавливается резкое различие в химических особенностях тяжелых фракций нижнепермских эффузивов, с одной стороны, и среднекарбоновой интрузии — с другой. Тяжелые фракции гиссарских гранитоидов характеризуются совершенно иной ассоциацией типоморфных элементов (лантан, иттрий, олово, германий, галлий).

Нам остается рассмотреть особенности нижнепермского интрузивного комплекса. По данным А. Т. Тарасенко, на Южном Гиссаре в конце палеозоя проявился второй этап варисской интрузивной деятельности, в котором ею выделяются две фазы. К первой фазе она относит лейкократовые красные граниты; вторая фаза, по ее мнению, представлена гранит-порфирами и интрузивными кварцевыми порфирами. Нами изучены гранит-порфиры, слагающие небольшие тела в бассейнах рр. Варзоб, Лючоб, Ханака и Каратаг.

Минералогическое изучение протолок интрузивных пород пермского возраста показывает, что постоянно в них обнаруживается всего семь минералов: циркон, апатит, флюорит, галенит, малахит, магнетит и пирит. Следует отметить, что указанный комплекс пород отличается заметным содержанием магнетита, неравномерно распределенного в раз-

личных частях интрузивных тел. В относительно повышенных количествах в этих породах присутствует также пирит. Одной из весьма существенных особенностей нижнепермского интрузивного комплекса является наличие ощутимых содержаний флюорита, галенита и малахита. Малая интрузия Овчекурака характеризуется значительным проявлением апатита и гематита.

Количественные соотношения акцессорных минералов (табл. 25, 26) определяют принадлежность гранодиорит-порфиров Диамалика к цирконовому, кварцевых порфиров Такоба к циркон-флюоритовому и интрузивных фельзитовых порфиров Овчекурака — к апатитовому типам.

Таблица 25

Содержание акцессорных минералов в породах нижнепермского интрузивного комплекса (в %)

Минералы	Гранодиорит-порфиры Диамалика	Кварцевые порфиры Такоба	Интрузивные фельзит-порфиры Овчекурака
Циркон	0,018	0,014	0,010
Апатит	0,003	0,004	0,120
Флюорит	0,001	0,015	0,003
Галенит	0,001	0,052	0,002
Малахит	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Магнетит	0,2	0,3	0,4
Пирит	0,06	0,013	0,001

Таблица 26

Соотношение акцессорных минералов в тяжелой фракции пород нижнепермского интрузивного комплекса (в %)

Породы	Циркон	Апатит	Флюорит	Галенит
Гранодиорит-порфиры Диамалика	78,3	13,1	4,3	4,3
Кварцевые порфиры Такоба	40,0	11,4	42,9	5,7
Интрузивные фельзитовые порфиры Овчекурака	7,4	89,0	2,2	1,4

Спектральным анализом в биотитах из кварцевых порфиров устанавливается преобладание магния над железом, относительно повышенные содержания никеля, кобальта и отсутствие олова. Магнетиты характеризуются относительно высокими концентрациями молибдена, цинка, олова. В электромагнитных фракциях отмечаются повышенные содержания свинца, мышьяка, серебра и цинка.

* * *

Таким образом, в Южно-Гиссарской металлогенической зоне развиты два магматических комплекса: среднекарбонный и пермский, характеризующиеся различными типами пород (табл. 27).

Магматические образования среднего карбона принадлежат к торит-ортитовому типу. В них в ничтожном количестве развит титанит и довольно постоянно присутствуют флюорит, галенит, торит, шеелит. Биотиты этих пород отличаются относительно повышенным содержанием иттрия.

Таблица 27

Химико-минералогические особенности среднекарбонowego и нижнепермского интрузивных комплексов

	Среднекарбонový комплекс	Нижнепермский комплекс
Тип	Торит-ортитовый (апатитовый)	Цирконовый (циркон-флюоритовый)
Ведущие акцессорные минералы	Ортит, апатит, циркон, торит, шеелит (галенит, флюорит)	Флюорит, циркон, галенит, барит, гематит, пирит
Нехарактерные акцессорные минералы	Титанит, магнетит, барит, гематит	Титанит, магнетит, торит, ортит, шеелит
Особенности химического состава циркона	Содержит значительное количество (>1%) редких элементов	Редкие элементы не обнаружены
То же апатита	Отсутствует лантан	Минерал не характерен
" " ортита	Содержит значительное количество (~3%) редких элементов	Минерал отсутствует
" " пирита	Содержит повышенное количество кобальта	Содержит повышенное количество As, Pb, Zn, Ag, Bi, Mo
Особенности тяжелых и электромагнитных фракций	Содержит в повышенном количестве Y, La, Sn, Ga, Ge	Содержит в повышенном количестве As, Pb, Zn, Ag, Ba
Особенности химического состава биотита	Содержит повышенное количество Y, Sn, Pb	Y не обнаружен
То же, роговой обманки	В повышенном количестве присутствуют Y, Sn, Pb	Роговая обманка отсутствует

свинца и цинка; в роговых обманках определяются высокие концентрации иттрия, олова и свинца. Цирконы среднекарбонowego магматического комплекса характеризуются высоким содержанием редких элементов (~1%). Тяжелые и электромагнитные фракции указанных пород содержат в повышенном количестве иттрий, лантан, олово, германий и галлий.

Магматические образования пермского комплекса обладают несколькими минералого-геохимическими особенностями. Эффузивные и интрузивные породы этого комплекса относятся к цирконовому (циркон-флюоритовому) типу. Совершенно отсутствуют в них такие минералы, как торит, титанит, шеелит, ортит. Увеличивается концентрация пирита, галенита. Появляется барит, сфалерит. Особенно заметно высокое содержание гематита.

В биотитах кислых нижнепермских эффузивов резко преобладает железо над магнием, отсутствует иттрий. Цирконы характеризуются низкими концентрациями редких элементов. Пириты содержат относительно повышенные количества свинца, цинка, серебра, олова, висмута. Тяжелые и электромагнитные фракции указанных пород отличаются повышенным содержанием бария, мышьяка, свинца, цинка, серебра.

МАГМАТИЗМ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ТАДЖИКИСТАНА (ПАМИР И ДАРВАЗ)

Выделяемые на территории Памира три различные по геологической истории зоны — Северная, Центральная и Южная обладают и своими особенностями магматической деятельности. Сильная варисская склад-

чатость и варисские интрузии характерны для Северной зоны. В Центральной зоне преобладают киммерийские интрузии.

Однако полного и повсеместного соответствия интенсивности проявления той или иной фазы складчатости и магматических интрузивных процессов не наблюдается. Интенсивная альпийская складчатость в полосе мезо-кайнозоя на северной окраине Северной зоны Памира не сопровождается интрузиями. Альпийская орогения в Центральной зоне Памира также не сопровождается широкими проявлениями интрузивного магматизма в мезозойских толщах, заведомо альпийские интрузии в породах мезозоя незначительны по размерам и малочисленны. В настоящее время недостаточно еще данных для уверенного определения возраста подавляющего большинства интрузий; верхняя возрастная граница их остается неясной, поскольку трансгрессивное налегание осадков на размытую поверхность интрузива установлено лишь для одного массива в Дарвазе. Это заставляет прибегать к аналогиям, сопоставлениям и сравнениям при отнесении интрузий к тому или иному этапу проявления магматизма.

Эффузивный магматизм Памира

Эффузивный магматизм на Памире с наибольшей силой проявился в Северной зоне, в ее северной части. Менее значительны его проявления в Центральной зоне, особенно на ее северной окраине — в Язгулем-Акбайтальской полосе; на значительных площадях эффузивный магматизм отмечен в южной полосе этой зоны. О вулканической деятельности в Южной зоне Памира судить трудно, поскольку эта зона представлена серией глубокометаморфизованных пород. В Северной зоне вулканогенные излияния начались в конце нижнего палеозоя и достигли максимума в силуре. Затем они продолжались в девоне и особенно интенсивными были в нижнем карбоне. Время среднего карбона было периодом затишья вулканической деятельности, но в верхнем карбоне она возобновилась и интенсивно проявилась с небольшими перерывами до начала мезозоя. В Центральной зоне Памира вулканогенные породы отлагались на границе палеозоя и мезозоя, значительным распространением они пользуются в юре и отчасти в нижнем мелу.

Северная зона. Начиная от правого берега р. Пяндж в северо-восточном направлении, от сел. Зыгар через Нульвандж и Йогит в бассейне р. Обихумбоу, тянется пянджская зеленокаменная свита, имеющая мощность около 1000 м. Породы свиты лежат на известняках силура — девона и заключают ряд горизонтов этих известняков в нижней своей части, что указывает на начало излияний эффузивов в силуре и на продолжение их в девоне.

Породы зеленокаменной свиты представлены рассланцованными диабазами и среднего состава порфиритами и их туфами. Они в сильной степени изменены: рассланцованы и метаморфизованы, местами с образованием актинолит-эпидот-хлоритовых сланцев, для которых с трудом распознается их первично-вулканогенное происхождение. Несмотря на интенсивное замещение первоначальных минералов эпидотом, хлоритом и кальцитом, иногда удается различать микролиты плагиоклаза и микрофитовую или фельзитовую структуру пород. Порфириновые вкрапленники представлены альбит-олигоклазом, в значительной степени замещенным кальцитом; изредка обнаруживаются реликты пироксена.

В эффузивах довольно часты прослои известняков мощностью от 10 до 150 и 200 м.

По р. Обихирак в горизонте филлитовидных сланцев, лежащих на известняках S—D, присутствуют прослои измененных кислых эффузивов.

В бассейне Обихумбоу по р. Обихирак, на известняках силура — девона и на других метаморфизованных породах среднего палеозоя с угловым несогласием залегает спилитовая свита нижнего карбона. Эта свита сложена эффузивными породами с частыми и довольно мощными горизонтами известняков, охарактеризованных фауной нижнего карбона. Эффузивы представлены спилитами и их туфами, сильно измененными порфиритами и шаровыми диабазами.

Ю. А. Арапов (1935а), указывая на распространение зеленых сланцев к северо-востоку от бассейна р. Обихумбоу в верховьях р. Хингоу, в районе пер. Сагран и к югу от него, считает их продуктами изменения эффузивов и их туфов. Зеленые сланцы (измененные эффузивы), располагающиеся стратиграфически выше известняков S—D, видимо, по возрасту и первоначальному составу соответствуют эффузивам пянджской зеленокаменной свиты.

По данным Ю. А. Арапова, выше известняков с брахиоподами и мшанками S_3 — P_1 залегает свита зеленых сланцев, образовавшихся за счет основных и кислых эффузивов и их туфов. Эти породы относятся к эффузивной фазе верхнего палеозоя. Сильное изменение пород заставляет объединять их под термином зеленокаменные, и лишь изредка обнаруживаемые реликты структуры позволяют определить их первично-эффузивное происхождение. В зеленокаменных породах развиты актинолит, хлорит, карбонат, серицит, эпидот, клиноцоизит, редко встречается пироксен (диопсид), замещаемый уралитом, хлоритом, эпидотом и карбонатом. Ю. А. Арапов (1935а) выделяет группу полевошпатовых порфиритов и их туфов, среди которых встречаются разности, близкие к альбитофирам, порфирам и фельзитовым порфирам.

В бассейне р. Муксу, по данным М. И. Шабалкина (1937), и далее к востоку в пределах северной части Северной зоны широко распространены зеленокаменные породы — измененные эффузивы и их туфы, входящие в состав сауксайской свиты.

Обильные и чрезвычайно разнообразные по составу эффузивные излияния после перерыва в среднем карбоне возобновляются в верхнем карбоне, продолжают в перми и захватывают триас. Породы эффузивной фазы верхнего палеозоя распространены в северной части Северной зоны, к северу от площади распространения сауксайской свиты. Наличие эффузивов в верхнем палеозое констатировано Я. С. Эдельштейном и В. И. Поповым (1933) для Дарваза, А. Г. Вологодиным для бассейна р. Хингоу и Н. К. Дингельшtedом (1934) для бассейна Сауксая. В составе эффузивных пород присутствуют диабазовые и андезитовые порфириты, диабазы, кварцевые порфиры, ортофиры, шаровые диабазы, мандельштейны. Эти породы менее изменены, чем эффузивы сауксайской свиты, а местами представляются совершенно неизменными (А. Г. Вологодин).

Не ясно проявление эффузивного вулканизма в описываемой зоне в мезозое. Для кварцевых порфиритов и их туфов на р. Муксу А. Г. Вологодин предполагает триасовый возраст. Также не вполне достоверен мезозойский возраст фиолетовой свиты Заалайского хребта (по р. Сауксай), содержащей эффузивы. В. А. Николаев (1936) предполагает, что возраст этой свиты не выходит из рамок палеозоя (перми).

Центральная зона. В пределах этой зоны могут быть выделены три несколько различающиеся по геологическому строению полосы: 1) северная полоса — бассейн р. Язгулем и левых притоков р. Ванч, южная часть ледника Федченко и оз. Ранкуль на Восточном Памире; в ее пределах развиты осадки нижнего и частично среднего палеозоя с тектонически зажатыми чешуями мезозойских пород; 2) центральная полоса — бассейн Бартанга — Акбайтала; здесь развиты породы мезозоя и вулканогенной толщи пермо-триасового возраста; 3) южная полоса — Рушанский хребет, Музкольский хребет и Юго-Восточный Памир; слагается разнообразными по составу толщами. На западе, в Рушанском хребте, развиты породы нижнего палеозоя, в верхнем течении Бартанга — породы верхнего палеозоя. Юго-Восточный Памир резко отличается широким распространением мезозойских и пермских осадков и может быть выделен в самостоятельную зону.

В Ванчском хребте, в северной полосе, вулканогенные породы не констатированы. К северу от оз. Ранкуль в нижнепалеозойской сланцевой метаморфизованной толще большое место занимают сильно измененные эффузивы основного состава. Этими породами сложена средняя часть хр. Тузгуны-Терескен. Толща вулканогенных пород тектонически контактирует с условно нижнепалеозойскими метаморфическими сланцами.

Бартангская вулканогенная порфиритовая толща слагает нижнюю часть бассейна р. Бартанг. Мощность этой толщи в низовьях реки 3000 м (по Н. П. Ермакову и А. А. Максимову), а в средней части бассейна 1500 м (по А. В. Григорьеву).

В вулканогенной толще по р. Пяндж на участке устья Бартанга — р. Пасбаджу Н. П. Ермаковым выделяются три ясно стратифицированные свиты (снизу вверх): 1) порфиритовая, 2) порфир-туфовая и 3) туфоагломератовая. Две последние, менее мощные на юге, в бассейне р. Баджу выклиниваются. Порфириты, сохраняя, как правило, массивную текстуру, сильно изменены с развитием по вкрапленникам плагиоклаза и особенно в часто нацело измененной основной массе эпидота, соссюрита, циюзита, хлорита, биотита и кальцита. Иногда наблюдаются реликты пилотакситовой структуры. Довольно широко распространены альбитизированные порфириты. В порфирит-туфовой свите, помимо порфиритов, присутствуют кварцевые порфиры, туфобрекчии, туфоагломераты и туфопесчаники.

Возраст вулканической толщи Бартанга окончательно не установлен. Предположения И. Г. Баранова о ее юрском возрасте, по аналогии с эффузивами Базардары, и С. И. Клунникова о верхнеюрском возрасте толщи, на основании якобы имеющегося сходства с эффузивами Юго-Восточного Памира, довольно обоснованно оспариваются более поздними исследователями этого района: А. В. Григорьевым, Н. П. Ермаковым, Б. П. Бархатовым и П. Н. Никитичевым. В частности, А. В. Григорьев предполагает для этой толщи пермо-триасовый возраст.

Отнесение М. В. Заниным толщи основных эффузивов, мощностью до нескольких сот метров, развитой в верховье Рохацдара (правый приток р. Бартанг) к верхнеюрскому возрасту, также нельзя считать вполне обоснованным.

В южной полосе описываемой зоны, в частности на Юго-Восточном Памире, эффузивные процессы проявились в верхней перми, а также в нижней и в верхней юре. Верхнепермские эффузивы — спилиты, мандельштейны, туфы и туфогенные песчаники, альбитовые диабазы — встречаются на южном склоне гор Мынхаджир, к югу от Мургаба, в районе

Бузтере и Куберганды. Пласты сильно измененных альбитовых диабазов, спилитов, туфоагломератов, порфиоров и альбитофиоров присутствуют в нижней юре по правому склону долины р. Аличур, а также в бассейне р. Башгумбес. По данным Н. В. Ионина (1934), по правому притоку Аличура — р. Бахмалджилга широким развитием пользуются кварцевые порфиры и их туфы: светлые, фиолетовые и темные. Светлые разности — более древние, а темные — самые молодые. В Юго-Восточном Памире, к западу от Кызылрабата, в свите, покрывающей среднеюрские известняки, в виде покровов залегают эффузивы, отличающиеся кайнотипным обликом. Среди них, по В. А. Николаеву, присутствуют биотит-пироксеновые андезиты и дациты с витрофировой и пилотакситовой структурой, а также липариты.

Молодые проявления эффузивного вулканизма отмечаются в нижнем мелу М. В. Заниным и Г. А. Дуткевичем (1935а). По данным М. В. Занина, два эффузивных горизонта мощностью до 500 м, представленные базальтами, мандельштейнами и спилитами, слагают значительную часть свиты нижнемеловых отложений в нижнем течении р. Акбайтал и прослеживаются по р. Пшарт. Горизонты коричневого цвета миндалекаменных порфирифов отмечаются в неогеновых конгломератах по р. Западный Пшарт на северном склоне Пшартского хребта (М. В. Занин и А. В. Хабаков, 1933).

Таким образом, эффузивная деятельность в пределах Центральной зоны Памира с перерывами продолжается на протяжении почти всего мезо-кайнозой, но проявляется она локально в отдельных районах.

Интрузивный магматизм Памира

Интрузивные образования широко распространены во всех трех геологических зонах Памира. В подавляющем большинстве они представлены кислыми и отчасти среднего состава породами; незначительное место занимают породы основные и ультраосновные; отсутствуют породы щелочного ряда, если не считать весьма редко встречающихся разностей, близких к сиениту и монцониту.

На основе фаз складчатости, проявившихся в той или иной геологической зоне Памира, устанавливаемых по угловым несогласиям и по соотношениям интрузивов, выделяются следующие различающиеся по возрасту интрузии:

- А. Древние (предположительно докембрийские) интрузии Юго-Западного Памира.
- Б. Варисские интрузии:
 - 1) ранневарисские (докаменноугольные и другие нерасчлененные);
 - 2) поздневарисские (верхнепалеозойские и возможно нижнетриасовые).
- В. Киммерийские интрузии (послетриасовые, послесреднеюрские и др.).
- Г. Альпийские интрузии (посленижнемеловые).

А. Древние (предположительно докембрийские) интрузии Юго-Западного Памира

В пределах Юго-Западного Памира на огромной площади распространены глубокометаморфизованные породы, инъецированные колоссальными массами магматического материала. Многофазность интрузивных процессов в рассматриваемой области несомненна. В сложном комп-

лексе интрузивов выделяются довольно определенно следующие группы пород, различаемые по характеру залегания, структуре и иногда относительно возрасту:

- 1) аплитовые и лейкократовые гранитогнейсы;
- 2) гнейсограниты, граниты и гнейсовидные гранодиориты;
- 3) двуслюдяные и мезократовые гнейсограниты;
- 4) основные породы.

Аплитовидные гранитогнейсы. Эти породы широко распространены в южной части района, особенно в водораздельной части Ваханского хребта, где они образуют строго согласные пластового характера интрузии, сосредоточенные в пологой антиклинальной структуре. Мощность полос этих интрузий, перемежающихся с пачками парагнейсов, достигает 200 м. Породы мелко- или среднезернистые, аплитовидного облика, с гнейсовидной текстурой; в состав их входят калиевый полевой шпат (микроклин—криптоперит), олигоклаз, в небольших варьирующих количествах биотит, характерно присутствие розового граната, а также в качестве примесей — эпидота, сфена, циркона, апатита и иногда ортита. В некоторых случаях в значительных количествах наблюдается графит.

Жильные производные этих пород представлены аплитами и пегматитами. По данным А. П. Недзвецкого и И. К. Никитина, согласные аплитовые жилы имеют явно гнейсовидную текстуру. От аплитовидного гнейса они отличаются преобладанием олигоклаза над микроклином. Пегматиты имеют такой же состав, дополненный мусковитом и магнетитом.

Гнейсограниты, граниты и гнейсовидные гранодиориты. Породы этой группы распространены широко, но неравномерно в пределах Юго-Западного Памира. Большие площади они занимают в Памирском (Аличурском) хребте и в западной части Шугнанского хребта; в виде сравнительно небольших выходов (0,5—6 км²) эти породы, довольно часто встречаются в западной части Ваханского хребта. Среди них встречаются порфириовидные биотитовые гранитогнейсы, биотитовые и биотит-рогово-обманковые гнейсограниты и гранодиориты. Наблюдаются как гнейсовидные, так и массивные текстуры, последние обычно характерны для центральных частей массивов. Форма тел согласная, вытянутая. Породы обычно крупно- и среднезернистые. Порфириовидные вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, кварцем и биотитом, реже биотитом и роговой обманкой. Из аксессуарных минералов присутствуют гранат, апатит, циркон, сфен. Для этих пород, распространенных в юго-западной части Памира, характерно наличие ортита, а на востоке области — монацита. Структура пород гипидиоморфнозернистая, гранобластическая, нередко с ясным катаклазом.

Жильные производные представлены многочисленными разнообразными по составу пегматитами — пластовыми и секущими. В них распространены турмалин, мусковит, встречаются берилл, полихромные турмалины, адуляр; в кварцевых обособлениях пегматитов и в кварцевых жилах по р. Вяздара обнаруживаются погребя с горным хрусталем и морионом.

Гранитогнейсы и другие породы описываемой группы сопровождаются весьма разнообразными мигматитами. Магматические образования в виде жил различной мощности, чаще согласных, реже секущих, пронизывают парагнейсы, в результате чего создаются характерные для кристаллических толщ инъекционные образования — артериты, агматиты, небу-

литы, ленточные гнейсы и тонкополосчатые гнейсы. Величественные скалы, сложенные почти горизонтально лежащими толщами мигматитов, можно наблюдать по рр. Гунт и Шахдара.

Двуслюдяные граниты и гнейсограниты. Эти породы обычно тесно ассоциируют с породами второй группы—гранитами и гнейсогранитами, что особенно характерно для Памирского (Аличурского) хребта (бассейны рр. Шегембет и Башгумбез). Широко распространены двуслюдяные гнейсограниты в Шуганском хребте и по южному склону Рушанского хребта в бассейне р. Гунт, где они образуют согласный вытянутый массив. Породы среднезернистые, светло-серые, лейкократового облика, характеризуются гнейсовидной, реже массивной текстурами. На фоне гипидиоморфнозернистой структуры ясно видны проявления бластеза и катаклаза. Состав породы — микроклин, олигоклаз или альбит-олигоклаз, кварц, мусковит, биотит; встречаются гранат, иногда турмалин, а также апатит, циркон, лейкоксен и реже монацит.

Двуслюдяные гнейсограниты и граниты, а также гнейсограниты биотитовые, видимо, принадлежат к одному петрогенетическому циклу.

Среди пород кристаллической серии нередко встречаются катаклазиты и милониты, образующие в гранитах и гнейсогранитах полосы мощностью до нескольких десятков и сотен метров. Мощная полоса катаклазитов и милонитов проходит по левому склону ущелья р. Башгумбез в Памирском хребте, располагаясь согласно с гнейсогранитами и инъекционными гнейсами. Породы, слагающие эту полосу, темно-серые, плотные с серовато-белыми пятнами обломков полевых шпатов. По микроскопическому определению это катаклазит гранита, переходящий участками в типичный тонко перетертый милонит.

Жильная фация является общей для группы двуслюдяных гранитов и для пород предыдущей группы.

Основные породы. Эти породы слагают обычно согласные мелкие тела, редко достигающие размера 10×30 м, и представлены многочисленными не постоянными по составу разновидностями. И. К. Никитин и А. П. Недзвецкий среди них отмечают габбро, перидотиты, диориты и гибридизированные породы, причем между этими разновидностями, часто в пределах одного небольшого тела, наблюдаются взаимопереходы. В. А. Масленников такого характера тела для бассейна р. Даршай определяет как ортоамфиболиты. В описываемых породах, помимо роговой обманки, пироксена моноклинного и ромбического (энстатита), оливина, биотита, плагиоклаза, довольно часто присутствуют гранат, тремолит, иногда зеленая шпинель, магнетит, титанит. Вопрос о возрасте этих пород и их генезисе остается неясным. Не исключено, что все они или часть из них образовались за счет метаморфизации основных магматических пород типа диабазов или же за счет воздействия кислых интрузивов на мраморы или другие богатые Fe, Ca и Mg породы. В пользу последнего может говорить приуроченность основных пород к определенным стратиграфическим горизонтам.

О возрасте кристаллических толщ и интрузивов Юго-Западного Памира

По вопросу о возрасте метаморфических толщ, а также о времени их метаморфизации среди исследователей Памира имеется два мнения. Д. В. Наливкин, В. А. Масленников, М. И. Рабкин, Н. А. Хорев и др. считают их докембрийскими, С. И. Клунников, В. А. Николаев, А. П. Марковский, И. Е. Губкин и др. предполагают палеозойский воз-

раст метаморфических пород и варисский или даже киммерийский возраст большинства интрузивов и метаморфизации толщ. В качестве основных соображений за докембрийский возраст приводятся: глубокий метаморфизм пород, отсутствие находок фауны среди них и наличие комплекса минералов, характерных для древних платформенных образований. (На Южном Памире встречается лазурит, распространен также флогопит.) Сторонники более молодого возраста пород и времени их метаморфизации указывают на связь метаморфизма со столь интенсивными для Южного Памира интрузивными процессами, а также на то, что зоны глубокометаморфизованных пород (до степени кристаллических сланцев) известны в других районах Памира и что молодые кристаллические сланцы, в том числе альпийского возраста, имеются в складчатых зонах Восточных Альп и в других областях.

Несомненно, что среди разнообразных широко распространенных интрузивных пород Юго-Западного Памира, с которыми в той или иной степени связывается метаморфизм осадочных образований, имеются разновозрастные интрузии. Интрузия Уртабуза в восточной части Памирского хребта, представленная порфиroidными гранитами и часто гнейсогранитами, прорывает с западной стороны кристаллическую серию, а в восточной — породы верхнего триаса.

В Ишкашимском районе, у сел. Наматгут, в сланцах, ранее не выделявшихся из метаморфической серии, Н. А. Хоревым в 1946 г. была обнаружена флора рэтского возраста. Здесь участок сланцев по тектоническому контакту граничит с метаморфическими толщами; он имеет примерные размеры 15×5 км и продолжается в Афганистане. Триасовые сланцы этого участка прорываются двуслюдяными гранитами, для которых, таким образом, устанавливается послетриасовый возраст. З. И. Жильцовой и Н. А. Хоревым эта интрузия характеризуется как пластообразная небольших размеров. Породы массивные в центральных частях и гнейсовидные в краевых; их состав: калиевый полевой шпат, олигоклаз, кварц, мусковит, биотит, хлорит (по биотиту), иногда гранат. В контактах с гранитом сланцы метаморфизованы с образованием в них граната, биотита и мусковита, что говорит о значительной степени метаморфизма под влиянием интрузии, действовавшей, как можно полагать, не только на рэтские сланцы, но и на лежащие под ними породы метаморфической серии.

Наибольшее метаморфизирующее воздействие на осадочные породы Юго-Западного Памира несомненно оказывали описанные выше аплитовидные гранитогнейсы, гнейсограниты, гнейсовидные гранодиориты, а также в значительной мере двуслюдяные гнейсограниты. Эти породы как бы органически связаны с метаморфическими толщами. Заметное отличие от интрузивных пород Рушанского хребта и более северных областей Памира, распространение метаморфических толщ и подобного характера интрузивов в сопредельных странах, например в Каракорумах, где их древний возраст устанавливается более определенно, позволяет склоняться в сторону докембрийского возраста рассматриваемых образований. Однако для окончательного решения вопроса о возрасте интрузивов кристаллической серии требуется более детальное сравнительное их изучение, а также определение абсолютного возраста различных и сходных по характеру и условиям залегания интрузивных пород, как дающих контакты с осадочными толщами, возраст которых установлен по палеонтологическим находкам, так и залегающих в немых и метаморфических толщах.

Б. Варисские интрузии

Проявления варисских тектоно-магматических фаз особенно отчетливо выражены в Северной зоне Памира. Свидетельством их может служить угловое несогласие между вулканогенно-известняковой свитой силура — девона и спилито-известняковой свитой нижнего карбона в Дарвазе, в бассейне р. Обихумбоу. Движения, обусловившие это несогласие, относятся к ранневарисскому времени. На проявление поздневарисских складчатых движений может указывать несогласное залегание в Дарвазе верхнего палеозоя на более древних свитах, а также несогласное залегание красно-фиолетовой пермо-триасовой свиты на более древних породах в бассейне р. Сауксай. Проявление поздневарисских движений отмечается М. И. Шабалкиным (1937) для бассейна р. Муксу.

П. П. Чуенко (1934,6) в Центральной зоне Памира, в районе озера Джилгакуль, установил, что породы нижнего морского триаса, содержащие в основании разреза горизонт базальных конгломератов, залегают с резким угловым несогласием на верхнепалеозойской толще. Этим устанавливается поздневарисская фаза складчатости для Центрального Памира.

Ранневарисские интрузии (докаменноугольные и другие нерасчлененные). К этой группе интрузивных пород относятся: 1) основные и ультраосновные интрузии Северной и отчасти Центральной зон и 2) гранитные интрузии Северной зоны.

Основные и ультраосновные породы в виде небольших по размерам интрузивных тел встречаются по всей Северной зоне Памира. В большинстве случаев они сильно изменены: превращены в серпентиниты и иногда в амфиболиты. Тела серпентинитов с незначительными реликтами пироксена и оливина развиты в Калайхумбском районе (бассейн р. Обихумбоу), выходы этих пород известны также по берегу р. Пяндж между Калайхумбом и Пшихарвом. Породы этой группы установлены в бассейнах рр. Муксу и Сауксай, в верховьях р. Хингоу, по Баляндкиику, Ванчу (Дарвазский хребет), Акбайталу и в Рангульском районе. В. И. Попов по отдельным разрозненным выходам ультраосновных интрузий намечает три пояса их распространения: 1) Обихумбоу—Муксу—Сауксай, 2) Висхарви—верховья Хингоу—Баляндкиик, 3) Ванч—Янгидаван—низовья Акбайтала и Ранкульский район.

Помимо серпентинитов, имеются указания на присутствие среди пород этой группы пироксенитов, оливниновых габбро, гарцбургитов и лерцолитов. В бассейне Ванча в Дарвазском хребте с телами этой группы интрузивов связано Бунайское месторождение асбеста.

Ультраосновные породы в Дарвазском хребте (Бунай) интродуцируют в толщи среднепалеозойского возраста. Проявления ультраосновной и основной магмы являются самыми древними в Северной зоне и относятся к ранневарисскому времени.

В Куэнь-Луне к наиболее ранним проявлениям древневарисской интрузивной фазы относятся мелкие тела пироксенитов, перидотитов, лерцолитов и диаллагитов. Относительный возраст их определяется тем, что они прорываются древне- и ранневарисскими гранитами. Интрузии Ванча и Язгулема, представленные пластовыми телами габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов, мы предположительно относим к более позднему времени—к ранней стадии древнекимерийской интрузивной фазы.

Гранитные интрузии в Северной зоне развиты на р. Обихумбоу (Калайхумбский гранитный массив), в верхней части бассейна р. Хингоу — граниты Обизанку, Обимазар (между кишлаками Дарваз и Сагвор), в южном Сагрane, в верховьях Богхуда и на пер. Акбайсытарги, откуда они продолжаютя в виде полосы к юго-западу по южному склону Дарвазского хребта.

Гранитный массив бассейна р. Обихумбоу (Калайхумбский) в виде полосы шириной до 10—15 км тянется от Калайхумба в бассейн р. Хингоу на расстояние более пятидесяти километров. Для юго-западной его части М. И. Рабкин отмечает слабое контактное воздействие интрузии на филлиты и известняковую свиту S—D. Состав пород, слагающих массив, довольно разнообразен и непостоянен. Наряду со светло-серым среднезернистым гранитом довольно часто встречаются мелко- и среднезернистые порфировидные зеленовато-серые гранодиориты, кварцевые диориты и диоритовые порфириты. Породы связаны переходами, особенно в эндоконтактной зоне. Гранодиориты состоят из сильно сосюритизированного и серицитизированного плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата и большого количества хлорита, развивающегося за счет биотита и роговой обманки. Менее хлоритизированы гранитные разновидности, состоящие из калиевого полевого шпата, олигоклаза, биотита и акцессорных апатита и циркона.

Жильные породы представлены гранит-порфирами, кварцевыми и альбитовыми порфирами. Отсутствуют пегматиты и довольно редки кварцевые жилы. Возраст интрузии М. И. Рабкин склонен ограничить рамками S—D и C_1 , поскольку гранитоиды прорывают известняково-вулканогенную свиту S—D и не затрагивают спилитовой свиты (C_1). Такая трактовка находится в соответствии с констатированным в бассейне р. Обихумбоу угловым несогласием между двумя указанными выше свитами. Согласно П. Н. Кабанову, в бассейне р. Обихумбоу наблюдается налегание на размытой поверхности гранитоидов Калайхумбского массива отложений нижнего карбона со слоем конгломератов в основании. Таким образом, на основании этого факта четко фиксируется верхняя возрастная граница массива.

Гранитные интрузии Южного Саграна и Акбайсытарги (Арапов, 1935а), среди которых распространены альбитовые граниты, характеризуются интенсивной альбитизацией, сильным изменением пород, выражающимся в катаклазе, рассланцевании с образованием разностей, приближающихся к гнейсам, и в развитии вторичных хлорита, клинодоцита, серицита и карбоната. В измененных биотитовых гранитах Южного Саграна Ю. А. Арапов, помимо указанных выше минералов, перечисляет альбитизированный плагиоклаз, микроклин, альбит постмагматический, образующий жилки и замещающий микроклин, кварц двух генераций, биотит, сфен, лейкоксен и апатит.

А. Г. Вологодиным отмечается сильное изменение и рассланцованность гранитов Обимазара и Хингоу. В Северной зоне, к северо-западу от хингоусских альбитовых гранитов, подобные им по составу и морфологии гранитные интрузии встречаются во многих местах, особенно в полосе развития вулканогенных пород сауксайской свиты. В интрузиях Сауксая и Маркансу, помимо сильно измененных альбитовых гранитов, присутствуют альбитовые гранофиры. находка Н. Н. Дингельштедом (1936) гальки альбитовых гранитов в пермотриасовых конгломератах определяет верхнюю возрастную границу сауксайских интрузивов. Н. Н. Дингельштедт относит их к астурийской фазе, основываясь на том,

что гранофиры Маркансу покрываются известняками предположительно верхнепалеозойского возраста. В. А. Николаев (1936), считая возраст известняков неясным и предполагая их более древний возраст, относит формирование интрузии к судетской или бретонской фазам складчатости.

В Западном Куэнь-Луне, по имеющимся данным, натровые граниты дают интрузивные контакты с породами среднего палеозоя, а галька их обнаружена в нижнепермских конгломератах.

Поздневарисские интрузии (верхнепалеозойские и возможно нижнетриасовые). К поздневарисским интрузиям относится большая группа гранитоидных массивов Каракульского района. Интрузивы Каракуля продолжаются и далее на восток за пределы государственной границы, где они образуют крупные тела, вытянутые в соответствии со складчатыми структурами. Наличие поздневарисских интрузивов в Куэнь-Луне определяется по их активным контактам с верхним палеозоем и на основании перекрывания размытой поверхности массива Текесаккрик базальными конгломератами лейаса.

К поздневарисской фазе В. А. Николаев (1936) относит граниты Каракульского района, граниты к востоку и юго-востоку от Рангуля, а также граниты ледника Федченко, выходящие мощным массивом к западу от южнокаракульских.

Описанные довольно подробно Н. Н. Дингельштедом (1936) гранитные интрузии Кара-Куля представляют собой в основном согласные тела, местами имеющие секущие контакты. Иногда наблюдаются штокообразные формы интрузивов. Породы представлены в основном гранитами с подчиненным количеством гранодиоритов и кварцевых диоритов, между всеми этими породами иногда отмечаются постепенные переходы. Диориты сравнительно редки и тела их весьма незначительны по размерам; они, видимо, представляют собой гибридные породы. Граниты порфировидные, реже средне- и крупнозернистые с массивной текстурой. Порфировидные граниты представляют более раннюю стадию формирования интрузии; равномернoзернистые граниты внедряются в них в виде жил или штоков. Обычный состав—калиевый полевой шпат (микроклин, иногда микроклин-пертит), олигоклаз, кварц, биотит; аксессуарные—апатит, циркон, магнетит и титанит.

Жильная фация интрузий представлена весьма обильно аплитами и пегматитами. Для тех и других характерно наличие граната. Пегматиты богаты турмалином, иногда образующим крупные кристаллы, нередко присутствует мусковит. Среди жильной фации отсутствуют лампрофиры.

Для Восточно-Каракульского интрузивного массива отмечается неодинаковая степень контактовых изменений в различных участках контакта. В северной части интрузива сланцы на контакте изменены мало; со сланцами переслаиваются скарны, состоящие из граната, эпидота, пироксена, везувиана, альбита и окисленного халькопирита. В другом месте, восточнее поста Кара-Куль, в результате интенсивных контактовых изменений сланцы превратились в биотитовые и двуслюдяные гнейсы, а также в роговиковые сланцы и роговики.

Н. Н. Дингельштедт (1936), находя черты сходства между каракульскими и пшартскими гранитами, весьма проблематично относит и те и другие к пфальцской или древнекиммерийской фазе. Однако, судя по описанию этих интрузий, приведенному в работах Н. Н. Дингельштедта (1936) и В. А. Николаева (1936), различия между ними довольно существенны и сравнение вряд ли говорит в пользу их общности.

В. А. Николаев указывает на неясность возраста и соотношений гранитов бассейна р. Акджилга с расположенными южнее более молодыми гранитами пшартского типа. Н. Н. Дингельштедт аналогизирует их с древневарисскими альбитовыми гранитами Маркансу. Учитывая петрографическую характеристику для гранитов, распространенных к юго-востоку от Рангуля, данную И. Г. Барановым (1934), В. А. Николаевым и Дингельштедтом, мы склонны видеть сходство этих лейкократовых мелкозернистых гранитов с аплитовидными гранитами, встречающимися среди пород Язгулемского комплекса. Сходство можно также усмотреть в широком развитии аплитов и пегматитов и в распространении инъекционных гнейсов, образовавшихся при инъекции гранитной магмы в сланцы нижнего и среднего палеозоя.

Мощное тело гранитоидов из Дарвазского хребта от перевала Акбайсытарги протягивается в северо-восточном направлении в ледниковую область Федченко и далее почти в широтном направлении к пику Баляндкиик. Сведения о составе и возрасте пород, слагающих этот малоисследованный массив, весьма скудны. Граниты области ледника Федченко, по К. Н. Паффенгольцу, имеют сходство с каракульскими. Интрузивные породы района пика Баляндкиик, по данным В. Л. Свирид, представлены гранитами и гранодиоритами и сходны с поздневарисскими интрузиями.

Для бассейна верховий р. Хингоу также выделяются ранневарисские и поздневарисские интрузии. Поздневарисские интрузии прорывают известняково-сланцевую свиту нижнепермского возраста. Интрузивные породы представлены гранитами, гранито-гнейсами и габбро. Кислые жильные дериваты весьма обильны; это лейкократовые граниты, гранит-порфиры, аплиты и пегматиты. В граните и гранит-порфире отмечается присутствие редких зерен ортита.

Интрузии очковых гранито-гнейсов несомненно являются самыми древними из пород северо-западной и центральной частей Рушанского хребта и более древними, чем киммерийские интрузии Язгулемского комплекса. Они относятся нами к варисским. При этом из сопоставления их с другими интрузиями трудно решить, к какой из фаз их следует отнести — к ранне- или поздневарисской.

Для Центральной зоны Памира устанавливается поздневарисская фаза складчатости, более ранние не отмечены. Однако интрузии очковых гнейсов Рушанского хребта отличаются от описанных выше поздневарисских интрузий как по форме, так и по составу. Они образуют сравнительно неширокие (0,5—1 км) полосы в метаморфизованных породах нижнего палеозоя, прослеживающиеся на несколько десятков километров. Гранито-гнейсы сильно контаминированы, характеризуются очковой текстурой. Вкрапленники представлены главным образом олигоклазом, реже микроклином. Среднезернистая основная масса состоит из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата — ортоклаза или нерешетчатого микроклина (пертита или криптопертита), биотита, обычно в большом или значительном количестве присутствует фибролит, нередко наблюдается мусковит, часто гранат. Акцессорные — циркон, магнетит, весьма редко апатит. Из вторичных характерны серицит и цоизит по плагиоклазу, хлорит по биотиту. Структура породы blastsгранитовая, местами с сильным катаклазом.

Жильные дериваты очковых гнейсов представлены микроклиновыми пегматитами с большим количеством турмалина и иногда мусковита. Эти пегматиты отличаются от более молодых пегматитов, например, Язгулем-

ского и Ванчского хребтов, сильным катаклизмом, часто гнейсовидной текстурой.

Развитые в нижнем течении р. Раумидара, по северо-западному склону Рушанского хребта, двуслюдяные и мусковитовые гранитогнейсы содержат микроклин, плагиоклаз (первый преобладает), кварц, биотит, мусковит, хлорит, часто турмалин, в качестве аксессуория — апатит. Эти гранитогнейсы, вероятно, связаны с очковыми гнейсами и являются, по-видимому, более кислыми дериватами, богатыми пневматолитами. Возможно, что они представляют собой самостоятельную группу, сходную с двуслюдяными гранитогнейсами, распространенными на юго-восточном склоне Рушанского хребта.

Киммерийские интрузии (послетриасовые, послесреднеюрские и др.). Киммерийские тектоно-магматические процессы наиболее отчетливо выражены в Центральной зоне Памира. Нет сомнения, что в киммерийское время здесь проявилось несколько фаз складчатости, которым соответствовали интрузивные проявления. Однако нет ясных и определенных данных для фиксации и разграничения во времени отдельных фаз и стадий киммерийского интрузивного магматизма.

О киммерийских движениях свидетельствуют фиксируемые для Центральной зоны Восточного Памира угловые несогласия на границе верхнего триаса и лейаса, на границе средней юры с более древними свитами и в верхней юре. Однако этим фазам нельзя уверенно придать широкого значения, поскольку для Западного Памира, например для Язгулемского хребта, исследованиями последнего времени не установлено несогласий в промежутке от верхнего триаса до нижнего мела.

Интенсивные киммерийские движения и интрузивный магматизм этого времени фиксируется на продолжении структур Юго-Восточного Памира в Каракоруме, где граниты, сопровождающиеся пегматитами (и местами грейзенами), дают активные контакты с отложениями верхней перми и триаса.

П. П. Чуенко (1934) указывая на недостаточность данных в пользу альпийского магматизма и подчеркивая развитие на Памире доальпийских интрузий, пишет: «... галька гранита обнаружена в нижнемеловых породах Музкольского хребта. По рр. Сасык и Сауксай (притоки р. Западный Пшарт) на верхнетриасовых отложениях с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании лежит красноцветная толща условно нижнемелового возраста».

По геолого-петрографическим и структурным признакам в пределах Центральной зоны Памира, помимо очковых биотитовых гранитогнейсов и близких к ним пород, относимых к варисскому тектоно-магматическому циклу, выделяются следующие комплексы и группы интрузивов:

- а) пшартские гранитные интрузии;
- б) гранитоидные интрузии Рушанского хребта;
- в) основные породы северной полосы Центральной зоны Памира;
- г) Язгулемский комплекс интрузивных пород и сходные с ним интрузивы северной полосы Центральной зоны Памира;
- д) интрузии Базардары, Койтезека и восточной части Аличурского (Памирского) хребта;

е) несогласные интрузивы порфириовидных биотитовых гранитов (массивы Джамакский, Хуфский, Раумидский, Девлехский, Башгумбезский и др.). Последнюю группу мы относим к ранним фазам альпийской орогении, все предыдущие (а—д) к киммерийским магматическим образованиям.

Основные породы северной полосы Центральной зоны Памира

По северо-западному склону Ванчского хребта, в бассейне рр. Чихох, Лангар и по северо-западному склону Язгулемского хребта, в бассейне р. Ванау, и далее на северо-восток известны пластовые интрузии основных пород. Их выходы сосредоточены в пределах двух зон шириной от 0,5 до 2 км, протягивающихся в северо-восточном направлении примерно на 20 км. Интрузии Ванчского хребта представлены диоритами и кварцевыми диоритами, интрузии Язгулемского хребта — уралитовым габбро и габбро-диоритами. Интрузивы основного состава известны также по р. Матраундара (приток р. Язгулем) и в районе Оудуи. Кроме того, небольшие тела габбро-диоритов и диоритов отмечены по рр. Барнавадж и Вамардара. Существенную роль в образовании этих интрузивов, видимо, играла ассимиляция мраморов, к выходам которых они почти всегда приурочены.

В состав наиболее распространенных габбро-диоритов Язгулема входят: лабрадор, сильно сосюртитизированный, роговая обманка коричневая и зеленая (уралитовая), пироксен в виде реликтов в уралите и в незначительных количествах биотит. В районе Оудуи уралитизированные габбро и габбро-диориты прорываются кварцевыми сиенитами, а в бассейне р. Ванау — аплитами. Этим определяется относительный возраст основных пород данного типа, как более древних по сравнению с гранитами Ванча и Язгулема.

Среди Ванчских и Язгулемских основных интрузивов не встречены породы ультраосновного состава. Пластовый характер залегания и состав, изменяющийся от основных пород до кварцевых диоритов (в интрузии Ванчского хребта), как будто сближают эти интрузивы с Язгулемским комплексом гранитоидных пород. Возможно, что они являются наиболее ранней его стадией.

Язгулемский комплекс интрузивных пород и сходные с ним интрузивы северной полосы Центральной зоны Памира

Под названием Язгулемского интрузивного комплекса Н. К. Морозенко в 1941 г. были выделены довольно сложные по составу, структуре и соотношениям друг с другом гранитоидные породы, распространенные в юго-западной части Язгулемского хребта. Здесь исключительно широко развиты кислые интрузивные образования гранитного ряда. Общим для них является согласное со складчатыми структурами залегание в виде полос шириной от нескольких сот метров до километров и приуроченность наиболее крупных интрузивов к антиклинальным структурам. Внедрение больших магматических масс происходило в уже инъецированные аплитом породы. Аплитогнейсы, лейкократовые гнейсы и гнейсограниты, несколько обогащенные натрием, образуют различной мощности полосы либо слагают краевые части интрузивных массивов, как например, Роушарвского.

Тесные взаимопереходы между гранитогнейсами и гранитами указывают на генетическую связь и принадлежность их к одной интрузивной группе пород, одновозрастных или весьма близких по возрасту. Характерно, что гнейсограниты и гранитогнейсы встречаются в основном в сравнительно маломощных пластовых интрузиях. Граниты же развиты главным образом в крупных интрузивных массивах преимущественно в их центральных частях. Состав гранитов обычный. Гнейсограниты и

гранитогнейсы отличаются несколько повышенным содержанием плагиоклаза по сравнению с гранитами. Чаще чем в гранитах в них наблюдаются эпидот и мусковит. Для гранитов, гнейсогранитов и гранитогнейсов характерно присутствие ортита.

К следующей стадии интрузивной деятельности относятся мелко- и среднезернистые граниты, образующие тела неправильной формы сравнительно небольших размеров (до 6 км²). Мелкозернистые граниты слагают массивы по р. Пяндж у овринга Трак между селением Шипад и устьем р. Роушарв; с ними связано огромное количество даек мелкозернистого гранита, аплита, лейкократового гранита и пегматита. Среди мелкозернистых гранитов, представляющих собой, по-видимому, гипабиссальную фацию сложной интрузии, наряду с разностями обычного гранитного состава встречаются плагиограниты, состоящие из тех же минералов, что и граниты, но с явным преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. В состав гранита входят: микроклин и микроклин-пертит, олигоклаз, кварц, биотит; из аксессуарных, помимо апатита, циркона и магнетита, встречается ортит. Видимо, к этой стадии формирования Язгулемского интрузивного комплекса относятся адамеллиты Звирского гребня в Язгулемском хребте.

С интрузивами юго-западной части Язгулемского хребта связывается огромное количество жильных производных — аплитов и пегматитов. Среди аплито-пегматитов и пегматитов выделяются два типа: широко распространенные шерлово-мусковитовые с калиевым полевым шпатом и плагиоклазом и имеющие локальное распространение альбитовые пегматиты, иногда дающие переходы к чистым альбититам. Последние нередко встречаются в районах месторождений горного хрусталя.

С гранитными интрузиями Язгулемского комплекса тесно связаны пространственно и, вероятно, парагенетически многочисленные дайки основных пород. Они сильно изменены и обычно представляют собой скаполито-биотито-роговообманковую породу; лишь изредка встречаются дайки, в которых сохранились состав и структура, соответствующие лампрофиру—керсантиту—спессартиту. Относительный возраст этих даек определяется тем, что они секут граниты или гнейсограниты и, в свою очередь, пересекаются жилами аплита и пегматита. Располагаются они, как правило, в гранитных массивах и сравнительно редко во вмещающих массивы осадочных породах. Это позволяет считать, что описываемые измененные жильные породы являются меланократовыми производными общего магматического очага, давшего сложный Язгулемский комплекс гранитных интрузий.

Ванчский интрузивный массив гранитов расположен в северо-восточной части Ванчского хребта. Он представляет собой согласную приуроченную к антиклинальной структуре интрузию, прослеживающуюся на расстояние более 40 км при ширине от 4 до 7 км. Массив слагается крупно- и среднезернистыми гранитами. Местами, например, в бассейне р. Гармчашма, преимущественно в краевых частях интрузива встречаются гранодиориты и кварцевые диориты. В некоторых участках, особенно в западной краевой части интрузива, наблюдается гранит с отчетливо выраженной гнейсовидной текстурой, а в экзоконтакте нередко встречаются гибридные, обогащенные биотитом инъекционные гнейсы. В отличие от интрузивов юго-западной части Язгулемского хребта, здесь эти гнейсы имеют ограниченное распространение. Исключительно обильно представлена гипабиссальная фация интрузии. Мелко- и среднезернистые граниты, часто переходящие в лейкократовые аплитовые разности,

местами занимают весьма значительные площади в краевых частях интрузивов; чаще же всего они проявляются в виде мощных сложно ветвящихся даек. Многие дайки этих пород содержат турмалин, обилие которого является характерной особенностью жильных дериватов интрузии. В экзоконтактной зоне встречаются альбитовые пегматиты и альбититы.

Жильные тела основного состава сравнительно немногочисленны и располагаются во вмещающих интрузив осадочных породах. Несмотря на некоторые различия — незначительное распространение инъекционных гнейсов и аплитогнейсов, Ванчский интрузив весьма сходен с интрузиями юго-западной части Язгулемского хребта.

Кударинская интрузия гранитов имеет площадь около 170 км² и приурочена к антиклинальной структуре широтного простирания, причем отмечаются как согласные, так и секущие контакты. В южной и западных частях массива наблюдаются первично-гнейсовидные структуры гранитов и весьма интенсивное воздействие интрузии на вмещающие породы с образованием гнейсов и кристаллических сланцев — биотитовых и двуслюдяных, нередко содержащих ставролит, гранит, силлиманит. По северному контакту изменения весьма незначительны.

К западу от Кударинской интрузии, в бассейнах рр. Хаврездара и Башурвдара, интрузивы представлены согласными телами гнейсогранитов и гранитов с весьма обильными жильными производными — мелкозернистыми гранитами и аплитами, гранит-порфирами и пегматитами. По-видимому, эти интрузивные выходы в генетическом отношении представляют единый комплекс с Кударинским массивом.

Согласно описаниям Н. А. Хорева и Б. Я. Соловейчик, Кударинская интрузия слагается биотитовыми средне- и мелкозернистыми гранитами; в весьма ограниченном количестве присутствуют граниты двуслюдяные, аляскитовые и роговообманковые; наряду с равномернозернистыми, встречаются порфиroidные структуры. Все различия связаны постепенными переходами. Роговообманковые граниты встречаются в эндоконтактной зоне интрузива, где Н. С. Катковой (1933) отмечается наличие диоритов в контакте с мраморами. Биотитовые граниты состоят из микроклина, олигоклаза, кварца, биотита; аксессуарные — ортит, гематит, ильменит, нередко турмалин, эпидот, мусковит, сфен. Жильные дериваты исключительно обильны, особенно в южной и западной приконтактных зонах интрузива. Они представлены главным образом гранит-порфирами и в меньшем количестве — аплитами, пегматитами, кварцевыми жилами. Гранит-порфиры по составу отвечают гранитам интрузивного массива, но отличаются повышенным содержанием ортита. Для пегматитов характерно развитие турмалина; в качестве аксессуарных в них встречаются: циркон, рутил, молибденит, колумбит. Кварцевые жилы немногочисленны. В одной из жил, помимо мелких кристаллов, найден крупный образец горного хрусталя.

Граниты к юго-востоку от оз. Рангуль. В этом районе И. Г. Баранов среди гранитоидных интрузивов выделяет два различных комплекса, из которых южный (к югу от пер. Пангазбель) близок к пшартскому типу интрузивов, а северный, согласно Н. Н. Дингельштедту (1936), имеет сходство с Каракульскими интрузиями.

Интрузии северного комплекса обнаруживают следующие черты сходства с Язгулемским интрузивным комплексом и Кударинской интрузией. С биотитовыми и лейкократовыми микроклин-пертитовыми гранитами этого комплекса в бассейне р. Карасу и на пер. Мускурук и с мел-

козернистыми лейкократовыми гранитами по р. Акджилга связана интенсивная гнейсификация вмещающих пород. За счет интрузируемых ими песчано-сланцево-известняковых пород нижнего и среднего палеозоя образовались сланцы и гнейсы — биотитовые, двуслюдяные, роговообманковые, гранато-ставролитовые, гранато-силлиманитовые, скаполит-эпидото-пироксеновые и пироксено-роговообманковые. Характерно обилие пегматитов с турмалином, образующих свиты жил, сходных по характеру с Ванч-Язгулемскими. Аналогия этих гранитоидов с Язгулемским интрузивным комплексом напрашивается также потому, что граниты Язгулема и Рангульского района (северный комплекс) размещены в северной части Центральной зоны Памира, обладающей общими чертами геологического строения и магматизма на всем протяжении.

Из приведенного весьма краткого описания гранитов Язгулемского комплекса и сходных с ними интрузивов можно видеть, что в пределах северной и средней частей Центральной зоны Памира имеют значительное распространение сложные, но в значительной мере однотипные интрузивы. При воздействии их на песчано-сланцевые толщи нижнего и верхнего, а для Рангульского района и среднего палеозоя образуются инъекционные гнейсы и кристаллические сланцы, реже роговики. Несмотря на довольно частые контакты с мраморами, типичные скарны на значительной площади констатированы лишь в кровле мраморов в Ванчском (Каштыга) и Верхне-Язгулемском гранитных массивах (Абдукагор, Миндара).

Внедрение гранитной магмы происходило в условиях тектонических напряжений и подвижности внешней рамы интрузивов, чем обусловлены тонкая инъекция магмы во вмещающие породы близ контактов и образование гнейсовидных текстур (гнейсогранитов) в краевых частях крупных массивов и в маломощных пластовых интрузиях (Оудуи, Матраундара).

Минерагения интрузивов Язгулемского комплекса и всей полосы их распространения характеризуется наличием горного хрусталя, молибдена и золота.

Возраст интрузий Язгулемского комплекса и в том числе Кударинской интрузии не вполне ясен. Нижняя возрастная граница интрузий Язгулемского комплекса определяется активными контактами со свитой пород нижнего палеозоя, на которой согласно залегают свиты ордовика и силура и далее известняков силура—девона. Следовательно, интрузии эти послесилурские или посленижнедевонские, в связи с чем отпадает возможность каледонского их возраста. Кударинские граниты прорывают свиту верхнего палеозоя. Н. С. Каткова указывает на то, что аргументация альбийского возраста Кударинской интрузии отпала в связи с исследованиями П. П. Чуенко и В. С. Глазунова, установившими, что рэтские сланцы тектонически контактируют с верхнепалеозойской свитой и что интрузию вмещает эта последняя, а не сланцы рэта.

Нет сколько-нибудь определенных данных для суждения о возрасте Курговладской интрузии, обнажающейся у селения того же названия по р. Пяндж. Интрузия прорывает нижнепалеозойскую толщу метаморфизованных пород. Она представлена гранитами, обнаруживающимися у контакта с вмещающими породами гнейсовидную текстуру. По составу пород, контактовым изменениям, жильным дериватам и редким находкам молибдена эта интрузия имеет черты сходства с гранитоидами Язгулемского комплекса. Однако это не позволяет с достаточной уверенностью относить ее к киммерийскому возрасту, тем более что распола-

гается она в поясе распространения поздневарисских интрузивов. В. И. Попов считает ее сходной с Кударинской.

Сохчарвский интрузивный массив и другие близкие к нему интрузии по р. Пяндж. Сохчарвский интрузивный массив обнажается между селениями Сохчарв и Дашт. Он сложен микроклиновыми гранитами, адамеллитами, плагиогранитами, кварцевыми диоритами и кварцевыми монцонитами; все породы связаны постепенными переходами, в поле трудно улавливаемыми. Цветные компоненты представлены биотитом и роговой обманкой, аксессуарные — цирконом, титаномагнетитом, апатитом; в микроклиновом граните встречается ортит.

Сохчарвский массив дает активные контакты с вулканогенными породами пермо-триаса и с песчано-сланцевой толщей, возраст которой трактуется одним как верхний палеозой, а другими, как верхний триас. Более вероятной является последняя точка зрения, так как на продолжении этой толщи у Рушана рэтский возраст сходных по составу и характеру залегания пород установлен по флоре. Жильные дериваты интрузии представлены аплитами и пегматитами, а также кварцевыми жилами. По-видимому, близкими по возрасту к Сохчарвской интрузии являются гибридного характера кварцевые диориты у сел. Сохчарв и выходы гранодиоритов и кварцевых диоритов по автотракту между селениями Баджу и Пасхуф. Здесь кварцевые диориты и диориты интрузируют в породы вулканогенной толщи пермо-триасового возраста.

По составу гранитов Сохчарвская интрузия имеет некоторые черты сходства с плагиогранитами овринга Трак и адамеллитами Звирского гребня в районе Оудуи, т. е. с поздними гранитоидами Язгулемского комплекса. Контактный метаморфизм пород, вмещающих эти интрузии, выразился в образовании биотитовых и биотито-андалузитовых роговиков, близких по составу к роговикам зоны контакта Кударинской интрузии. Эти черты сходства позволяют предполагать, что Сохчарвский интрузив относится к той же интрузивной фазе, с которой связаны гранитоиды Язгулемского комплекса и Кударинской интрузии.

Пшартские гранитные интрузии

В Шоркуль-Мынхаджирском районе, южнее пер. Пангазбель и западнее, в Пшартском хребте, располагается ряд гранитных интрузивов, вытянутых в широтном направлении по простиранию вмещающих пород. Граниты светло-серые, иногда с розоватым оттенком, крупнозернистые, порфиroidные — с весьма крупными выделениями микроклина (реже — ортоклаза). В состав породы также входят: плагиоклаз № 30—38, кварц, биотит, изредка мусковит; аксессуарные — апатит, сфен, циркон, рутил. Встречаются также лейкократовые среднезернистые разности. Ниже устья Восточного Пшарта граниты переходят в порфиroidные гранодиориты с биотитом и роговой обманкой; в гранодиоритах встречаются маломощные жилы пегматита, аплита, диорита, диабазы и местами довольно мощные кварцевые жилы.

Контакты интрузивов с вмещающими породами обычно тектонические. Однако Г. А. Дуткевич (1935а) отмечает, что к востоку от р. Акбайтал наблюдается интрузивный контакт. Здесь под влиянием интрузий песчаники и сланцы рэта превращены в биотит-роговообманковые разности черного и темно-серого цвета. Значительные изменения в периферических частях интрузий и во вмещающих породах рэтской толщи отме-

чаются и в тех случаях, когда они соприкасаются по разломам. В гранитах наблюдаются явления катаклаза, серицитизации, альбитизации и окварцевания, а в сланцах и известняках рэта заметно проявляется усиление степени их метаморфизации.

Послетриасовый возраст рассматриваемых интрузий определяется по их активным контактам с рэтской толщей. Намечается здесь также и их верхняя возрастная граница. П. П. Чуенко (1934б) в третичных конгломератах была обнаружена галька гранита. Г. А. Дуткевич (1935а) указывает, что А. В. Хабаковым в нижнемеловых песчаниках по Восточному Пшарту были найдены гальки двуслюдяных микроклиновых гранитов, тождественных разностям, слагающим описываемые интрузии. Таким образом, киммерийский возраст этих интрузий устанавливается весьма определенно.

Гранитоидные интрузии Рушанского хребта

Исключительно широким развитием интрузии гранитоидов пользуются в Рушанском хребте. По составу и структуре они весьма разнообразны. Взаимоотношения отдельных массивов друг с другом представляются недостаточно ясными. Эти обстоятельства затрудняют выделение отдельных групп интрузивов, различающихся по условиям образования и времени формирования. Тем не менее, исследования Б. П. Бархатова (1943 г.) в восточной части Рушанского хребта и В. А. Масленников (1934—1944 гг.) в западной его части позволяют из всего разнообразия гранитоидов этого района выделить несколько комплексов интрузивных пород, связанных общностью геологических условий и петрографических особенностей.

Помимо описанных выше очковых биотитовых гнейсов и двуслюдяных гнейсов, относимых нами к варисским, и кислых интрузивных пород — гнейсогранитов, располагающихся у подножия южного склона Рушанского хребта и относящихся к интрузивам неизвестного возраста южной кристаллической серии Памира, — выделяется обширная группа разнообразных интрузивов более молодых, чем эти два комплекса пород. Отмечаются также разности пород, слагающие крупные по размерам интрузивы. К ним относятся:

1. Биотитовые хлоритизированные граниты, образующие крупную интрузию, протягивающуюся на десятки километров из бассейна р. Лянгар на юго-запад и отчасти на северо-восток, а также хлоритизированные граниты слагающие интрузию в бассейне р. Бардара.

2. Порфиroidные биотитовые граниты в верховьях р. Лянгар, характеризующиеся крупными вкрапленниками калиевого полевого шпата и плагиоклаза и местами линейной структурой. Они дают переходы к хлоритизированным гранитам и в пределах одного интрузивного тела по р. Лянгар прорываются мелкозернистыми гранитами, несколько более поздними, но относящимися к тому же циклу.

3. Крупнозернистые граниты по р. Сафетхац, переходящие в порфиroidные гнейсо-граниты, видимо, аналогичные по составу порфиroidным биотитовым гранитам, и в лянгарские разности хлоритизированных гранитов.

4. Биотитовые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты, слагающие огромный интрузив, протягивающийся от вершины Патхур на юго-запад до селения Рожак и далее.

Жильные производные интрузивного комплекса Рушанского хребта представлены немногочисленными жилами — пегматитами и аплитами,

гранит-порфирами, диоритовыми и диабазовыми порфиритами, лампрофирами. Кварцевые жилы малочисленны.

Отличительными чертами этого комплекса интрузий являются:

1) вытянутость их в соответствии с простираем тектонических структур района (согласные интрузии);

2) наличие наряду с массивными текстурами частых переходов к линейным гнейсовидным текстурам (гранито-гнейсы, гнейсо-граниты), особенно у контактов с вмещающими породами; последние часто обильно инъецированы гранитами этого комплекса;

3) межформационное положение интрузий: они образуют широкую полосу между толщами нижнего палеозоя и метаморфической серией Юго-Западного Памира.

Наряду с некоторыми чертами сходства между интрузиями Рушанского хребта и Язгулемским интрузивным комплексом иногда наблюдаются весьма существенные различия. Так, например, Рушанский комплекс более разнообразен по составу пород, но характеризуется менее обильной жильной фацией, обычно слабоминерализованной и представленной в большинстве случаев гранит-порфирами.

Следует указать на некоторое сходство порфировидных биотитовых гранитов описываемого комплекса с Пшартскими интрузиями, залегающими согласно с геологическими структурами.

Б. П. Бархатов и В. А. Масленников объединяют этот комплекс под названием доюрских интрузий. Учитывая главную роль для Центральной зоны Памира киммерийских движений и большое сходство интрузий рассматриваемого комплекса по составу и условиям залегания с другими киммерийскими интрузиями, вероятнее всего предполагать возраст Рушанских интрузий киммерийским.

Интрузии Базардары, Койтезка и восточной части Аличурского (Памирского) хребта

Значительное сходство с описанными выше гранитными интрузиями Рушанского хребта имеют интрузии Базардары, восточной части Аличурского хребта в верховьях р. Горумды и у пер. Уртабуза. Эти интрузии также относятся к межформационному типу, поскольку они спаивают разнородные и разновозрастные породы Центральной и Южной зон Памира. Начинаясь у пер. Бузтере на востоке, огромный интрузивный массив продолжается на запад и юго-запад до оз. Яшилькуля и далее на юго-запад до пер. Койтезек.

В юго-западной части Базардаринского хребта развиты среднезернистые биотитовые, двуслюдяные и реже биотит-роговообманковые граниты, дающие местами переходы к гранодиоритам и кварцевым диоритам. Граниты сильно серицитизированы. Широко распространены хлоритизированные граниты, в которых хлорит развивается за счет биотита, часто полностью его замещая. Эта особенность сближает интрузии Базардары с хлоритизированными гранитами Рушанского хребта. Граниты восточной части хр. Базардара и граниты у Сарезского озера (р. Марджанай) Н. В. Ионин выделяет в несколько более молодую группу. Отличительными чертами этих гранитов являются: порфировидная структура и заметная обогащенность бор- и фторсодержащими минералами — турмалином и флюоритом.

Жильные производные Базардаринской интрузии представлены гранит-порфирами, сиенит-порфирами и в значительно меньшей мере — апли-

тами, пегматитами и лампрофирами. Контактные воздействия гранитов на вмещающие их сланцы верхнего палеозоя и сланцы верхнего триаса незначительны и выражены в орговиковании пород. Интрузивные контакты гранитов со сланцами верхнего триаса, а по наблюдениям Г. А. Дуткевича (1935а) и с известняками средней юры, определяют нижнюю возрастную границу интрузии. Интрузия относится к поздним фазам киммерийской складчатости.

Порфирировидные двуслюдяные микроклиновые часто гнейсовидные граниты восточной части Аличурского хребта у пер. Уртабуза В. А. Николаев (1936) относит к древнекиммерийским. Эти граниты прорывают верхнетриасовые сланцы с востока, а с запада контактируют с метаморфическими толщами, при этом они «безусловно играют существенную роль в строении кристаллической серии, хотя и являются в ней несколько более молодыми, чем преобладающие двуслюдяные гнейсограниты».

Граниты Койтезека характерны распространением акцессорного ортита.

Таким образом вдоль северной окраины Центральной зоны Памира залегает ряд гранитных интрузивов (Язгулемский комплекс и сходные с ним интрузии), характеризующихся одинаковым положением в геолого-тектонической структуре, а также общими составом, жильными производными, характером контактовых изменений, особенностями металлогении.

Второй пояс киммерийских интрузивов приурочен к южной полосе Центральной зоны: Рушанский хребет, Базардаринский хребет и далее к юго-востоку интрузии восточной части Аличурского хребта (пер. Уртабуза). Это весьма разнообразный, но в то же время имеющий характерные общие черты интрузивный комплекс. В южной полосе Центральной зоны Памира Базардаринская интрузия выделяется среди других по слабой степени распространения гнейсовидных разностей, наличию кварцевых жил с вольфрамитом и касситеритом, а также по проявлению медного и свинцового оруденения, если только не связывать его с более поздними несогласными интрузиями порфирировидных гранитов (Бузтере — Башгумбез и др.).

В. Альпийские интрузии (посленижнемеловые)

Альпийские складчатые движения на Памире фиксируются в мезозойских и кайнозойских отложениях Северной зоны Памира и в мезозойских породах Центральной зоны. Кумачдаринская интрузия в Язгулемском хребте прорывает нижнемеловую пестроцветную толщу, на которой лежат согласно светлые известняки верхнего мела. Таким образом, устанавливается несомненно альпийский возраст интрузии.

Основное место среди пород Кумачдаринской интрузии, представленной двумя выходами, общей площадью около 20 км², занимают кварцевые диориты, в меньшей степени развиты диориты и гранодиориты. Состав кварцевых диоритов: зональный плагиоклаз от № 30 до 50, роговая обманка, редко биотит, кварц в незначительных количествах, акцессорные — сфен, титаномагнетит, пирит и вторичные — эпидот, цоизит, соссюрит и серицит.

Породы интрузии в сильной степени соссюритизированы и эпидотизированы. Гранодиоритовые разности отличаются розоватым цветом вследствие наличия розового калиевого полевого шпата. В одном месте у контакта обнаружен сильно соссюритизированный и серицитизированный гранит. Жильные производные представлены маломощными жил-

ками микропегматита и гранофира. В небольшом выходе кварцевых диоритов, прорывающем юру в верховье р. Хуан (бассейн р. Ванану), встречены жильные гранит-порфиры с гранофировой основной массой и крапленниками альбит-олигоклаза.

Форма описываемой интрузии штокообразная, несогласная. Контактные изменения проявляются интенсивно, но затухают на расстоянии до 200 м от контакта. Известковистые сланцы и мергели нижнемеловой толщи превращены в роговики, иногда полосчатые яшмовидные, содержащие эпидот, кварц, плагиоклаз, серицит и нередко гранат.

В Язгулемском хребте — в верховьях р. Ванану и в районе Кумачдары — встречаются мощные дайки диоритовых порфиритов, прорывающих нижнемеловую толщу. К альпийской интрузивной фазе относятся обнаруживаемые во многих местах Центральной зоны Памира дайки диоритовых порфиритов и отдельные выходы диоритов и кварцевых диоритов, интрузирующих в породы нижнемеловой толщи. По северному склону Музкольского хребта, к югу от пер. Акбайтал, верхнемеловые известняки, по данным М. В. Занина, прорываются небольшим штоком диоритов. Незначительные по размерам интрузивы диоритового или габбро-диоритового состава (не жильной формы) довольно часто встречаются в толще сланцев верхнего триаса в Язгулемском хребте и в других местах. Возраст их неясен. Возможно, что они относятся к той же фазе, что и альпийские дайки диоритового порфирита или диориты Акбайтала, прорывающие верхний мел.

В Язгулемском хребте, к западу от пер. Хурджин, в нижнемеловых отложениях встречаются дайки диабазовых порфиритов (М. В. Занин). По наблюдениям С. И. Клунникова, дайки диоритового порфирита прорывают известняки верхней юры. В. А. Николаев считает вероятным альпийский возраст для некоторых гипабиссальных жильных интрузий Базардары, так же как и для жильных диабазов южного Кара-Куля. С. И. Клунников, А. П. Недзвецкий и П. Д. Виноградов (1936) предполагают верхнеюрский или нижнемеловой возраст гранитов пер. Беик, которые «отчетливо рвут эффузивы верхнеюрского возраста и содержат их ксенолиты».

Несогласные интрузии порфировидных гранитов

В пределах южной части Центральной зоны Памира выявлен ряд гранитных массивов, сходных между собой, но отличающихся от всех рассмотренных выше, в том числе и от киммерийских интрузий, по морфологии, составу, характеру контактов и другим признакам. К этому типу интрузивов относится ряд гранитных массивов Рушанского хребта — Хуфский, Раумидский, Девлехский, Бардаринский, интрузив порфировидных гранитов у Сарезского озера, Башгумбезский в Памирском хребте и Джамакский в Ванчском хребте. Размеры отдельных интрузивных массивов в плане по выходу на поверхность достигают 100 км². Кроме того, к этой же группе следует отнести ряд небольших интрузивов порфировидных гранитов в Базардаринском хребте, по Бузтере, которые являются более молодыми, чем другие интрузивные разности этого хребта.

Большинство этих интрузивов сосредоточено в довольно широкой южной полосе Центральной зоны, в некоторых случаях близко расположенной к метаморфическим толщам Юго-Западного Памира, при этом Башгумбезский массив внедрился в гранитоиднейшие метаморфической серии Памира. Таким образом, группа рассматриваемых интрузивов рас-

полагается в области перехода киммерийских и альпийских структур к более древней жесткой платформенной зоне. Некоторым исключением является Джамакский интрузивный массив, располагающийся в Ванчском хребте на значительном расстоянии от южной полосы Центральной зоны.

Основными особенностями, выделяющими эту группу среди других интрузивов Памира, являются:

1. Несогласное залегание и штокообразные формы массивов. Некоторую связь с общими тектоническими структурами можно видеть в том, что в Рушанском хребте интрузивы сосредоточиваются в южной полосе Центральной зоны, вытянутой в направлении общего простирания антиклинальной структуры района. Однако каждый отдельный массив явно сечет складчатые структуры.

2. Однообразный состав интрузивов. Большинство из них представлено гранитами, обычно порфировидными биотитовыми, иногда с незначительным количеством роговой обманки. В Джамакском гранитном массиве, в краевых его частях, наблюдаются гранодиориты и кварцевые диориты.

3. Незначительные по масштабам контактовые изменения боковых пород, проявляющиеся главным образом в ороговикании на небольшом расстоянии от интрузивов. Тонкие согласные инъекции даже у самых контактов отсутствуют. Контакты резкие, эндоконтактные изменения почти не наблюдаются. Иногда на отдельных участках (Джамакский массив) хорошо выражены явления катаклаза и окварцевания пород с образованием линейных структур, параллельных контакту, но не совпадающих с простиранием вмещающих пород.

4. Сравнительная бедность жильными производными, особенно кислого состава — аплитами и пегматитами. Слабое проявление пневматолита и гидротермальной деятельности. Редкие жильные образования представлены гранит-порфирами, гранодиоритами, диоритовыми порфиритами и диабазами. Мелкие лейкократовые жилы пегматоидного состава имеют часто микропегматитовую и граофиловую структуры.

Порфиновые вкрапленники в гранитах представлены микроклином розового или серого цвета, иногда (Джамакский массив) с рапакивиподобной каемкой серовато-белого олигоклаза. В основной массе устанавливаются олигоклаз, микроклин и кварц; цветные минералы представлены биотитом, иногда роговой обманкой. Из аксессуарных минералов характерен ортит, кроме того, присутствуют апатит, циркон, сфен. Турмалин как в гранитах, так и в жильных дериватах весьма редок. Исключение представляет Девлехский гранитный массив, где обильно представлена жильная фация кислых пород, содержащих турмалин и молибденит.

Перечисленные особенности разбираемого типа интрузивов резко отличают их от рассмотренных выше интрузивных комплексов киммерийского возраста, что позволяет отнести эту группу интрузивов к наиболее молодому петрогенетическому циклу. Это обстоятельство, а также некоторое сходство гранитов этого комплекса с Кумачдаринской интрузией, дают основание предполагать, что они имеют альпийский возраст.

В Залайском хребте в бассейне р. Алтындара, по данным С. Қ. Овчинникова, диориты интродуцируют в породы мынтекинской свиты, верхи которой относятся к рэту. Верхняя возрастная граница интрузии не ясна.

Все изложенное позволяет охарактеризовать основные черты магматизма Памира следующим образом.

1. Докембрийский интрузивный магматизм остается проблематичным и вопрос о проявлении его в пределах Юго-Западного Памира является спорным. Интрузивы этого района охарактеризованы лишь условно как древние, предположительно докембрийского возраста. Ряд соображений позволяет предполагать, что часть интрузивов Юго-Западного Памира относятся к варисскому и киммерийскому времени.

Каледонский магматизм, как вообще тектонические движения этого времени, нигде на Памире не установлен.

2. Эффузивная деятельность в период проявления ранневарисского магматизма началась в нижнем палеозое, но наиболее интенсивно развивалась в среднем палеозое. С ней в основном связано образование мощного пояса вулканогенных пород Северного Памира. Ранние проявления варисской интрузивной деятельности представлены основными и ультраосновными породами, образующими несколько прерывистых поясов в Северной и отчасти в Центральной зонах Памира. Далее наиболее мощные интрузивные процессы выразились в образовании альбитовых (натровых) гранитов Северной зоны и гранодиоритов, гранитов и кварцевых диоритов Калайхумбского интрузивного массива. Для ранневарисского магматизма характерна распространенность существенно натровых, как эффузивных, так и интрузивных пород.

3. Эффузивная деятельность, связанная с поздневарисским этапом магматизма, началась в верхнем карбоне и с перерывами проявлялась в перми, частично в триасе, эффузивы этого этапа распространены в северном поясе Северной зоны и в Центральной зоне (Бартангская вулканогенная толща пермо-триаса). Они представлены преимущественно лавами основного состава и в меньшей степени образованиями липаритового ряда.

Интрузивная фаза поздневарисского этапа началась в конце палеозоя и закончилась в начале мезозоя. Среди интрузий этой фазы преобладают массивы микроклиновых гранитов, в незначительном количестве встречаются кварцевые диориты. Весьма обильная жильная фация этих гранитоидов представлена аплитами и пегматитами.

4. Киммерийский магматизм проявился весьма интенсивно и выразился главным образом в образовании многочисленных интрузий гранитоидов. Начавшись в триасе, он закончился, вероятно, в мелу.

Сложность тектоники, разнообразный состав интрузивов, их слабая изученность и тот факт, что основное количество интрузивных пород располагается в палеозойских толщах — являются теми причинами, которые затрудняют выделение отдельных интрузивных фаз в длительном процессе магматической деятельности киммерийского цикла.

Эффузивная деятельность с большими перерывами происходила на протяжении всего мезозоя, но проявилась она локально, слабо в Северной зоне и более интенсивно на Юго-Восточном Памире. В составе пород большое место занимают кислые разности, но распространены также основные эффузивы и спилиты. Местами в это время формировались и незначительные по масштабу интрузии основного состава (габбро-диориты, габбро).

5. Альпийский магматизм проявился на Памире значительно слабее, чем магматизм предшествующих эпох. Его границы во времени не вполне ясны, однако наличие его несомненно. Эффузивные породы отмечаются в неогеновых отложениях (Западный Пшарт), а интрузивные (кварцевые диориты Кумачдары) отчетливо прорывают отложения нижнего мела. Характерно присутствие даек диорита и диабазового порфирита в мезо-

зойских отложениях Памира. К альпийскому тектоно-магматическому циклу, вероятно, относятся и несогласные интрузии порфировидных гранитов Центральной зоны и Юго-Восточного Памира.

6. В соответствии с общей геологической структурой Памира отчетливо выступает зонально-поясное расположение магматических пород. При этом намечается повышение возраста последних (от древнего к более молодому) в направлении с севера на юг (не считая интрузивов метаморфических толщ Юго-Западного Памира).

7. Отчетливо выделяются два эффузивных пояса: первый, наиболее выдержанный, протягивающийся по северному краю Северной зоны Памира и второй более южный прерывистый, прослеживающийся в направлении Бартанг—Акбайтал—Рангуль. В пределах этих поясов эффузивная деятельность проявлялась на протяжении всей геологической истории от нижнего палеозоя до мезозоя включительно, тогда как в промежутке между поясами проявления эффузивного вулканизма либо отсутствуют, либо выражены весьма незначительно.

В Юго-Восточном Памире зональность в распространении эффузивов выражена менее ярко. Здесь выделяются три пояса небольшой протяженности: Пшартско—Мургабский (Мынхаджиртау), Базарларинский и Кызылрабатский. Последние два, а также тектоническая чешуя с юрскими эффузивами в Рушанском хребте, намечают общий прерывистый пояс эффузивов, как бы окаймляющий с севера и востока кристаллические толщи Юго-Западного Памира.

8. Зонально-поясное расположение интрузивов, а также их подчиненность общему геологическому структурному плану характерно для всех тектоно-магматических циклов Памира.

Общая схема пространственного расположения отдельных поясов магматических пород на территории Памира и возрастная последовательность их формирования представляются в следующем виде.

В северной части Памира протягивается три прерывистых пояса мелких интрузий основных и ультраосновных пород, связанных с ранневарисской интрузивной фазой.

Южнее располагается ряд поясов гранитоидных интрузий.

Пояс ранневарисских гранитов, расположенный в северной части Северной зоны Памира. Это согласные интрузии альбитовых гранитов верховий рр. Хингоу, Саграна, Муксу, Алтынмазар и Саукся. Сюда же относится Калахумбский интрузив гранодиоритов и гранитов.

Пояс поздневарисских микроклиновых гранитов, к которому относятся Каракульская группа гранитных интрузивов и огромной протяженности гранитный массив Баянджикка, обнажающийся в ледниковой области Федченко и в западной части Дарвазского хребта.

Пояс киммерийских интрузий Язгулемского комплекса и Кудары. Эти интрузии могут быть объединены в две полосы, располагающиеся в антиклинальных структурах по обе стороны от Язгулем-Танымасского синклиория. К северу от него находятся интрузивы юго-западной части Язгулемского хребта, Ванчский и Верхне-Язгулемский гранитные массивы, а к югу—Кударинская интрузия. К этому поясу, по-видимому, следует отнести интрузивы, известные к юго-востоку от Рангуля (р. Акджилга, пер. Музкур).

Пояса интрузивов Рушанского и Базарларинского хребтов. Магматические проявления здесь весьма интенсивны и сложны. В порядке возрастной последовательности выделяются:

а) очковые гнейсы и двуслюдяные гнейсы варисского возраста;

б) многочисленные и разнообразные согласные интрузивы киммерийского возраста;

в) несогласные интрузии порфиroidных биотитовых гранитов предположительно альпийского возраста.

Мощные проявления и сложность интрузивного вулканизма в этом поясе обусловлена тем, что в нем, как примыкающем к жесткой глыбе кристаллических толщ Юго-Западного Памира, происходили интенсивные тектонические нарушения, налагавшиеся друг на друга в течение нескольких тектоно-магматических циклов. Восточнее, у границы с Китаем, кулисообразно к Рушанско-Базардаринской зоне развития гранитных интрузий расположен пояс киммерийских гранитов Пшартского хребта и правых притоков р. Аксу.

Зонально-поясовое распространение интрузивов продолжается и в кристаллической серии Юго-Западного Памира. Главным здесь является огромный по протяженности пояс интрузивов Шуганского и Памирского (Аличурского) хребтов. От р. Пяндж на западе он прослеживается к востоку до бассейна р. Гурумды на расстоянии около 200 км. Слагающие его породы весьма разнообразны, но не выходят из ряда гранит — гранодиорит. Основное место занимают гранито-гнейсы, граниты, гнейсовидные гранодиориты и двуслюдяные гнейсо-граниты.

Самым южным является пояс аплитогнейсов Ваханского хребта. Он сравнительно маломощен, но прослеживается на протяжении почти всего Ваханского хребта в его водораздельной части.

Поясовое расположение и согласное с тектоническими структурами залегание разновозрастных интрузивов объясняется, по-видимому, последовательным наложением и приспособлением молодых складчатых сооружений к более древним. Консеквентность складчатых структур, начиная от нижнего палеозоя и выше, отмечается также для соседнего с Памиром западного Куэнь-Луня.

Большинство интрузивных массивов приурочено к антиклинальным структурам, но при общем согласии их залегания наблюдаются также секущие контакты. Кумачдаринская альпийская интрузия расположена в синклинальной структуре.

Несогласные штокообразные интрузивы порфиroidных гранитов нередко также тяготеют к антиклиналям (Джамакский массив). На юге отдельные интрузивы этого типа в известной мере приспособляются к общей структурной линии, наметившейся здесь в более древнее время. Своим расположением эти интрузии в общих чертах намечают полосу, близко примыкающую и как бы окаймляющую с севера кристаллические толщи Юго-Западного Памира. Это предположительно альпийские несогласные интрузии Рушанского хребта и, видимо, порфиroidные граниты Базардары и штокообразный интрузив Башгумбеда.

9. Внедрение ранневарисских, поздневарисских и киммерийских гранитных интрузий происходило в условиях интенсивных напряжений и подвижности вмещающей рамы. Этим обуславливается наличие во многих интрузивах, особенно в приконтактных зонах гнейсовидных структур (гнейсо-гранитов) и явлений протоклаза и катаклаза. Катаклиз проявлен почти во всех интрузивах и связан с наложениями на интрузивные породы последующих тектонических деформаций, продолжавшихся вплоть до посленеогенового времени. В условиях Памира катаклиз как признак для корреляции относительного возраста интрузивов, может применяться лишь с большой осторожностью. Это же следует сказать

и о гнейсовидных текстурах. Последние наблюдались в одном месте в эндоконтакте молодого Джамакского гранитного интрузива.

10. С петрохимической стороны интрузивный магматизм Памира характерен магмами щелочноземельного гранитного состава. Кварцевые диориты и диориты обычно пространственно и, видимо, генетически связаны с гранитными интрузиями и принадлежат к общему магматическому очагу.

Более основные, чем граниты, разности связаны, с одной стороны, с проявлениями более ранних фаз интрузивной деятельности. С другой стороны, формирование трещинных интрузий основного состава, представленных дайками лампрофира, диорита и диабазового порфирита, было подчинено значительно более поздним фазам магматизма, проявившимся уже после остывания того или иного гранитного массива. В Язгулемском интрузивном комплексе, например, эти дайки формировались после внедрения и застывания гранитов, но перед образованием их жильных дериватов — аплитов и пегматитов.

Подчиненное значение по отношению к гранитоидам имеют на Памире породы основной и ультраосновной магмы. Щелочные породы здесь не обнаружены. Близкими к ним по составу являются лишь констатированные в Язгулемском хребте альбит-сиенитовые аплиты.

ВВЕДЕНИЕ

Положение Таджикистана в сложном геологическом узле, где сближаются различные структурно-фациальные области Азии, где в сложных взаимоотношениях располагаются структуры Тянь-Шаня, Памира, Кузнь-Луня, Гиндукуша и Каракорума, интерес и важность этой территории для решения многих общих тектонических вопросов — все это привлекло большое внимание к Таджикистану не только лиц, непосредственно здесь работавших, но многих ученых, занимавшихся и занимающихся вообще изучением тектоники. Первые тектонические схемы территории современного Таджикистана как части Средней Азии принадлежат И. В. Мушкетову. Много внимания вопросам тектоники юго-востока Средней Азии уделял в своих работах Д. И. Мушкетов. Большое значение для познания тектоники Таджикистана имел анализ структурно-фациальных особенностей Средней Азии, сделанный Д. В. Наливкиным. Предложенное им деление Средней Азии на три основные области, получившие название северных, центральных и южных дуг, является основой, на которой базируются все последующие работы по тектоническому районированию Средней Азии. Важное значение имеют работы В. А. Николаева, Н. П. Васильковского и Н. М. Синицина. Изучением тектоники Таджикистана занимались О. С. Вялов, А. П. Марковский, С. Ф. Машковцев, Б. Н. Наследов, С. И. Ильин, С. И. Клунников, А. В. Пейве, В. И. Попов, П. К. Чихачев, П. П. Чуенко, С. С. Шульц, а в более позднее время И. Е. Губин, А. В. Григорьев, П. Д. Виноградов, Ю. А. Лихачев, А. П. Недзвецкий, С. К. Овчинников, В. И. Солун, М. И. Шабалкин и др.

В их работах имеются ценные фактические данные и интереснейшие обобщения по тектонике Таджикистана и его отдельных районов.

Однако многие вопросы по тектонике этой области остаются окончательно еще не разрешенными до настоящего времени. К числу наиболее важных вопросов, требующих своего разрешения, относится тектоническое районирование, выделение главнейших структурно-фациальных зон, установление их соотношений между собой и положения в общем структурном плане Центральной Азии. Важной проблемой также является изучение зависимости молодых структур от более древних, явления виргации, природы Памирского поднятия, характера альпийских (третичных) движений, решение вопроса о северных границах альпийского орогенеза в этой части Азии.

Ниже излагаются структурные особенности основных геологических районов Таджикистана.

ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Общий очерк

Основную часть территории Северного Таджикистана занимают Кураминский хребет и горы Моголтау. Этот район входит в пределы южной части Кураминской (по В. И. Попову) или Каржантау-Кураминской (по Н. М. Синицину и Н. П. Висильковскому) структурно-фациальной подзоны, которая является частью Чаткало-Нарынской зоны В. А. Николаева, представляющей собой северную внешнюю область варисского складчатого пояса Южного Тянь-Шаня. Кураминская подзона отличается от других смежных с нею областей сокращенной мощностью разреза отложений среднего палеозоя, широчайшим проявлением верхнепалеозойского вулканизма, глыбовым характером тектоники и рядом других особенностей.

Основные элементы складчатых и разрывных структур, наблюдаемых на территории Северного Таджикистана, созданы главным образом в результате движений ряда фаз варисской складчатости, но вместе с тем здесь известны отдельные фрагменты каледонских структур, представляющих собой древний нижнепалеозойский фундамент варисской геосинклинали Южного Тянь-Шаня. Весьма интенсивными были здесь и альпийские движения, которые выразились главным образом в вертикальном перемещении масс по крупным разломам.

Каледонские движения и созданные ими структуры

Каледонские структуры для Западного Кара-Мазара и Моголтау известны по работам Б. Н. Наследова (1935), К. Н. Вендланда (1938), Е. Д. Карповой и П. Н. Соколова. Обнажающиеся здесь сланцы и песчаники ордовика, местами перекрытые эффузивами, собраны в крутые складки с падением пластов 50—60°. Б. Н. Наследов (1935) отмечает в них и изоклинальные складки. Сильно дислоцированные отложения ордовика установлены А. П. Недзвецким в верховьях р. Уткесму вдоль Баштавакского разлома и в виде узкой полосы в кровле гранодиоритов. В Моголтау и в Калканата на ордовикских отложениях залегают с резким угловым несогласием базальные конгломераты машрапской свиты, которая относится к эйфельскому ярусу среднего девона. Следовательно движения, вызвавшие смятие отложений ордовика, укладываются в промежуток времени от ордовика до среднего девона и отвечают каледонской фазе складчатости. По данным Е. И. Зубцова, эта фаза является весьма характерной для целого ряда более восточных районов Тянь-Шаня. В Кара-Мазаре и Моголтау с ней связано внедрение интрузий гранодиоритов. В Моголтау гранодиориты залегают в ядре антиклинальной складки в ордовикских отложениях и содержатся в гальке среднедевонских отложений. В Калканата отложения ордовика прорваны интрузией гранит-порфиров, на размытой поверхности которых залегают базальные конгломераты среднего девона.

Из каледонских структур Е. Д. Карпова и П. Н. Соколов описали антиклинальную складку в Юго-Западном Моголтау, имеющую почти широтное простирание. Складка имеет симметричное строение с падением крыльев под углами от 45 до 56° и плавно погружается к западу. В Калканата и в верховьях Уткесму сохранились лишь отдельные фрагменты каледонских структур, по которым нельзя восстановить их первоначальный вид. Дизъюнктивные нарушения, связанные с движениями этого времени, не установлены.

Варисские движения и созданные ими структуры

Фазы варисской орогенции

Самой сильной и повсеместно распространенной в рассматриваемой области была ранневарисская фаза складчатости, проявившаяся в среднем карбоне. Она сопровождалась напряженной интрузивной деятельностью и привела к замыканию большей части среднепалеозойской геосинклинали Южного Тянь-Шаня. Последующие фазы были более слабыми и в дальнейшем мы будем называть их подфазами.

В Северном Таджикистане среднекарбонная фаза выразилась в смятии отложений девона и нижнего карбона с образованием Главной Карамазарской антиклинали, ось которой проходит в северо-восточном направлении, примерно по водоразделу Кураминского хребта. С этой фазой связано внедрение больших интрузивных тел гранодиоритов кураминского типа, особенно широко представленных в Кураминском хребте. Гранодиориты прорывают здесь известняки девона и нижнего карбона и местами осадочно-эффузивную свиту среднего карбона (долонинскую, по А. П. Недзвецкому, или минбулакскую, по Н. П. Васильковскому). Интрузивный контакт гранодиоритов с зелеными и серыми кварцевыми порфирами этой свиты отчетливо наблюдается в урочище Тахтабаст восточнее Адрасмана. Н. П. Васильковский (1952), на основе изучения стратиграфии и вулканизма всей Каржантау-Кураминской подзоны и сопоставления своих данных с данными по другим областям Тянь-Шаня, считает, что эта фаза, которую он называет преакташской, ограничена временем от конца среднего карбона до начала верхнего карбона. На основании этого он считает ее близкой по возрасту к астурийской фазе Западной Европы, а не к судетской, как это предполагалось рядом предыдущих исследователей.

Тектонические движения этого времени повлекли за собой общее поднятие области, на интенсивность которого указывает большая глубина эрозионного среза структур, созданных этими движениями.

В начале верхнего карбона восходящие движения сменились погружением области, продолжавшимся с некоторыми перерывами, по-видимому, до конца перми. В это время здесь отлагалась мощная серия верхнепалеозойских вулканогенных толщ. Тектонические движения, сопровождавшие формирование этих толщ, были уже менее интенсивными и проявлялись периодически в течение всего верхнего карбона и в перми. В ранней стадии своего развития они выразились в крупных расколах земной коры, по которым происходили грандиозные излияния и выбросы вулканических продуктов, образовавшие нижнюю свиту карамазарского вулканогенного комплекса. Связь излияний вулканических продуктов с такими расколами, в настоящее время замаскированными, подчеркивается общим линейным расположением вулканогенных пород, имеющих господствующее северо-восточное простирание. Возможно, что по одному из таких расколов позднее оформился крупнейший в Кураминском хребте Баштавакский разлом.

Вулканогенные излияния были прерваны новыми тектоническими движениями, которые устанавливаются в Кара-Мазаре по локально проявившейся предкызылтауской подфазе складчатости. Эта подфаза выражена здесь перерывом и несогласием между нижней и верхней свитами карамазарского вулканогенного комплекса. В результате движений этой подфазы отложения нижней свиты были смяты в пологие складки широтного и северо-восточного простирания. Затем последовала глубо-

кая эрозия созданных структур, вызвавшая значительный размыв нижней свиты. На размывтой поверхности последней, с угловым несогласием, отложились прибрежные морские осадки кызылтауской подсвиты. Эти осадки, вследствие сильной перекристаллизации, вызванной последующей вулканической деятельностью, не содержат, к сожалению, определенных органических остатков, в связи с чем определить возраст кызылтауской толщи и время проявлений тектонических движений, предшествовавших ее отложению, не представляется возможным. По косвенным данным можно лишь предполагать, что время формирования этой толщи отвечает верхнему карбону.

Движения предкызылтауской подфазы складчатости сменились новым попружением области, вызвавшим накопление мощных вулканогенных толщ верхней свиты комплекса. Во время отложения пород этой свиты значительных по силе складчатых движений, по-видимому, не происходило, но общий процесс ее формирования нарушался время от времени проявлениями интрузивной деятельности и перерывами в осадконакоплении. Интрузивная деятельность подтверждается (А. П. Недзвецкий, 1950) наличием в бассейнах рр. Пангаз и Надак интрузий порфировидных гранодиоритов, прорывающих кызылтаускую толщу и перекрытых верхнекушайнакской толщей. Перерыв в осадконакоплении, например, имел место перед отложением тавакской подсвиты, залегающей на размывтой поверхности нескольких нижележащих подсвит.

Новые складчатые движения обусловившие смятие верхней свиты в пологие складки, последовали уже после отложения тавакской подсвиты. Время проявления этой отчетливо фиксируемой послетавакской подфазы складчатости отвечает, по-видимому, концу нижней перми.

Последующие собственно складчатые движения в рассматриваемом районе в верхнепалеозойское время, по-видимому, больше уже не проявлялись. Они сменились возникновением нескольких разнообразных последовательно развивавшихся систем разрывных нарушений.

Варисские складчатые структуры имеют в основном северо-восточное простирание, в общем совпадающее с простиранием Кураминского хребта. В западной части района, по данным Е. Д. Карповой, они плавно поворачивают и через широтное направление переходят в северо-западное, пересекая Кураминский хребет.

Ниже приводятся краткое описание складчатых структур и главных разломов, играющих существенную роль в общем структурном плане района.

Складчатые структуры

Складчатые структуры описываются в направлении с северо-востока на юго-запад.

В северо-восточной части района, в бассейне рр. Сарваксай и Акташ, довольно отчетливо вырисовывается крупная антиклинальная складка почти меридионального простирания (Кураминский хребет здесь имеет такое же простирание) со слабым отклонением к северо-востоку. Ядро складки слагают светло-серые граниты, окаймленные массивом серых гранодиоритов и гранодиорит-порфиров. На размывтой поверхности последних как с западной стороны (верховья рр. Наугарзан, Буюрлюк, Сарыпуль и Ашт), так и с восточной (к северу от сел. Сарвак и на гребне левого борта р. Сарвак в верховье) залегают верхнепалеозойские эффузивы, содержащие в основании обломки гранодиоритов. Плоскость контакта между эффузивами и гранодиоритами в вер-

ховьях рр. Наугарзан, Сарьпуль, Ашт и Буюрлюк падает на запад под углом $25-30^\circ$, так же как и пласты в эффузивной толще, а в бассейне р. Сарвак — на восток под теми же углами. Из этого можно заключить, что массив гранитоидных пород изогнут вместе с эффузивами. Размеры складки определяются расстоянием между ее крыльями, составляющим более 25 км. В верховьях р. Гудас ось структуры плавно поворачивает на юго-запад и через бассейн р. Ашаба уходит в долину р. Пангаз. Здесь складка сильно нарушена разрывами и скрывается под четвертичными отложениями.

Следующая антиклинальная структура, имеющая северо-восточное простирание, проходит в верховьях р. Пангаз, где она совершенно отчетливо устанавливается по падению пластов в правом борту реки на северо-запад, а в левом на юго-восток, а также по смене более древних горизонтов верхнего палеозоя, обнажающихся по долине, более молодыми по бортам ее. К северо-востоку ось складки погружается. На юго-западе описываемая антиклинальная структура сильно нарушена разрывами и срезана Баштавакским разломом. Падение пластов в крыльях под углами $15-35^\circ$.

Упомянутые две антиклинальные структуры сопрягаются синклиналию, в ядре которой обнажаются кварцевые диориты горы Бабайоб. Ширина складки 8—10 км.

Далее хорошо фиксируется антиклинальное поднятие, проходящее по оси Кураминского хребта от верховьев р. Надак на юго-запад. Ось этого поднятия погружается к северо-востоку, вследствие чего слагающие ядро складки гранодиориты замыкаются в верховье р. Надак. На юго-запад складка уходит за пределы Таджикской ССР севернее пер. Шахтаван. Падение пластов в крыльях этой складки, сложенных верхнекаменноугольными эффузивами, колеблется от 5 до 30° .

Следующая антиклинальная складка протягивается от пер. Пазман через низовья р. Долоньсай, хр. Акчичеглы, среднее течение р. Карамазарсай и дальше в низовьях р. Уткемсу. Эта структура сильно осложнена разрывами и устанавливается только по отдельным фрагментам. Ядро ее сложено или интрузивными породами, или же нижней свитой верхнепалеозойского вулканогенного комплекса.

Две последние антиклинали сопрягаются синклиналию, ось которой проходит по гребням Акшурак, Бабайситен, далее через верховья р. Долонь, в бассейн Карамазарсай и на плато Тавак. В средней своей части (бассейн р. Карамазарсай) она сильно нарушена большим количеством разрывов. На северо-востоке и юго-западе она почти не нарушена. Ширина складки от 10 до 15 км. К юго-западу ось ее вздымается, вследствие чего слагающие ядро верхнепалеозойские эффузивы в низовьях Уткемсу замыкаются и из-под них обнажаются гранодиориты Табошарского массива.

Хорошо прослеживается крупная антиклиналь, проходящая от верховьев р. Уткемсу на юго-запад. Южнее Алтынтопкана эта складка плавно меняет юго-западное направление на северо-западное, пересекает Кураминский хребет и скрывается под плащом четвертичных отложений. Ядро ее слагают гранодиориты Табошарского массива. В северо-западном крыле этой структуры гранодиориты контактируют или со сланцами ордовика, или с известняками верхнего девона и нижнего карбона, перекрытыми верхнепалеозойскими эффузивами. Падение слоев на северо-запад, а там, где структура меняет простирание на северо-западное, слои падают на северо-восток. Южное крыло антиклинали хорошо

фиксируется налеганием на гранодиориты эффузивов верхнего палеозоя и местами обрывков среднепалеозойских известняков (Такели, Туранглы). Антиклиналь сильно нарушена разрывами, в особенности ее западная часть.

С описанной выше антиклиналью с севера сопрягается синклинали, ось которой проходит примерно по долине р. Сардоп в северо-восточном направлении. По данным Е. Д. Карповой, эта структура отчетливо устанавливается по падению пластов верхнепалеозойских эффузивов в юго-восточном крыле на северо-запад под углом до 35° , а в северо-западном — на юго-восток под тем же углом. Ось складки вздымается к юго-западу.

Из варисских структур для Моголтау устанавливается антиклиналь широтного простирания, ядро которой сложено гранодиоритами Музбекского массива, и сопряженная с ней с юго-запада синклинали, сложенная известняками девона. Ширина последней больше 10 км, и ось ее погружена к северо-западу, вследствие чего в направлении к юго-востоку выходят все более древние горизонты девонских известняков и конгломератов (машрапская свита), и недалеко от пер. Маразбель складка полностью замыкается. Из приведенного описания складчатых структур района следует, что все они представляют собой довольно пологие простые складки. Особенно это относится к складкам, сложенным верхнепалеозойскими эффузивами. Такой характер складчатости объясняется, видимо, большой жесткостью и неподатливостью к смятию вулканогенных отложений и подстилающего их фундамента. Очевидно, в связи с этим основные тектонические усилия конца верхнепалеозойской эпохи не привели здесь к интенсивной складчатости, а разрядились в образовании многочисленных разломов.

Многие крупные структуры осложнены по крыльям рядом более мелких складок и разнообразно ориентированными разрывами, усложняющими общую тектоническую картину района.

Разрывные структуры

Возникновение большинства разрывных нарушений в Северном Таджикистане связано с послескладчатыми тектоническими движениями верхнепалеозойского времени. Изучение истории развития этих нарушений позволяет выделить в процессе их формирования три этапа — ранний, средний и поздний. Каждому этапу соответствует несколько генетических типов разломов, различающихся, кроме того, и величиной.

Ранний этап развития нарушений ознаменовался возникновением системы крупных разрывных структур общего широтного направления. Вероятно, этому этапу соответствует начальная стадия формирования таких крупных разломов, как Баштавакский и Бирюзовый.

Баштавакский разлом прослеживается от меридиана, проходящего восточнее пос. Шайдан, на запад через перевалы Кумбель, Пазман, Курбаши и Шаитдаван, где он пересекает Кураминский хребет и уходит на территорию Узбекской ССР. Далее к западу он опять появляется на площади Северного Таджикистана севернее гряды Алтынтопкан и затем скрывается под четвертичными отложениями у устья р. Сардоп. Он имеет широтное направление и срезает варисские складчатые структуры северо-восточного простирания под острым углом. Плоскость разлома падает под углом $75-80^\circ$ на север. Общая длина его достигает 100 км.

По плоскости Баштавакского разлома верхнепалеозойский и мезокайнозойский комплексы отложений соприкасаются с нижнепалеозойскими отложениями. Изучение соотношений контактирующих по разлому разновозрастных комплексов пород дает основание предполагать, что амплитуда вертикального перемещения блоков по его плоскости отвечает величине всей мощности разреза верхнепалеозойских вулканогенных толщ, равной 2560—2900 м. При этом устанавливается, что южный блок был опущен по разлому относительно северного.

Морфологически разлом четко выделяется в рельефе в виде характерной депрессии, которая пересекает водораздельные гребни между стекающими с Кураминского хребта реками.

Почти на всем протяжении Баштавакский разлом сопровождается зоной сильно перетертых и обеленных пород, первоначальный состав которых не всегда можно установить. Мощность такой зоны достигает местами 200 м и более. По всей зоне развиты ветвящиеся жилы белого кварца и реже барита.

Все другие разломы, расположенные в непосредственной близости от Баштавакского, представляют собой трещины оперения, сопряженные с указанным разломом под разными, преимущественно острыми углами. История развития Баштавакского разлома была весьма длительной и сложной. Анализ фактического материала показывает, что он был заложен в верхнем палеозое до образования даек, но подвижки блоков по разлому происходили и в самом конце верхнепалеозойской эпохи и даже в альпийскую эпоху складчатости. В додайковый период развития характер перемещения блоков по разлому достаточно определенно не устанавливается, но основные подвижки по его плоскости происходили, по-видимому, в вертикальном направлении. В последайковое время направление движения блоков по разлому резко изменилось. Главное значение имели в это время крупные подвижки горизонтального направления, вызвавшие огромный сдвиг северного блока к западу, а южного к востоку. Амплитуда сдвига является весьма значительной и составляет, очевидно, не менее 7—9 км.

В альпийскую эпоху в зоне Баштавакского разлома снова преобладали движения вертикального направления, что устанавливается по соприкосновению нижнепалеозойских сланцев с меловыми и третичными отложениями, наблюдаемому на Тавакском плато.

Следующей крупной разрывной структурой является Б и р ю з о в ы й разлом, расположенный южнее Баштавакского. Он простирается в направлении СВ 70—80° и лишь местами имеет широтную ориентировку. В отличие от Баштавакского разлома он только на отдельных участках косо пересекает складчатые структуры, следуя в основном почти параллельно их простиранию. Для него характерно крутое падение на юг. Общая длина разлома около 40 км. Зона разлома, сопровождающаяся сильным брекчированием боковых пород и обильной преимущественно кварцевой минерализацией, отчетливо прослеживается в виде единой тектонической линии от северного края известняковой гряды Окуртау в Западном Кара-Мазаре до г. Джеркамар в Восточном Кара-Мазаре, где она срезается Аккурским надвигом альпийского возраста. Западнее гряды Окуртау разлом перекрывается четвертичными отложениями.

Почти на всем протяжении Бирюзовый разлом проходит в верхнепалеозойских эффузивах и лишь на крайнем западе он пересекает известняки девона-карбона, которые слагают гряду Окуртау. В рельефе

он выражен или гребнями окварцованных пород, или небольшими депрессиями, покрытыми высыпками пород, содержащих обломки кварца и барита. С разломом сопряжены многочисленные боковые разрывы северо-восточного направления, относящиеся к типу скальвующих трещин оперения.

В истории развития Бирюзового разлома можно наметить несколько стадий. Начальная стадия его формирования относится к додайковому времени верхнепалеозойской эпохи. Характер подвижек по разлому в это время ясно не устанавливается; предполагаются движения вертикального направления. Величина вертикального смещения блоков по разлому составляет 250—300 м. Наиболее отчетливо она устанавливается к северо-западу от г. Желтимас по отношению контактирующих в зоне разлома алмалысайской, караташской и нижнекушайнакской подсвет. При этом северный блок опущен по разлому относительно южного.

Вторая стадия подвижек по разлому отвечает конечным фазам верхнепалеозойских тектонических движений. Она характеризуется резким преобладанием сдвиговых перемещений, установленных в бассейне Кармазарсая по смещению ряда блоков вулканогенных пород. Так, например, порфириты чалысайской подсветы, обнажающиеся в долине Алмалысая, смещены в плане к востоку на 3 км относительно тех же порфиритов, выходящих близ устья Ираилысая. Такая же амплитуда сдвига южного блока по Бирюзовому разлому к востоку наблюдается севернее вершины Желтимас по смещению выходов алмалысайской подсветы. Западнее г. Джеркамар фельзиты тарыэканской подсветы сдвинуты на восток также на 3 км, относительно тех же пород, слагающих левобережье Долонсыя.

О движениях по разлому в альпийскую эпоху свидетельствует тот факт, что верхнепалеозойские эффузивы, слагающие гребни Акчичеглы и Асказан, оказались приподнятыми над останцами покрова мезо-кайнозойских отложений, сохранившимися в районе Адрасмана, более чем на 250 м.

На основании приведенных данных можно считать, что Баштавакский и Бирюзовый разломы являются длительно развивавшимися структурами, относящимися по характеру движения блоков к типу крупных сбросо-сдвигов. Можно предполагать, что Баштавакский разлом, отличающийся от других значительной протяженностью, большой глубиной заложения, многофазностью развития и широтной ориентировкой, совпадающей с общим простиранием примыкающих к нему верхнепалеозойских вулканогенных пород, существовал еще во время, предшествующее их накоплению, и, может быть, являлся одной из тех глубинных структур, которые определяли появление и распределение вулканогенных и других магматических пород в Кураминском хребте.

Рассмотренные нарушения являются главнейшими в рассматриваемом районе, определяющими общий план пространственного расположения всех других обычно сопряженных с ними подчиненных по размеру разломов и трещин.

По-видимому, к типу крупных нарушений раннего этапа заложения относится также Каракызтуганский разлом в Моголтау. Он проходит по северным отрогам этого гребня в востоко-северо-восточном направлении; плоскость его падает на юго-восток под углом 70° . В зоне разлома имеется полоса перетертых и ожелезненных пород шириной до 100 м, в которой залегают многочисленные кварцевые жилы с пиритом. К северо-востоку разлом скрыт наносами.

Средний этап. Первую систему нарушений среднего этапа представляют типичные сбросы северо-западного и широтного направлений. Они образовались в додайковое время в условиях прямого сжатия, вызванного вертикальными подвижками по Баштавакскому и Бирюзовому разломам. Большинство из них совершенно отчетливо пересекается дайками и смещается более поздними сбросо-сдвигами северо-восточного простирания. В Кара-Мазаре к наиболее типичным нарушениям этой системы относятся: Поперечный, Бурачарский и Свинцовый сбросы, смещенные по левобережью р. Уткемсу и в верхнем течении Карамазарсая. Нескольких подобных нарушений северо-западного простирания отмечено Е. Д. Карповой и П. Н. Соколовым в Моголтау и А. П. Недзвецким на крайнем северо-востоке рассматриваемой области.

Для структур этого типа характерны подвижки вертикального направления и отсутствие сколько-нибудь заметной рудной минерализации, столь свойственной наложенным на них более молодым трещинам северо-восточного направления.

Ко второй системе разрывных дислокаций среднего этапа заложения относятся мощные зоны растяжения, сопровождающиеся многочисленными трещинами, выполненными дайками фельзит-порфира, диабазового порфирита, кварцевого порфира и кварцевого сиенит-порфира. Эти дайки группируются обычно в мощные пояса северо-восточного простирания в зонах между крупнейшими разломами раннего этапа заложения. Ярким примером таких трещинных структур являются Главный Карамазарский и Джеркамарский дайковые пояса, отчетливо пересекающие сбросы северо-западного и широтного направлений.

В поздний этап развития разрывных нарушений тектонические движения были, по-видимому, наиболее интенсивными. Они выразились в основном в широком развитии сдвиговых перемещений больших масс горных пород. Сдвиги наибольшей амплитуды (от 3 до 9 км) произошли по плоскостям широтно расположенных Баштавакского и Бирюзового разломов. Перемещение внешних блоков по этим разломам происходило в противоположных направлениях и вызывало под действием образовавшейся пары сил сильные скальвающие напряжения во внутреннем блоке, в результате которых появился ряд косо ориентированных по отношению к ним разломов с системой многочисленных сколовых трещин. К числу таких нарушений относятся хорошо известные в Кара-Мазаре Железный, Редкометальный, Тарыэканский и некоторые другие разломы, представляющие собой ярко выраженные сбросо-сдвиги. Наиболее типичным из них и лучше других изученным является Тарыэканский сбросо-сдвиг. Он простирается в направлении СВ 45—55° и характеризуется крутым, близким к вертикальному, падением. Общая длина разлома составляет 25 км. В окрестностях древнего рудника Канташ Тарыэканский разлом под острым углом сопрягается с Бирюзовым сбросо-сдвигом, а в верховьях Карамазарсая он под таким же примерно углом примыкает к Баштавакскому сбросо-сдвигу. На всем протяжении зона разлома сопровождается линейно вытянутой депрессией (рис. 58).

Более молодой возраст Тарыэканского разлома по отношению ко всем разрывным структурам описанных выше систем устанавливается по смещению им Поперечного, Бурачарского, Широтного и других сбросов, а также Главного дайкового пояса Кара-Мазара. Блок, лежащий западнее Тарыэканского разлома, перемещался приблизительно в горизонтальной плоскости относительно восточного блока на юго-запад. Амплитуда сдвига ясно наблюдается в 8 местах и всюду ее величина составляет

1100—1200 м. Величина вертикального перемещения блоков по разлому достигает 80—100 м.

Еще более крупным сбросо-сдвигом рассматриваемого типа является Железный разлом, протягивающийся в северо-восточном направлении по длине р. Сараймардансай и сопрягающийся с Баштавакским разломом восточнее пер. Шайтдаван. Он имеет крутое падение на юго-восток. Вдоль разлома тянется широкая полоса милонитизированных, местами



Рис. 58. Депрессия вдоль Тарыэканского разлома.
Вид на северо-восток с перевала Бурачар.
Фото Ю. А. Лихачева

сильно осветленных пород. Смещение по разлому отдельных блоков известняков девона — карбона в плане достигает 4,5 км.

Таким образом можно считать, что сбросо-сдвиги данного типа являются наиболее молодыми во всей длительной истории развития тектонических процессов в Северном Таджикистане в верхнепалеозойскую эпоху. Они определяют общие структурные черты рудоносной площади южного склона Кураминского хребта и закономерности пространственного размещения в ее пределах многочисленных рудных месторождений. Процессы рудообразования развивались здесь, по-видимому, одновременно с возникновением этой системы разрывных структур или несколько отставали от них во времени. Оруденение здесь концентрируется в трещинах скальвания III, IV и V порядков, сопряженных обычно под острым углом с более крупными сбросо-сдвигами. Все трещины этого типа, в том числе и рудоносные, отчетливо наложены на разлом более ранних систем, в которых, как правило, рудной минерализации не наблюдается.

Изложенные данные дают основание считать, что период окончательного становления подавляющего большинства рудных месторождений Северного Таджикистана отвечает самому концу верхнепалеозойской эпохи. Более точная датировка времени их формирования невозможна в виду отсутствия в этом районе отложений триаса, юры и нижнего мела. С завершением процессов рудообразования рассматриваемая

территория превратилась в консолидированную складчатую область с ярко выраженными чертами глыбовой структуры. Дальнейшие изменения структурного облика данного района были связаны уже с проявлением альпийских дислокаций.

Альпийские движения и структуры, ими созданные

Восстановить полностью историю альпийского тектогенеза для Кара-Мазара и Моголтау не представляется возможным вследствие весьма ограниченного распространения мезозойских и третичных отложений. Мезо-кайнозойские отложения здесь залегают или горизонтально, или же с очень слабым уклоном, не превышающим 3° . Лишь в зоне Баштавакского разлома и Окуртауского надвига в них наблюдаются сильные изгибы пластов, вплоть до опрокинутых складок. Сохранившиеся на южном склоне Кураминского хребта предмеловые абразионные поверхности, такие как плато Тавак, Мынджилке и Саттарское, имеют или горизонтальные плоскости, или слабо наклонные.

Эти факты убедительно показывают, что альпийская тектоника не создала в данной области складчатых структур, а проявилась главным образом в расколах земной коры и в вертикальных перемещениях отдельных блоков. Амплитуда этих перемещений определяется по современному уровню залегания отдельных останцов мезозойских и третичных отложений и предмеловых абразионных поверхностей. Так, меловые отложения у Канся лежат на высоте 800 м; на плато Тавак мезо-кайнозойские отложения имеют отметку около 2000 м; отметка Саттарского плато 1600 м и плато Мынджилке 2880 м. Отсюда можно заключить, что амплитуда перемещения блоков по альпийским разрывам достигла 2000 м.

Альпийская тектоника не изменила общего плана варисских сооружений. В частых случаях повторных движений в альпийское время по варисским разрывам, как это было отмечено для Баштавакского и Бирюзового разломов, можно видеть преемственность молодых движений от более древних. Альпийские движения лишь усложнили варисские структуры.

ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Общий очерк

В пределы области, выделяемой под названием Северо-Восточного Таджикистана, входят три района, расположенные в западной части Ферганской впадины: район правобережья Сыр-Дарьи, зона северных нижних предгорий Туркестанского хребта и Исфара-Ворухский район. Эта область Таджикистана характеризуется общим синклинальным строением. В ее северной и средней частях развиты только кайнозойские и четвертичные осадки, а на юге широко распространены мезозойские и местами палеозойские отложения. Последние обнажаются обычно в ядрах локальных антиклинальных поднятий, выступающих из-под мезо-кайнозойского покрова.

Район правобережья Сыр-Дарьи целиком сложен неогеновыми и четвертичными отложениями. Неогеновые отложения здесь собраны в ряд кулисообразно расположенных складок, ориентированных параллельно Кураминскому хребту, от которого они отделяются широкой пологой синклиналью, выполненной мощным покровом пролювиальных отложений. Формирование толщ неогеновых отложений происходило в условиях проявления дифференциальных движений, развивавшихся в конце миоцена при общей тенденции областей обрамления Ферганской впадины

к поднятию. Территории последних постепенно расширялись, а области накопления осадков сокращались.

В начале плиоцена у подножия поднимавшихся горных массивов происходило накопление мощных толщ бактрийской серии. Этому времени соответствовало и начало оформления Ферганской впадины. В конце плиоцена резко проявились складкообразовательные движения, продолжавшиеся до начала четвертичной эпохи. С этими движениями и связано формирование основных складчатых и разрывных структур в осадках бактрийской серии. В ряде участков последняя фаза этих движений отчетливо устанавливается по несогласному залеганию древне-четвертичных отложений на толщах третичных пород.

Зона северных низких предгорий Туркестанского хребта и Исфара-Ворухский район относятся соответственно к Карачатырской структурно-фациальной подзоне и подзоне высоких предгорий, выделенных в этой области Н. М. Синициным. Эти подзоны протягиваются в широтном направлении вдоль низкой части северного склона Туркестанского хребта, между бассейном р. Акбура на востоке и низовьями р. Аксу на западе. На севере палеозойская структура Карачатырской подзоны скрывается под молодыми отложениями Ферганской впадины. Южная граница подзоны располагается примерно по линии Тюямуюн—Кызылкия—Шураб—Аксу. Южнее этой линии находится подзона высоких предгорий, сменяющаяся затем Сурметашской подзоной, которая еще дальше на юг переходит в Туркестано-Зеравшанскую зону области Центрального Таджикистана.

Главную роль в строении Карачатырской подзоны играют верхне-палеозойские отложения, залегающие часто с несогласием на терригенно-вулканогенной толще силура. Характерно также присутствие терригенных толщ нижнего и среднего девона. Карбонатные породы девона и нижнего карбона имеют здесь подчиненное значение. В верхнем палеозое эта зона представляла собой локальный геосинклинальный прогиб, в котором осадконакопление продолжалось почти до начала мезозоя. Образование палеозойских складчатых структур было связано здесь с проявлением двух главных фаз варисской складчатости: предсредне-карбонной, захватившей местами и начало среднего карбона, и раннепермской. В ряде участков устанавливаются также движения предпермской фазы. С раннепермской фазой, являющейся основной для подзоны, связано завершение палеозойского этапа тектонических движений. Комплекс палеозойских складок подзоны образует поднятие, получившее название Сох-Исфаринского антиклинория.

Разрез палеозоя на территории подзоны высоких предгорий существенно отличается от разреза Карачатырской подзоны. Здесь широко развиты карбонатные отложения девона, нижнего и среднего карбона. Терригенные фации девона и нижнего карбона встречаются редко. Отложения верхнего карбона и перми отсутствуют. Формирование палеозойских складчатых структур в этой подзоне связано главным образом со среднекарбонной и ранневерхнекарбонной фазами складчатых движений, завершивших в главных чертах процесс консолидации палеозойского основания подзоны. Движения поздневерхнекарбонного и пермского времени были слабыми и сопровождались в основном глыбовыми перемещениями масс по разломам.

С прекращением тектонических движений в конце верхнего палеозоя палеозойские структуры рассмотренных подзон были размыты и территория превратилась в пологохолмистую равнину.

История формирования мезозойских и кайнозойских складчатых структур в рассматриваемых районах связана с движениями, проявившимися в триасе, на границе триаса и лейаса, в конце юры — начале мела и в палеогене. Эти движения носили характер эпейрогенических; они были относительно слабыми и не создали сложных складчатых форм. Движения орогенического типа, отличающиеся большим размахом, проявились здесь в неогене и в начале четвертичного периода. С ними связано также интенсивное поднятие Туркестанского хребта и прогибание Ферганской впадины.

Тектонические структуры правобережья Сыр-Дарьи

Изучением тектонического строения правобережья Сыр-Дарьи занимались Н. П. Васильковский (1953), О. Ф. Нейман-Пермякова (1929), В. Н. Огнев (1937, 1937а), И. В. Пуаре (1931), в последние годы В. И. Солун, В. П. Тихонов, Г. И. Алесин, П. К. Чихачев и др.

Третичные и древнечетвертичные отложения правобережья Сыр-Дарьи, как уже отмечалось, образуют ряд антиклинальных складок, вытянутых параллельно Кураминскому хребту (рис. 59). Эти складки имеют простирание восток-северо-восточное. В рельефе они выражены в виде горных гряд различной высоты. К этой группе складок относятся также небольшая Дигмайская и частично Коктюрюлюкская антиклинали, расположенные на левом берегу Сыр-Дарьи. Всего в этой группе насчитывается пять складок (с запада на восток): Дигмайская, Коктюрюлюкская, Акчопская, Кызылджарская и Махаутауская.

Дигмайская складка и расположенная на северном крыле ее Коктюрюлюкская складка представляют собой асимметричные брахиантиклинали. Простирание их, в общем, широтное. С поверхности обе они сложены породами самых верхних горизонтов неогена (переходной свиты по схеме П. К. Чихачева и свиты С по схеме Н. П. Васильковского). Углы падения крыльев антиклиналей сравнительно невелики и не превышают 20—25°. Северные крылья наклонены более круто, нежели южные.

Акчопская складка, в свою очередь, расположена на южном крыле Коктюрюлюкской антиклинали и заканчивается, выполаживаясь, на юго-восточном крыле Кызылджара. Простирание ее юго-запад—северо-восточное. В ядре складки (рис. 60) залегает гипсоносная свита (миоцен). Углы падения в присводовых частях приближаются к 90°, часто наблюдаются явления запрокидывания пластов. По мере удаления от ядра

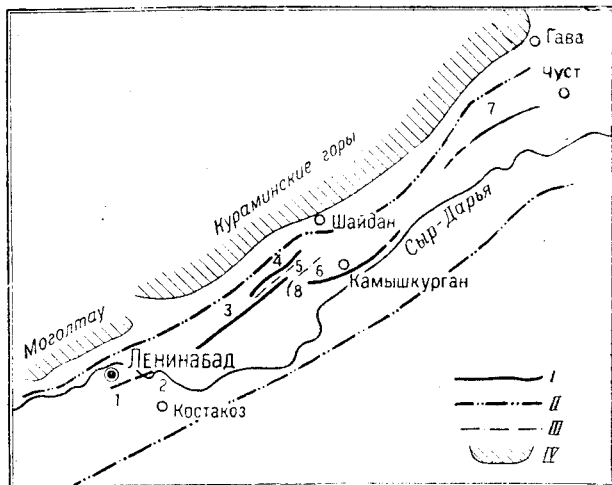


Рис. 59. Схема тектоники правобережья р. Сыр-Дарьи. Составил В. И. Солун

I — оси антиклиналей; II — оси синклинальных прогибов; III — оси Камышкурганской и Акбельской синклиналей; IV — палеозойские породы Кураминских гор. 1 — Дигмайская антиклиналь; 2 — Коктюрюлюкская антиклиналь; 3 — Акчопская антиклиналь; 4 — Кызылджарская антиклиналь; 5 — Акбельская синклиналь; 6 — Махаутауская антиклиналь; 7 — Чустпапская антиклиналь; 8 — Камышкурганская синклиналь

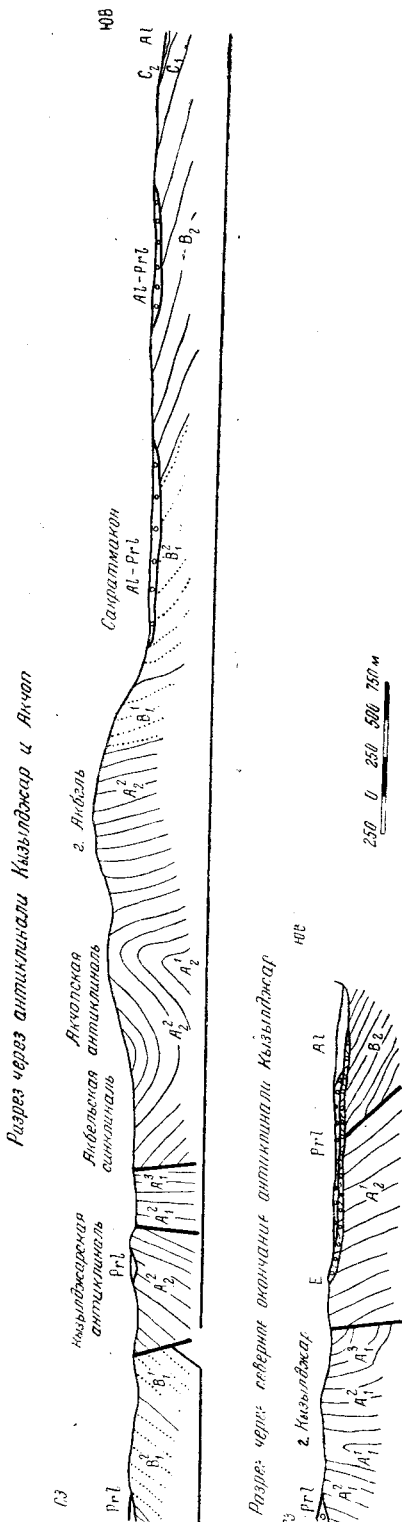


Рис. 60. Геологические разрезы правобережья р. Сыр-Дарьи

А1—аллювиальные отложения; А1—Pr1—аллювиально-пролювиальные отложения; Pr1—пролювиальные отложения; E—свита алырских конгломератов; C₂—верхняя под- свита переходной свиты; C₁—нижняя подсвита переходной свиты; B₂—тонкослоистая свита; B₁—верхняя подсвита толстослоистой свиты; B₁¹—нижняя подсвита тол- стослоистой свиты; B₁²—толстослоистая свита (нерасчлененная); A₂²—верхняя подсвита гипсоносной свиты; A₂¹—нижняя подсвита гипсоносной свиты; A₁¹—верхняя под- свита соленосной свиты; A₁²—средняя подсвита соленосной свиты; A₁³—нижняя подсвита соленосной свиты

структуры углы падения уменьшаются, достигая в периферических частях 10—15°.

Антиклиналь Акчоп отделяется от антиклина- ли Кызылджар неглубо- ким с узкой мульдой про- гибом, названным В.И. Со- луном Акбельской синкли- налью. Прогиб этот воз- ник одновременно с обра- зованием Кызылджара на северо - западном крыле Акчоп и заканчивается с раскрытием Акчоп на юго-восточном крыле Кы- зылджара. Слагается Ак- бельская синклиналь поро- дами верхней подсвиты гипсоносной свиты. Син- клиналь имеет асиммет- ричное строение. Углы падения ее юго-восточ- ного крыла равны 50— 60°, северо-западного 50— 70°. Юго-западное окон- чание синклинали отделено от остальной части складки разрывом, пересе- кающим ее здесь под уг- лом.

Кызылджарская диа- пировая антиклиналь¹ вы- тянута в юго-запад-

¹ До самого последнего времени гряду Акбель считали образованной вместе с Кызыл- джаром самостоятельной ан- тиклиналью, на крыле которой заканчивается Акчоп. На са- мом деле, как это показали ис- следования В. П. Тихонова, Г. И. Алесина и В. И. Солуна, продолжающейся сюда Акчол- ской антиклиналью слагается основная часть Акбельской структуры. Юго-западное про- должение Кызылджара, назы- вавшееся ранее вместе с Кы- зылджаром Акбель-Кызылджар- ской антиклиналью, мы объеди- няем в одну Кызылджарскую антиклиналь. Во избежание пу- таницы из названия складки слово Акбель изымается.

северо-северо-восточном направлении и приурочена к северо-западному крылу Акчопской антиклинали. Ядро складки складывается породами соленосной свиты миоцена, а крылья — гипсоносной свитой миоцена и всеми свитами плиоцена (тонкослоистой, толстослоистой и переходной). Южная половина ее построена более просто. В центральной ее части пласты стоят на головах; далее к периферии, на крыльях угол падения выполаживается. Залегающие в ядре антиклинали породы соленосной свиты, хотя и поставлены на голову, но перемяты сравнительно слабо. Северо-западное крыло складки разбито двумя разрывами север-северо-восточного простирания. Первый из них (считая с востока) проходит вдоль Бардамкульского ущелья и отделяет прорвавшие свод складки породы соленосной свиты от принадлежащих северо-западному крылу пород верхов гипсоносной свиты. Последние залегают здесь под углами порядка $50-90^\circ$ с падением на северо-запад. Амплитуда перемещения блоков по вертикали составляет около 1500 м и увеличивается в направлении на северо-запад. Далее к западу этот разрыв окаймляет юго-западное окончание зоны распространения соленосной свиты, отделяя от нее юго-западную периклинали складки, и, пересекая Акбельскую синклинали, переходит на северо-западное крыло Акчопской структуры.

Следующий разрыв, пересекающий уже северо-западное крыло, приводит в соприкосновение верхи гипсоносной свиты миоцена с тонкослоистой свитой плиоцена. В направлении на юго-запад амплитуда его постепенно уменьшается и разрыв затухает. Интересно, что по плоскостям перемещения мы не находим следов тех громадных передвижек, которые здесь происходили. Тектоническая брекчия, зеркала скольжения и тому подобные явления отсутствуют, по-видимому, вследствие чрезвычайно большой пластичности слагающих район пород.

Юго-западное периклиналильное замыкание складки там, где она возникает на крыле Акчопы, выражено весьма пологим заворотом простираний пород гипсоносной и тонкослоистой свит от юго-западного до юго-восточного. Углы падения пород здесь сравнительно невелики и не превышают $50-60^\circ$.

Юго-восточное крыло южной половины Кызылджара, подобно северному, отделено от пород ядра крупным разрывом северо-восточного простирания, совпадающим с контактом между свитами A_1 и A_2 . Вертикальная амплитуда смещения блоков по разрыву достигает 1000 м. Углы падения юго-восточного крыла колеблются в пределах $45-70^\circ$ на ЮВ.

Севернее проявления соляной тектоники в соленосных толщах ядра складки усиливаются.

Юго-восточное крыло северной половины складки сложено породами нижней и верхней подсвит гипсоносной свиты, падающими в южных частях на северо-запад под углом 60° , в более северных — на юго-восток под углом $45-60^\circ$.

Разрыв между свитами A_1 и A_2 , отмеченный при описании юго-западной части этой складки, продолжается сюда и совпадает здесь на всем своем протяжении с контактом между прорывавшими свод породами соленосной и гипсоносной свит. Второй сброс проходит внутри верхней подсвиты гипсоносной свиты от южной окраины промыслов Каракон на северо-восток, между Бахмалтюбе и Раватским холмом.

Махаутауская антиклиналь почти широтного простирания располагается под углом к Акчопской структуре (рис. 61). Сводовая часть ее сложена верхами гипсоносной свиты. Наиболее приподнятые участки структуры находятся примерно в средней части западной половины

складки. Отсюда как на запад, так и на восток ось плавно погружается под углом $8-10^\circ$. На большем своем протяжении антиклиналь опрокинута к северу, и лишь в центральной части она имеет веерообразное строение. Северное крыло ее, в области приращения к Акчопу и южнее в центральной части, осложнено дополнительной складчатостью. Углы падения крыльев складки колеблются в пределах $35-80^\circ$.

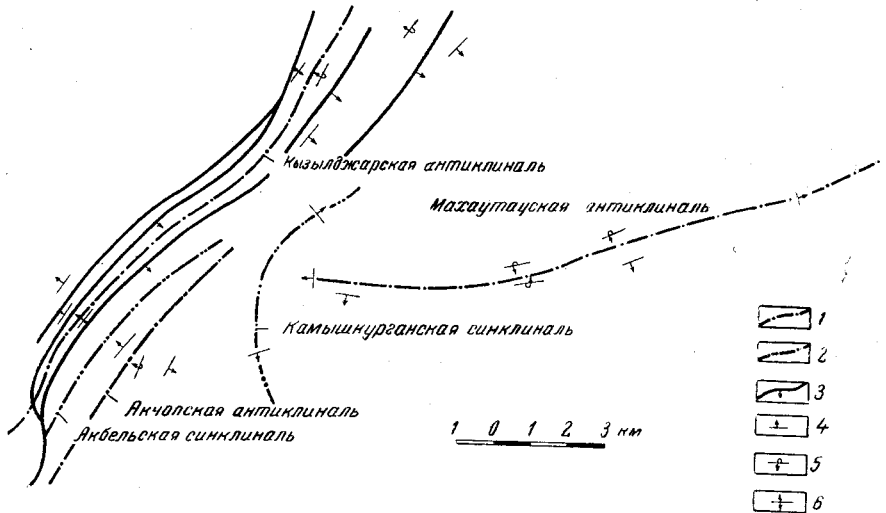


Рис. 61. Схема сочленения Акчопской, Кызылджарской и Махаутауской антиклиналей. Составил В. И. Солун

1—оси антиклиналей; 2—оси синклиналей; 3—линии разрывов с направлением падения плоскости сбрасывания; 4—падение пластов; 5—опрокинутое залегание; 6—вертикально стоящие пласты

Антиклиналь Махаутау отделена от Акчопы Камышкурганской синклиналью. Наиболее приподнятые части синклинали располагаются в районе источника Караварк. На севере ось складки простирается на северо-восток, а на юге — на юго-восток.

Тектонические структуры северных предгорий Туркестанского хребта

В разрезе Южной Ферганы выделяются два резко различных структурных этажа: жесткий уплотненный сильно измятый еще варисскими движениями — палеозойский этаж и менее уплотненный, достаточно пластичный — мезо-кайнозойский, отделенные друг от друга резким и отчетливым несогласием. Эта особенность разреза подчеркивается и строением складчатых структур. Складки мезо-кайнозойского покрова характеризуются обычно относительно простыми, отчетливо выраженными формами, в то время как внутреннее строение палеозойских ядер отличается более сложным строением, не совпадающим с залеганием покрова ни по простиранию, ни по углам наклона.

В северных предгорьях Туркестанского хребта между нижними течениями рр. Сох, Исфара и Хаджабакирган развиты своеобразные структурные формы, напоминающие своим строением брахиантиклинальные складки с палеозоем в ядрах и с породами мезозоя и кайнозоя на крыльях (рис. 62).

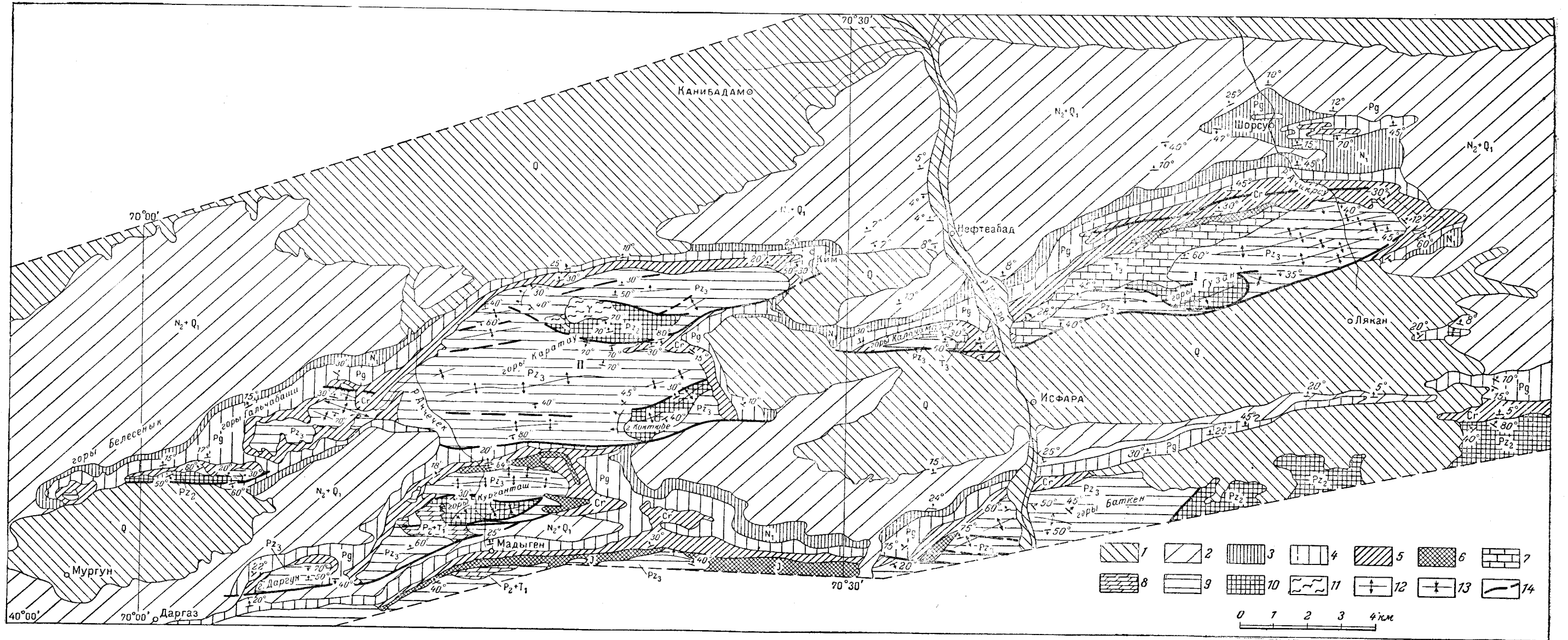


Рис. 62. Тектоническая схема северных предгорий восточной части Туркестанского хребта. Составил Д. П. Рзвой
 1—четвертичные отложения нерасчлененные Q; 2—древнечетвертичные и плиоценовые отложения N₁+Q; 3—миоценовые отложения N₁; 4—палеогеновые отложения Pg; 5—меловые отложения Cg; 6—юрские отложения J; 7—верхнетриасовые отложения T₃; 8—визьнепермские и нижнетриасовые отложения P₂+T₁; 9—верхнепалеозойские отложения Pz₃; 10—среднепалеозойские отложения Pz₂; 11—верхнепалеозойские граниты γ; 12—оси палеозойских антиклиналей; 13—оси палеозойских синклиналей; 14—разрывы

Ниже мы будем называть эти структуры антиклинальными поднятиями. Такие поднятия протягиваются полосой вдоль северных предгорий Туркестанского хребта и намечают границу между равнинной частью Ферганской депрессии и склонами хребта. Все поднятия выражены в рельефе в виде невысоких горных гряд, чем подчеркивается молодость их образования. Можно выделить три полосы таких поднятий. В северную входят поднятия Гузан, Каратау, Коктюбе, Гальчабаши и Белесеный, к средней относятся Курганташ и Даргун, к южной — Катран, Баткен, Тохтабуз-Алмолы (Сулюкта). Поднятия отделены друг от друга мульдами, выраженными в рельефе депрессиями.

В строении всех указанных антиклинальных поднятий наблюдаются общие черты. Все они асимметричны в своем поперечном профиле и обладают пологими северными и крутыми южными крыльями. Вдоль южных крыльев обычно проходят крутые разломы взбросового характера. У всех поднятий периклинальные погружения более крутые на востоке и более пологие на западе. Периклинальные части осложнены дополнительными, «рубцовыми» антиклиналями, сложенными мезозоем и кайнозоем, развивающимися на продолжении разломов, нарушающих палеозойское основание. Складчатая структура палеозойских ядер обычно не согласуется со строением крыльев поднятий (Гузан), и только в отдельных случаях намечается некоторая унаследованность развития молодых поднятий от палеозойских антиклиналей (Коктюбе, Каратау, Белесеный). Поднятия в размере увеличиваются с севера на юг; поднятия различных зон располагаются примерно на одних и тех же меридианах.

Ниже рассматриваются структуры, расположенные в пределах Таджикистана, и описываются некоторые поднятия соседних районов Киргизской ССР.

Антиклинальное поднятие Гузан. Это поднятие располагается между рр. Сох и Исфара и выражено в рельефе в виде гряды, достигающей высоты 1389 м. Северные склоны ее пологие и легко доступные, южные — скальные и обрывистые. Длина гряды около 40 км, ширина в центральной части 8 км. Гряда вытянута в северо-восточном направлении. Ядро поднятия сложено средними и верхнекаменноугольными сланцами и песчаниками, собранными в ряд антиклинальных и синклинальных складок строго широтного простирания, вскрытых в ущелье Ачиксу. В центральной части поднятия на песчаники и сланцы по пологому надвигу ложатся девонские известняки. На северном склоне Гузана на размытой поверхности палеозоя с небольшим несогласием залегают конгломераты и глины верхнего триаса и нижней юры, перекрываемые красноцветными песчаниками и глинами нижнего мела, выше которых залегают гипсоносные породы верхнего мела и палеогена, уходящие под мощный покров неоген-древнечетвертичных конгломератов. Углы падения мезозойских и кайнозойских пород не превышают 20—30° и постепенно уменьшаются к северу.

На запад, по направлению к р. Исфара, палеозойские породы постепенно погружаются и исчезают под покрывающим их триасом. На левом берегу упомянутой реки палеозой снова выходит на поверхность, образуя ядро небольшого поднятия (Калачамазарская антиклиналь), и затем окончательно исчезает под молодыми отложениями. К востоку от ущелья Ачиксу палеозой довольно резко погружается, и облекающие его мел и палеоген образуют широкое периклинальное замыкание с переходом северных падений в восточные и затем в крутые южные.

С юга Гузанское поднятие резко обрывается в сторону Исфара-Ляканской впадины по крутому разлому сбросового типа (Гузанский разлом). Высота обрыва достигает 600 м. На правом берегу р. Исфары, около сел. Шортанг, хорошо видно, как по разлому соприкасаются породы палеозойского ядра и вертикально падающие белые мергели основания палеогена южного крыла. На востоке поднятия около рудника Лякан на продолжении Гузанского разлома в породах мела и палеогена образована необыкновенно острая и узкая антиклинальная складка, очень быстро погружающаяся к востоку.

Меловые породы пологого северного крыла также нарушены круто падающим сбросом северо-восточного простирания. Максимальная амплитуда сброса (200 м) установлена в осевой части поднятия. К западу и востоку сброс затухает и находит свое выражение только в пологом антиклинальном изогнутости пластов верхнего мела, палеогена и неогена. Этому нарушению Д. П. Резвой присвоил название «Камышбашинского разлома» и склонен связывать с его западным продолжением образование поднятия Нефтеабад, прорезанного в своей центральной части долиною р. Исфара. Здесь глубокими буровыми скважинами вскрыта узкая антиклинальная складка, сложенная палеогеном и разорванная вдоль своей оси разломом, причем поднято северное и опущено южное крыло. Угол падения пластов достигает 40° в южном крыле и 10° в северном. На поверхности обнажаются древнечетвертичные конгломераты, залегающие значительно положе. По своему направлению Камышбашинский разлом и разлом Нефтеабадской структуры полностью совпадают и служат продолжением друг друга.

Антиклинальное поднятие Шорсу. Это поднятие расположено к северу от Гузанского и представляет собой широкий асимметричный антиклинальный свод, сложенный породами кирпично-красной свиты. Падение пластов к северу под углом до 25° и к югу под углом $48-50^\circ$. В восточной части поднятия наблюдается чрезвычайно узкая антиклиналь, в ядре которой обнажаются породы всего разреза палеогена и даже верхнего мела.

Шорсуйское поднятие напоминает в миниатюре Гузанское; оно также асимметрично в поперечном профиле, а его наиболее широкая часть расположена на одном меридиане с наиболее широкой частью ядра Гузана.

Антиклинальное поднятие Каратау. Это поднятие расположено в 15 км к югу от города Канибадам и резко выделяется в рельефе Ферганской долины в виде скалистого и труднодоступного горного массива, известного под названием Ферганского Каратау. В плане оно имеет широтно вытянутую овальную форму, длина его 20, а ширина 15 км. Ядро поднятия сложено интенсивно дислоцированными породами среднего и верхнего карбона, в южной его части (Коктюбе) выходит верхний девон и нижний карбон. Палеозойское ядро со всех сторон окружено налегающими на него пестроцветными породами мелового и третичного возраста. На северном, обращенном к Ферганской долине крыле поднятия на размытую поверхность палеозоя ложится красноцветный нижний мел, согласно перекрываемый верхним мелом, палеогеном и неогеном. Почти вдоль всего северного крыла в породах мела и палеогена можно проследить резкий флексуобразный перегиб пластов, особенно хорошо выраженный около сел. Мазар. Здесь пологопадающие на север ($20-25^\circ$) мергели и известняки бухарского и алайского ярусов палеогена резко изменяют падение до крутого, местами почти до верти-

кального, которое затем становится пологим. Как это видно восточнее, данный перегиб образуется над сбросом, нарушающим палеозойские отложения и уходящим под покров мела.

В северо-восточной части поднятия, около нефтепромысла КИМ, на продолжении этого разлома, породы мела и палеогена образуют узкую антиклинальную складку, к которой и приурочены нефтяные залежи промысла. Шарнир этой складки погружается к востоку, северное крыло падает к северу под углом $25-30^\circ$, а южное — к югу под углом $50-80^\circ$.

К югу от антиклинали КИМ (Сельрохо) породы мела и палеогена приобретают юго-восточное, а затем юго-западное простирание с падением в восточных румбах под углами $20-25^\circ$. Здесь меловые породы окаймляют с востока периклинальное погружение всего поднятия.

Несколько к югу от периклинали в кирпично-красных глинах и песчаниках массагетской толщи намечается еще одна узкая антиклинальная складка, уходящая и погружающаяся к юго-востоку и по своей морфологии весьма напоминающая антиклиналь КИМ.

В том месте, где с Каратау спускается долина сухого сая Беркутуясы, меловые и палеогеновые породы глубоко на запад вдаются залывом в палеозой, образуя погружающуюся к востоку пологую мульду, которая как бы намечает пониженную часть между поднятием Каратау и Коктюбе. Южнее меловые породы с меридиональным простиранием и восточным падением под углами $15-20^\circ$ окаймляют с востока поднятие Коктюбе.

С юга вся система Каратау—Коктюбе срезается крутым сбросом широтного простирания, названным В. Н. Вебером «сброс Коктюбе». Это нарушение прослеживается от восточного окончания вершины Коктюбе почти до сая Акчечек, т. е. на расстояние свыше 20 км. Всюду вдоль сброса палеозой ядра поднятия контактирует с мелом и палеогеном мульды Акбелес, а местами даже надвинут на них. На западе, в долине Акчечек палеозойское ядро поднятия резко погружается и перекрывается почти горизонтально залегающим красноцветным мелом. Вдоль русла Акчечек меловой покров промыт до палеозойского основания. Палеозойское ядро поднятия Каратау—Коктюбе сложено породами среднего и верхнего карбона, частично толщами верхнего девона и нижнего карбона, собранными в серию чередующихся широтно-вытянутых антиклиналей и синклиналей. В целом палеозойское ядро имеет вид антиклинали с максимумом поднятия на широте сая Беркутуясы. Крылья этой структуры осложняются более мелкими складками, причем в ядре одной из них, на севере, обнажаются известняки и конгломераты среднего и нижнего карбона (собственно Каратау), а в другой, на юге, — выходит верхний девон и нижний карбон (Коктюбе).

Складки, слагающие ядро поднятия, отличаются относительно спокойными формами, обычно асимметричны, но не испытывают тенденции к опрокидыванию в какую-либо сторону. На северном склоне Каратау обнажаются сильно измененные интрузией конгломераты и сланцы среднего карбона (?), падающие к северу и покрывающие серые слоистые известняки, условно относимые к намюру. Гранитная интрузия прорывает главным образом известняки, но захватывает частично и конгломераты. На левом борту сая Беркутуясы хорошо видно, как на известняках с резким угловым несогласием залегают конгломераты верхнего карбона. Падают известняки на север, под углом 60° , конгломераты также на север, но под углом 20° , а несколько южнее на юго-восток под углом 60° . Восточнее видно, что конгломераты облекают периклинальное

окончание антиклинали, в ядре которой обнажены намюрские известняки. Строение складки сильно осложняется серией широтных разломов. Западнее и восточнее от рассматриваемого участка контакт верхнего карбона с нижним и средним карбоном — тектонический.

Южнее в толще конгломератов и песчаников верхнего карбона наблюдается крупная (до 2 км в поперечнике) асимметричная синклиналиальная складка с углами падения в северном крыле 45—50° и в южном — 30°. На широте оврага Беркутуясы вся толща верхнего карбона образует антиклинальный перегиб с углами падения в обоих крыльях около 45—50°.

В юго-восточной части палеозойского ядра, около небольшой вершины Коктюбе намечается резкое воздымание палеозоя, причем на поверхность выходят породы верхнего девона и нижнего карбона, образующие антиклинальную складку, ось которой протягивается в северо-восточном направлении. На востоке складка скрывается под меловыми отложениями, а на западе ее облекают несогласно лежащие конгломераты верхнего карбона, намечающие вокруг визейских известняков периклинальное замыкание с падениями к северо-западу под углами 45—40°. Замок складки, сложенной известняками, осложнен широтным разломом, по которому южное крыло опущено на несколько десятков метров. Антиклиналь Коктюбе прослеживается и на запад. Здесь во всех разрезах намечается антиклинальный перегиб, в результате которого на поверхности обнажены наиболее древние слои толщи верхнего карбона (слои с *Triticites*). Серия параллельных широтных разломов осложняет замок и крылья этой складки. Эти разломы входят, очевидно, в систему рассмотренных выше разрывов Коктюбе. Опущенными по ним являются обычно южные крылья.

Поднятие Гальчабаши. Палеозойское ядро поднятия Гальчабаши вытянуто в восток-северо-восточном направлении и имеет длину около 7 км при ширине 2,5—3 км. Северное крыло, сложенное породами мела и палеогена, падает на всем его протяжении к северо-востоку под углами 20—25°. Это падение выдерживается до самого гребня гряды Гальчабаши, после чего к югу наблюдается резкий флексуобразный перегиб. Падение пластов на коротком отрезке южного склона в его нижней части южное под углами 75—80°. Западнее верховьев сая Ири палеозойское ядро скрыто под меловыми отложениями. Затем оно снова обнажается несколько южнее в поднятии Белесенок.

Палеозойское ядро поднятия Гальчабаши, как и в Каратау, сложено песчаниками и конгломератами верхнего карбона с отдельными маломощными пластами известняков. В разрезе западнее пер. Джаманджар можно видеть, как конгломераты верхнего карбона довольно круто падают к юго-западу, исчезая под горизонтально залегающими меловыми породами осевой части гребня Гальчабаши. Юго-западнее на протяжении 1,5 км наблюдается падение этих слоев к северу. Затем намечается сильно пережатая, наклоненная к северу синклинали, хорошо заметная по горизонту светлых известковистых песчаников. Севернее свита указанных отложений испытывает резкий антиклинальный перегиб, северное крыло которого сперва падает почти вертикально к югу, а затем полого на север. В 1 км севернее в конгломератах и песчаниках намечается асимметричная синклинали с более крутым северным крылом, срезанным местами разломом, падающим на север-северо-восток под углом 60°. С юга к разлому примыкают крутопадающие на юг песчаники и конгломераты и несогласно залегающие на них меловые гипсоносные отложения

с пологим северным падением. С севера на мел несколько надвинуты по разлому серые очень плотные жилковатые известняки, чередующиеся с известняками черными массивными и слоистыми (намюр?). В известняках пропилено исключительно узкое каньонообразное ущелье с почти отвесными стенками, в которых хорошо видно, что в нижней (северной) части ущелья известняки падают к югу под углом 40° , а далее к северу они лежат почти горизонтально. Таким образом, известняки образуют асимметричную антиклиналь, срезанную с юга разломом.

Западнее пер. Джаманджар в ядре поднятия Гальчабаши обнажаются преимущественно грубозернистые песчаники с более редкими прослоями конгломератов и песчанистых известняков. Простираение пород меняется здесь от северо-западного в северной части ядра до меридионального в южной, при крутом ($60\text{--}80^\circ$) падении в восточных румбах. Таким образом, песчаники как бы обрисовывают здесь куполообразное поднятие, центр которого располагается юго-западнее, где-то в гряде Белесенок.

Мульда Акбелес — Ташрават. К югу от северной цепочки поднятий отделенная от нее крутым падающим к северу разломом Коктюбе располагается депрессия — мульда Акбелес-Ташрават.

На востоке в горах Карчига она выполнена мощными древнечетвертичными конгломератами, имеющими в южной части очень пологое северное, а в северной — южное падение. Ширина полосы древнечетвертичных пород в центральной части мульды достигает в горах Карачига 8 км. Западнее, в долине Акбелеса, молодые отложения ядра мульды (юра, мел и палеоген) занимают полосу шириной не более 2 км. Породы падают здесь полого (20°) к северу, но около сброса Коктюбе, где расположено северное крыло мульды, они приобретают крутое падение.

Западнее меридиана, проходящего через поднятие Курганташ, мульда расширяется до 6 км. Здесь она выполнена неогеновыми конгломератами, падающими на север под углом 20° . У сая, спускающегося с пер. Джаманджар, падение слоев направлено на юг под углом 15° , а на южном склоне поднятия Гальчабаши угол их падения возрастает до 60° . Еще западнее, у сел. Мургун, мульда расширяется до 7 км и выполняется здесь аллювиально-пролювиальными современными отложениями. Около р. Ходжабакирган она исчезает.

Поднятие Курганташ. Это поднятие располагается к югу от поднятия Каратау и имеет вытянутую форму с ориентировкой длинной оси в почти широтном направлении. Максимальная ширина поднятия до 4 км (по палеозойскому ядру) наблюдается там, где оно прорезано Мадыгенсаям (верховья р. Акчечек). Длина сая около 9 км. Со всех сторон палеозойское ядро облекается несогласно на нем залегающим покровом юрских, меловых и третичных отложений. На северном крыле, спускающемся к долине сая Акбелес, юрские породы падают к северу под углом 30° . Мел ложится с некоторым угловым несогласием на юру и местами полностью ее срезает, налегая прямо на размытую поверхность палеозоя (к западу от ущелья Мадыгенсая). Восточнее падение меловой толщи становится все более и более пологим, а простираение изменяется до юго-восточного и меридионального.

Таким образом, здесь намечается восточное переклиналиное погружение структуры. Однако в юго-восточной части этой периклинали простираение становится опять широтным, и породы юры и мела образуют довольно типичную антиклинальную складку «рубцового» типа, ось которой совпадает с восточным продолжением разлома, пересекающего палеозойское ядро Курганташа. Южное крыло этой складки падает к югу под

углом 75° . Постепенно погружаясь на восток, юрское ядро складки скрывается под отложениями мела, а затем палеогена. На меридиане гор Сарытаг шарнир складки снова испытывает антиклинальный перегиб, в котором опять появляются меловые породы, образующие уже значительно более выположенную антиклиналь с падением слоев в северном крыле около 12° и в южном порядке 25° . Восточнее, в горах Джамангул, складка окончательно затухает и в мощных древнечетвертичных конгломератах уже не прослеживается.

Курганташский разлом. Южная граница поднятия Курганташ в районе сел. Мадыген Северный всюду проходит по системе нарушений, обрезающих палеозойское ядро с юга. Наиболее отчетливо прослеживается здесь разлом, пересекающий Мадыгенсая в 1 км севернее одноименного селения. Вдоль этого разлома в современном рельефе выступает недоступный скалистый обрыв девонских известняков высотой до 200—300 м, обращенный к югу. В южном крыле разлома выходят с крутым падением, а местами в опрокинутом залегании юрские, меловые и палеогеновые отложения, образующие некоторый подворот пластов с крутым северным падением. Падение разлома также крутое северное, с углом до 60 — 80° .

Таким образом, разлом имеет характер взброса с некоторым продвижением палеозоя Курганташа на мезозой и кайнозой Мадыгенской мульды.

Мульда Мадыген. Между горами Курганташ на севере и грядой Тохтабуз на юге располагается широтно вытянутая депрессия, выполненная отложениями триаса, юры, мела, палеогена и неоген-четвертичными образованиями. В структурном отношении депрессия представляет собой подобие синклинальной складки с пологим и длинным южным крылом и более крутым, но значительно более коротким северным, где породы круто поворачиваются около Курганташского разлома.

Длина прослеженной части мульды около 25 км. Максимальная ширина до 3 км наблюдается к востоку от Мадыгена. На меридиане Мадыгенсая шарнир складки испытывает некоторое поднятие, в результате чего ядро синклинали, сложенное древнечетвертичными конгломератами, сильно суживается и не превышает в ширину 500 м.

В западной части мульды, в ее южном крыле, к югу от поднятия Даргун, на размытую поверхность палеозойских известняков ложатся зеленые и серые глины верхнего мела, падающие к северу под углом 30° . Меловые отложения сменяются палеогеновыми, на которых в свою очередь залегает кирпично-красная свита низов неогена (массагетская серия), падающая уже значительно положе (12 — 13°). Центральная часть мульды выполнена мощными неоген-четвертичными конгломератами, залегающими со слабым угловым несогласием на массагетской толще почти горизонтально.

При движении вдоль южного крыла мульды к востоку можно наблюдать появление в разрезе горизонтов юры, а затем и триаса, несогласно налегающих на палеозой и в свою очередь срезаемых верхним мелом. Строение мульды к востоку от Мадыгена во всех отношениях сходно с более западной ее частью. Здесь юра падает к северу под углами 35 — 40° . Покрывающий ее комплекс мела и палеогена имеет падение в ту же сторону под углами 22 — 25° , а лежащие в ядре складки древнечетвертичные конгломераты залегают горизонтально или слабо наклонены на юг. В северном крыле этой части мульды породы мела и палеогена имеют крутое падение.

В зоне Курганташского разлома они падают на юг под углом 15° .

На меридиане горы Қоктюбе шарнир мульды испытывает перегиб, в результате чего в ядре структуры обнажаются породы мела. Восточнее складка резко погружается и в горах Джамангул перекрывается мощным чехлом четвертичных отложений.

Тектонические структуры Исфара-Ворухского района

Исфара-Ворухский район охватывает часть территории северного склона Туркестанского хребта, примыкающей к среднему течению р. Исфара между г. Исфара и сел. Ворух. Административно он относится к Ленинадской области Таджикской ССР. В пределах этого района выделяется два крупных антиклинальных поднятия — Баткен-Катранское и Акташское и две примыкающие к ним депрессии — Чорку-Самаркандская и Ворухская (рис. 63).

Баткен-Катранское поднятие. Это поднятие представляет собой сложное структурное сооружение, занимающее всю северную часть Исфара-Ворухского района и протягивающееся от бассейна р. Исфара далеко на восток в бассейны рр. Сох и Шахмардан. Оно представлено крупной, но очень пологой антиклиналью, крылья которой сложены породами мезо-кайнозоя, а ядро — сложно дислоцированным палеозоем. На юге эта структура срезана Катранским разломом, а на севере ограничена тектонической зоной Қингырадыр. Ширина поднятия в плане достигает у сел. Баткен 12 км.

Северное крыло поднятия сложено мезозойскими и кайнозойскими породами. Здесь на крутопадающие к северу силурийские сланцы несогласно ложатся красноцветные конгломераты нижнего мела и сеномана, падающие также на север, но под углом 5° . На севере красноцветные отложения приобретают крутое, почти вертикальное падение и покрываются породами верхнего мела и палеогена, после чего они снова выполаживаются, образуя таким образом в профиле резкий флексурообразный изгиб. Восточнее, у сел. Туль на р. Сох, на продолжении этого изгиба появляется разлом, по которому породы палеозоя контактируют с мезозойскими толщами.

Еще севернее палеоген образует пологую синклиналиную складку, которая сопряжена с небольшой антиклиналью Сарыадыр, сложенной известняками и глинами туркестанского яруса. Падение пластов южного крыла антиклинали около 15° , северного — до 10° .

На западном продолжении флексуры, около сел. Карабак, можно видеть, как она переходит в антиклиналь, падение северного крыла которой вертикальное, местами опрокинутое, а южного — крутое, под углом до 60° . В ядре складки обнажаются более древние породы вплоть до красноцветного нижнего мела. Интересно отметить, что в строении складки участвуют и нижнечетвертичные конгломераты, падение которых достигает в северном крыле 20° . Западнее, в урочище Паран, антиклиналь постепенно исчезает. Падение северного крыла делается все более пологим, а нижнечетвертичные конгломераты ложатся уже непосредственно на красноцветные меловые отложения.

На участке между долиной р. Исфары и урочищем Паран на продолжении антиклинали прослеживается флексура. Западнее дороги Исфара—Баткен породы мела залегают на палеозое, с падением на север под углом $25\text{--}30^\circ$. В зоне перегиба флексуры их падение достигает

50—70°. Еще западнее флексура постепенно выполаживается и в разрезах долины р. Исфары уже не прослеживается.

Таким образом, флексуры Сарыадыра, Кингырадыра и антиклиналь урочища Паран намечают собой единую структурную линию, соответст-

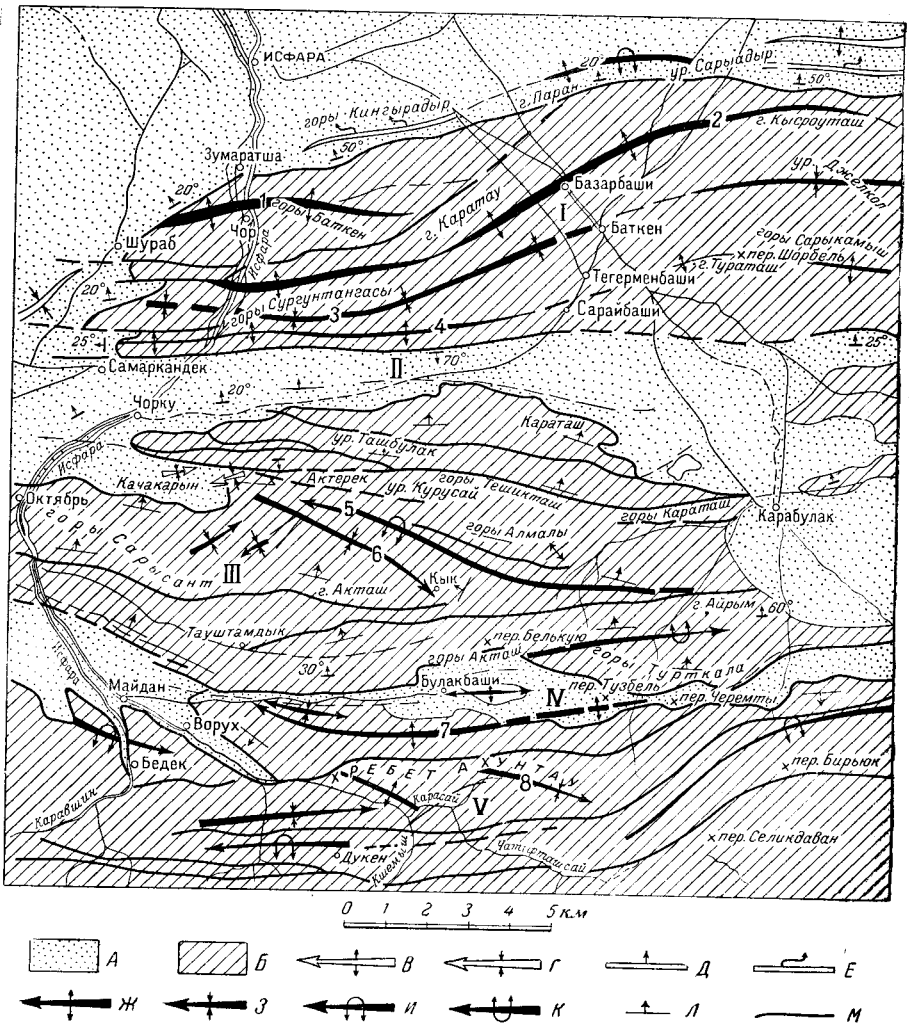


Рис. 63. Тектоническая схема Исфара-Ворухского района.
Составили Д. П. Резвой и Н. А. Лисицина

A—площади развития мезо-кайнозой; B—площади развития палеозоя. Альпийские структуры: B—антиклинали; Г—синклинали; Д—моноклинали; E—флексуры. Варисские структуры: Ж—антиклинали прямые; З—синклинали прямые; И—антиклинали опрокинутые; К—синклинали опрокинутые; Л—моноклинали; М—разломы. Цифры римские (тектонические зоны) и арабские (складки) соответствуют номерам при описании в тексте

вующую разлому в палеозойском фундаменте, ограничивающему Баткен-Катранское поднятие с севера и постепенно затухающему в западном направлении.

К западу от долины р. Исфары Баткен-Катранское поднятие резко погружается, и в районе угольных копей Шураба палеозойское ядро скрывается под юрскими и меловыми отложениями.

На дислоцированные палеозойские отложения в районе Шураба неогласно ложится мощная (до 800 м) юрская угленосная толща, перекрытая с очень небольшим угловым несогласием меловыми и третичными отложениями. Спокойное преимущественно северо-западное падение мезозойских отложений (20—30°) нарушается несколькими разломами, которые, разрывая палеозойское ядро поднятия, частично захватывают мезозой и постепенно в нем затухают, проявляясь местами в виде флексуrowидных изогнутий. Нарушениями такого типа являются Шурабский и параллельный ему более северный разломы. По обоим разломам подняты северные крылья, перемещенные относительно южных на несколько сотен метров. Южнее, в урочище Самаркандек, проходит еще один крутопадающий разлом широтного направления, получивший название Южношурабского. В долине р. Исфары он пересекает отложения силура, а западнее нарушает породы юры, мела и палеогена.

С юга Баткен-Катранское поднятие срезано Катранским разломом, который отделяет его от тектонической депрессии Чорку-Самаркандек. Простираение разлома широтное, падение на СЗ под углом 70—80°. По его плоскости палеозойские породы соприкасаются с отложениями юры и мела. Последние местами поставлены на голову, а местами опрокинуты и имеют крутое северное падение. На востоке, на водоразделе рр. Исфары и Сох, этот разлом прослежен в урочище Корбулак, где вдоль него силурйские сланцы контактируют с песчаниками и конгломератами палеогена (сумсарский ярус). Еще восточнее этот разлом проходит вдоль южных подножий гор Катран, отделяя их от межгорной тектонической депрессии Охнасартале, являющейся восточным продолжением впадины Чорку-Самаркандек.

Таким образом, Баткен-Катранское поднятие, перекрытое с трех сторон юрскими, меловыми и третичными отложениями, представляет собой очень пологую асимметричную антиклиналь с оборванным южным крылом, отчетливо погружающуюся в западном направлении.

Ядро поднятия сложено главным образом отложениями силура и верхнего палеозоя, собранными в широтно вытянутые складки, не обнаруживающие никакой связи с общим антиклинальным строением всего поднятия. В составе палеозойского ядра можно выделить следующие структурные формы.

Антиклиналь Чор (1)¹. Эта антиклиналь сложена терригенной толщей, состоящей из песчаников, сланцев и конгломератов верхнего и среднего карбона. Ширина складки в долине р. Исфары достигает 2 км. Северное более пологое крыло складки падает под углом около 60° на север; южное — местами имеет вертикальное падение, местами же падает тоже к северу и северо-западу под углом 75—80°. На правом берегу, в 3 км от р. Исфары, по горизонту валунных конгломератов отчетливо прослежено периклинальное замыкание складки, указывающее на погружение ее шарнира к востоку. На том же берегу через замок антиклинали проходит крутопадающий разлом, по которому северный блок опущен относительно южного на 150—200 м. Нарушения подобного типа известны и на левом берегу р. Исфары. Некоторые из них пересекают и мезозой. В районе Шураба они затухают.

Шурабский разлом. Антиклиналь Чор отделена от развитых южнее дислоцированных отложений силура крутым разломом сбросового

¹ Цифры соответствуют нумерации складок на тектонической схеме (см. рис. 63). — *Прим. ред.*

типа. Западное продолжение разлома захватывает юрские отложения, восточное — теряется под пролювием на северном склоне гор Каратау. На левом склоне долины р. Исфары, против сел. Карабак, свита темно-серых и лиловатых песчаников среднего карбона, падающая к северу под углами $50-60^\circ$, соприкасается по разлому с зелеными глинисто-кремнистыми сланцами силура, падающими почти вертикально к северо-западу.

В восточной части урочища Шураб этот же разлом смещает основные юрские отложения, трансгрессивно залегающих на палеозое, причем опущенным здесь оказывается южный блок, сложенный породами силура. Падение сбрасывателя в этом месте на север, угол $70-80^\circ$. Западнее на продолжении разлома юрские породы уже не испытывают разрыва, а только сохраняют флексуобразный перегиб. Палеозойские породы в зоне разлома сильно окварцованы и местами превращены в джаспериоиды.

На правом берегу р. Исфары по Шурабскому разлому силурийские сланцы, круто падающие к северу, соприкасаются с конгломератами и песчаниками верхнего палеозоя, падающими тоже к северу, но более полого. Зона этого разлома на востоке выражена менее отчетливо. Для нее здесь характерно обильное развитие зеркал скольжения и брекчированных участков.

Юго-западная и восточная части Баткен-Катранского поднятия в пределах описываемой территории сложены сланцево-эффузивной и известняково-сланцевой свитами силура, собранными в ряд складок. Значительное однообразие состава этих свит и неотчетливость границ между ними затрудняет наблюдения над их дислоцированностью.

Антиклиналь Тюяташ (2). Ядро этой складки сложено эффузивно-сланцевой свитой и обнажается к западу и востоку от селений Баткен и Базарбаши. Несмотря на сильную измятость этих пород, удается уловить изменение их простираения от широтного до северо-восточного.

Антиклинальное строение гор Каратау устанавливается по налеганию на эффузивно-сланцевую свиту силура более молодой пестроцветной свиты венлока. Намечается общее погружение шарнира складки к западу. В долине р. Исфары антиклиналь прослеживается только по асимметрическому изогнутию черных блестящих сланцев и по горизонту ржавобурых кремнистых пород, обнажающихся на левом склоне долины несколько южнее сел. Карабак. Южное крыло складки здесь более пологое ($20-25^\circ$), северное — крутое ($50-60^\circ$). Западнее р. Исфары простираение складки отклоняется к северо-западу и затем она срезается Шурабским разломом. К востоку от сел. Базарбаши ядро складки прослеживается в гряде Тюяташ, где антиклиналь отчетливо маркируется горизонтами брекчированных кремнистых известняков, входящих в состав эффузивно-сланцевой свиты силура. Свод складки представляет собой широкое волнистое изогнутие с более крутым южным и более пологим северным крылом. Гора Тюяташ также входит в зону ядра антиклинали. Южная часть горы представляет южное крыло складки с падением пород на ЮВ 130° под углами от 20 до 80° . К северу от вершины горы в характерном прослое известняков замерено падение на СЗ 330° под углом 75° . Восточнее горы Тюяташ намечается погружение шарнира складки и ее периклинальное замыкание. По мелким коренным останцам, выступающим среди пролювиальных отложений равнины Кысруташ, ядро складки прослеживается в восточном направлении и уходит за пределы описываемой территории.

Синклиналь Сургунтангасы (3). Известняки, слагающие горы Сургунтангасы, протягивающиеся от долины р. Исфары в широтном направлении на восток, представляют собой ядро синклинальной складки, расположенной между антиклиналями Тюяташ и Досталык. Эти известняки, относящиеся к «исфаринским слоям» силура, сильно перемяты и местами нарушены разломами. Оба крыла синклинали падают примерно под одинаковыми углами (45—50°), причем южное крыло сохранилось лучше, в то время как северное в значительной степени уничтожено эрозией.

Антиклиналь Досталык (4). Вдоль южной окраины ядра Баткен-Катранского поднятия намечается антиклинальная складка с песчаниками и сланцами пестрой свиты силура в ядре и с известняками и сланцами исфаринских слоев на крыльях. Падение известняков около сел. Сарайбаши около 45°, ниже известняков залегают сильно измятые сланцы и песчаники. Западнее падение известняков южного крыла сохраняется в пределах 40—50°. На правом берегу р. Исфары это же крыло сложено серыми известняками, переслаивающимися с зелеными песчаниками и сланцами, и сильно измято. В ядре складки сланцы и прослой известняков пестрой свиты сильно дислоцированы и собраны в целый ряд более мелких дополнительных складок. Складка прослеживается и на левый берег р. Исфары, где известняки, входящие в состав ее южного крыла, образуют в долине реки скалистые ворота шириной около 100 м. На юге антиклиналь Досталык срезается крутым Катранским разломом.

Складки к востоку от Баткена. В горах Сарыкамыш и в урочище Джелкол к востоку от Баткена обнажаются монотонные по своему составу свиты силура. Вся эта область представляет собой зону сильного измятия и пloyчатости. Здесь можно выделить две антиклинальные складки, разделенные синклиналью. Простираение складок широтное, южные их крылья, несмотря на общую сильную измятость, кажутся более крутыми, чем северные. Свод южной складки наблюдается в горах Сарыкамыш и сложен свитой серых сланцев силура. Эта антиклиналь совпадает по своему направлению с расположенной западнее антиклиналью Досталык и скорее всего является ее продолжением. Синклиналь, расположенная севернее, проходит через урочище Джелкол и сложена в основном породами пестрой свиты силура. Эта складка с известной долей вероятности может быть сопоставлена с синклиналью Сургунтангасы.

Чорку-Самаркандекская депрессия. К югу от Баткен-Катранского поднятия находится тектоническая депрессия Чорку-Самаркандек (см. рис. 63), на участке которой палеозойский фундамент глубоко опущен. Здесь сохранились лишь мезозойские и третичные осадки, покрытые чехлом четвертичных отложений. С севера депрессия ограничена Катранским разломом, вблизи которого юрские, меловые и палеогеновые отложения имеют крутое, местами вертикальное падение. Центральная часть депрессии закрыта четвертичными отложениями, а южная часть перекрыта главным образом конусами выносов временных потоков, из-под которых только на участке к северу от сел. Чорку обнажается кирпично-красная свита массагетской серии, падающая к северо-западу под углом 25—30°.

Ширина депрессии на участке между сел. Чорку и сел. Баткен изменяется от 2 до 6 км. На востоке около водораздела рр. Исфары и Сох депрессия замыкается. На запад от р. Исфары, наоборот, ее ширина, за счет соединения с Качкарынской тектонической депрессией, увеличивается до 10 км.

Поднятие Акташ. К югу от депрессии Чорку-Самаркандек располагается крупное альпийское поднятие, занимающее все пространство между рр. Карабулак и Исфара и ограниченное с юга Ворухской тектонической депрессией. Поднятие выражено в рельефе невысокими горами Ташбулак, расположенными в его северной части, скалистыми грядами Сарысаит высотой до 3000 м и грядой Акташ. Естественным продолжением поднятия к западу от р. Исфары являются горы Сухумтау.

На севере, по южному краю депрессии Чорку—Самаркандек, отложения палеогена и массагетской серии лежат на размытой поверхности палеозойского ядра и падают к северу под углом 20—25°. На юге, в Ворухской депрессии, также известны красноцветные отложения массагета и палеогена, обнажающиеся вдоль зоны разломов, ограничивающих поднятие с юга.

На востоке и западе палеозойское ядро поднятия покрыто мощным чехлом четвертичных отложений. Положение древних поверхностей выравнивания, широко развитых в водораздельных частях гор Ташбулак и Акташ, маркирует сводовую часть поднятия. Поверхности эти или горизонтальны, или слабо наклонены к северу.

Таким образом, Акташская структура вырисовывается как пологое асимметричное поднятие широтного простираения с пологим северным и крутым, оборванным по разлому, южным крылом. Следует отметить, что поднятие делится на две неравные части небольшой Качкарынской тектонической депрессией, отделяющей горы Ташбулак от гор Акташ.

Ядро поднятия Акташ сложено сильно метаморфизованными породами силура, девона и карбона, собранными в ряд складок, осложненных разломами.

Антиклиналь Актерек (5) расположена западнее средней части бассейна р. Карабулак. Простираение складки широтное, местами северо-западное. Свод складки сложен песчано-сланцевыми породами силура, а на крыльях обнажены известняки различных горизонтов силура и девона. По контакту песчаников и сланцев с известняками (исфаринские слои) вдоль северного крыла проходит крутой сброс, маркируемый ярко-красной известняковой брекчией трения. Местами наблюдаются четкие зеркала скольжения. Плоскость сброса почти всюду вертикальна.

Северное крыло антиклинали прослеживается от Карабулака до зимовки Актерек почти строго в широтном направлении. Параллельно ему с севера проходит депрессия тектонического происхождения, покрытая чехлом четвертичных отложений, под которые погружается северное крыло, падая к северу под углом 50—60°. В направлении на северо-запад обнажаются все более высокие горизонты силура и девона, шарнир антиклинали погружается, и западнее зимовки Актерек можно наблюдать очень четкую ее периклиналь. Падение известняков девона в периклинальной части ЮВ 115° под углом 55°.

Южное крыло антиклинали наклонено на юго-запад под углом 60° и является одновременно северным крылом синклинальной складки, сменяющей к югу Актерекскую антиклиналь. Восточнее горы Кык оно поворачивает на юго-запад.

Таким образом, антиклиналь Актерек в общем представляет собой симметричную складку со слабым опрокидыванием на север. Шарнир складки к востоку вздымается, в связи с чем здесь значительно расширяются выходы песчано-сланцевых толщ силура. В бассейне Карабулака вся структура скрывается под четвертичными отложениями.

Синклинали Сарысаит (6) расположена к югу от Актерекской антиклинали. Она прослеживается на запад вплоть до р. Исфары. Простираение складки изменяется от широтного на западе до юго-восточного на востоке. В ее ядре обнажаются известняки и сланцы среднего и верхнего девона, а крылья сложены силурийскими и нижнедевонскими отложениями. Благодаря чередованию в разрезе известняковых пачек со сланцевыми, отдельные горизонты очень четко очерчивают складку в плане и прекрасно дешифрируются на аэроснимках (рис. 64).



Рис. 64. Ядро синклинали Сарысаит (аэрофотоснимок)

На меридиане гор Акташ падение слоев в южном крыле изменяется от 40 до 90°. Угол падения северного крыла колеблется от 50 до 60°, иногда достигает 90°. Восточнее гор Акташ в связи с воздыманием шарнира оба крыла складки смыкаются, намечая ее окончание. В направлении на запад к долине р. Исфары облик складки меняется. Воздымание шарнира влечет за собой появление нижнекаменноугольных отложений в ядре синклинали. В районе горы Тике породы ядра нарушены двумя поперечными сбросами, прослеживающимися на расстоянии 1,5—2 км. Эти нарушения маркируются резкими прямолинейными контактами отдельных слоев, сопровождающимися окрашенной в красный цвет брекчий трения.

Западнее горы Тике складка представлена только своим южным крылом. Северное крыло скрыто под четвертичными отложениями депрессии Качакарын — Карабулак.

Южное крыло синклинали всюду наклонено на север. Углы наклона меняются от 40 до 50—60°, увеличиваясь к ядру складки. В двух местах южное крыло осложнено дополнительными, поперечными к простираению складки, перегибами слоев. Один из таких перегибов находится восточнее горы Тике, другой наблюдается к западу от нее. Этот последний представляет собой небольшую, но очень четкую антиклиналь горы

Кувыр, отчетливо очерченную в плане периклинально замыкающимися слоями известняков девона.

На западе, на левобережье р. Исфары, синклинали очень быстро погружаются под молодые отложения безыменной депрессии.

В 4—5 км южнее депрессии Качакарын — Карабулак южное крыло синклинали нарушено молодым широтным разломом, прослеживающимся вдоль южного склона гряды Сарысаит. Всюду почти отвесная плоскость этого разлома приурочена к контакту известняков и сланцев силура. Разлом смещает также поверхность мелового пенеплена и, несомненно, является альпийским. К югу от него, на довольно крутом склоне гряды Сарысаит, обнажаются сильно смятые песчано-сланцевые породы силура, прослеживающиеся от Исфары до Карабулака и далее к ядру Актерекской антиклинали.

Акташский разлом. Этот разлом проходит вдоль северного склона гряды Акташ и отделяет песчано-сланцевую свиту силура от известняков нижнего и, главным образом, от песчаников и сланцев среднего карбона. Среднекаменноугольные породы, как правило, падают к северу под углом 30°; на востоке угол их падения достигает 60°. Породы силура к северу от разлома падают почти вертикально.

В районе сел. Тауштамдык нижнекаменноугольные известняки слабают довольно плоский водораздел гряды Акташ и залегают гипсометрически ниже силурийских отложений. Следовательно, южное крыло является опущенным. Плоскость разлома крутая, что позволяет классифицировать его как сброс. Амплитуда сброса на западе около 600 м.

К югу от Акташского сброса, на участке, примыкающем к Ворухской депрессии, породы карбона и обнажающиеся из-под них девонские отложения в общем моноклинально падают к северу. Только на востоке, в бассейне Карабулака, наблюдаются отдельные наклоненные к югу косые складки. Вся эта моноклиналь нарушена несколькими широтными молодыми разломами. Один из них начинается на правом берегу р. Исфары и проходит по границе визейских и верхнедевонских известняков. Всюду вдоль этого нарушения развита брекчия трения, местами наблюдаются зеркала скольжения. К востоку сброс затухает. На его продолжении и несколько южнее наблюдается еще ряд нарушений сходного характера. Так, например, плоскость разлома, идущего по правому берегу Булакбаши, на западе наклонена на СВ 5° под углом 10°, а восточнее становится вертикальной. Еще восточнее, в урочище Булакбаши, описанные разломы перекрыты четвертичным покровом. Все они являются альпийскими, о чем свидетельствует тот факт, что на правобережье р. Исфары у сел. Ворух один из таких разломов нарушает красноцветные конгломераты массагетской серии.

Переходим к описанию строения самой северной части ядра Акташского поднятия.

Выше уже отмечалось, что складки центральной части Акташского поднятия (Актерекская антиклиналь и синклинали Сарысаит) погружаются под покров четвертичных отложений депрессии Качакарын — Карабулак. На западе ширина депрессии достигает 3—4 км, к востоку она заметно сокращается. Тектоническая природа депрессии несомненна. В районе Качакарына и Исоквата меловые породы как с севера, так и с юга срезаны крутыми сбросами и залегают в узком гребне.

К северу от Качакарын-Карабулакской депрессии мы не находим хорошо образованных складок палеозойских пород, характерных для центральной части поднятия. Палеозойская структура северной полосы

сильно нарушена альпийскими разломами, разбивающими ее на блоки, смещенные друг относительно друга. Самый южный блок, примыкающий к Качакарын-Карабулакской депрессии, с севера опущен по крутому сбросу, идущему вдоль подножия гряды Тешикташ. Этот сброс прослеживается на запад вплоть до р. Исфары. На восток он уходит под четвертичные отложения бассейна Карабулака. На всем своем протяжении сброс маркируется окрашенной в красный цвет известняковой брекчией. Плоскость его падает почти вертикально ($70-90^\circ$); возраст послемеловой, так как он отчетливо сечет и смещает меловые отложения.

В районе сел. Зындан от описанного разлома, под острым углом к нему, в северо-западном направлении ответвляется еще один разлом, отделяющий известняки силура от эффузивно-сланцевой толщи среднего и верхнего карбона.

Структура возвышенности Курусай представляет собой опрокинутую к северу синклиналию складку, которая образована нижнекаменноугольными известняками, перекрытыми песчано-сланцевой толщиной среднего и верхнего карбона. Падение крыльев синклинали южное под углом $60-80^\circ$.

Внутренняя структура северного блока Тешикташ более простая. Слагающие его породы нижнего карбона круто падают к северу под углом до 85° . Несогласно покрывающие их, сильно смятые породы среднего и верхнего карбона имеют более пологое падение. В этом блоке бросается в глаза резкая разница в степени дислоцированности пород в зависимости от их литологического состава. Известняки нижнего карбона падают моноклинально к северу, средне- и верхнекаменноугольные породы интенсивно смяты вплоть до гофрировки сланцевых слоев.

Самый северный блок, совпадающий в рельефе с грядой Ташбулак, представляет собой моноклинал, наклоненную к северу, и погружающуюся под молодые отложения депрессии Чорку. Сложена моноклинал известняками девона и нижнего карбона. Пологие углы падения ($30-35^\circ$) в верхних частях разреза увеличиваются (до $50-60^\circ$) в его основании.

С юга моноклинал обрезана крутопадающим прямолинейным разломом, идущим по подножию гряды Ташбулак. По линии этого нарушения нижнедевонские известняки подняты над эффузивно-песчано-сланцевой свитой среднего и верхнего карбона. Северный блок оказывается, таким образом, поднятым по отношению к южному. Моноклинал гряды Ташбулак можно рассматривать как срезанное разломом южное крыло синклиналию складки. Северное ее крыло опущено по разлому и скрыто под молодыми отложениями депрессии Чорку-Самаркандек. Разлом, срезающий моноклинал с юга, маркируется крутыми, почти отвесными обрывами гряды Ташбулак. По возрасту этот разлом несомненно послепалеозойский и, возможно, совсем молодой, так как в западной части гряды Ташбулак он нарушает поверхность предмелового пенеплена.

Таким образом, к северу от депрессии Качакарын — Карабулак могут быть выделены три широтно вытянутых блока: Курусай, Тешикташ и Ташбулак. Каждый более южный блок является опущенным.

Заканчивая описание поднятия Акташ, следует отметить, что оно разделяется на три части: его центральная часть, расположенная севернее гряды Акташ, представляет собой крупный блок, высоко поднятый по альпийским разломам и обладающий сложным складчатым строением. Южная и северная части поднятия, также нарушенные аль-

пийскими разломами, представляют соответственно зоны перехода к Ворухской тектонической депрессии на юге и к депрессии Чорку-Самаркандек на севере.

Ворухская депрессия. Под этим названием выделен пониженный в рельефе участок, заключенный между грядою Акташ на севере и горами Ахунтау на юге. Максимальной ширины (6 км) депрессия достигает в том месте, где ее пересекает р. Исфара. К востоку она резко сужается и через урочища Булакбаши и Кык доходит до р. Карабулак. В структурном отношении депрессия представляет собой широтно вытянутую впадину, ограниченную по краям разломами. Сохранившиеся вдоль северного борта депрессии отложения массагетской серии и сумсарского яруса палеогена свидетельствуют о ее молодом возрасте. Центральная часть депрессии закрыта четвертичными отложениями, что не позволяет судить о характере залегания в ней третичных отложений. Можно предполагать, что последние лежат горизонтально. Палеозойское основание, как это видно в урочищах Булакбаши и Кык, сложно дислоцировано.

Ворухская депрессия является естественной границей Акташского поднятия, отделяющей его от расположенного южнее молодого поднятия Туркестанского хребта.

Поднятие Туркестанского хребта. Непосредственно к югу от Ворухской депрессии располагается область развития тектонических структур, северной части молодого поднятия Туркестанского хребта. Для выявления общей формы альпийской структуры этого участка нет достаточных данных. Отложения мезозоя и кайнозоя здесь отсутствуют; уничтожены размывом и фрагменты предмеловой поверхности выравнивания.

В современном рельефе северная часть поднятия выражена достаточно резко: к югу от Ворухской депрессии возвышаются горы Ахунтау с абсолютными отметками до 3000 м. Палеозойские отложения здесь интенсивно смяты в складки и нарушены разломами несколько иного типа, чем описанные выше. Здесь могут быть выделены следующие структуры.

Антиклиналь Булакбаши (7). Ядро этой крутой складки слагают известняки среднего и верхнего девона. В крыльях обнажаются каменноугольные известняки. Ось складки протягивается строго широтно вдоль северного склона гор Ахунтау.

Ядро антиклинали имеет сложное строение. К северу антиклиналь сменяется узкой синклиналью, в ядре которой появляются массивные визейские известняки. Северное крыло складки наклонено на ЮЗ 210° под углом 30° . Это крыло синклинали служит одновременно южным крылом небольшой антиклинали в девонских известняках. В направлении на восток шарнир синклинали постепенно воздымается, в связи с чем строение ядра значительно упрощается. Несколько западнее перевала Тузбель расположена нормальная антиклиналь, северное крыло которой падает на север под углом 45° , а южное — на ЮЗ 190° под углом 60° .

Еще дальше к востоку девонские известняки ядра погружаются под каменноугольные отложения. Однако четкой периклинали наблюдать не удается из-за мощного покрова четвертичных отложений. То же относится и к западной части поднятия, покрытой молодыми отложениями Ворухской депрессии. Таким образом, антиклиналь Булакбаши имеет характер сильно вытянутой брахискладки.

Северное ее крыло местами скрыто под отложениями восточного продолжения Ворухской депрессии, частично оно относится к более се-

верному альпийскому поднятию Акташ. Молодая тектоническая депрессия разделяет варисскую структуру на две части.

Южное крыло антиклинали Булакбаши в ее западной части падает на ЮЗ 185° под углом 60° . Восточнее устья Чумургана оно нарушено крупным надвигом, который проходит сначала в широтном направлении, а затем поворачивает к северо-востоку и следует в верховья Карабулака. По этому надвигу смятые в складки каменноугольные известняки надвинуты последовательно на нижнекаменноугольные, верхне- и среднедевонские отложения. Наблюдать непосредственно плоскость этого нарушения нигде не удастся.

К югу от описанного надвига известняки и сланцы карбона образуют ряд синклиналей, разделенных антиклинальными перегибами. Наиболее существенными являются синклинали Кшемьшская и Карасай.

Кшемьшская синклинали расположена в горах Чопташ и Дунон. С юга на север она пересечена меридиональным отрезком долины р. Чумургак. Ядро складки сложено перематой песчано-сланцевой толщей среднего карбона. Крылья образованы известняками того же возраста. Синклинали асимметрична. Северное ее крыло наклонено на ЮЗ 210° , под углом 45° , южное, более крутое, имеет падение на СВ под углом $75-80^\circ$. Восточнее горы Дунон известняки обоих крыльев складки центрокиналино замыкаются, падая на ЮЗ 250° под углом 50° . Крутое южное крыло складки осложнено разломом, плоскость которого почти вертикальна. Разлом четко прослеживается по обоим берегам р. Кшемьш в виде зоны брекчированных и тонко расслоенных окрашенных в бурый цвет известняков.

Река Кшемьш восточнее горы Дунон круто поворачивает на запад-северо-запад, следуя направлению оси Кшемьшской синклинали. На правом берегу реки наблюдается антиклинальный перегиб слоев, в своде которого обнажаются намюрские и визейские известняки.

Синклинали Карасай (8). Эта синклинали простирается в юго-восточном направлении по обоим берегам одноименного сая. Она почти целиком сложена известняками московского яруса. Падение северного крыла складки пологое, южного — более крутое. В верховьях Карасая известняки северного и южного крыльев замыкаются в связи с воздыманием шарнира складки. Южное крыло синклинали нарушено тем же разломом, который западнее нарушает южное крыло Кшемьшской синклинали. Восточнее долины р. Каракол разлом поворачивает к северо-востоку и следует параллельно надвигу на северном склоне гор Ахунтау. В этой части он имеет также надвиговой характер; падение плоскости разлома здесь юго-восточное под углом от 20 до 50° . Оба надвига, проходящие по северному и южному склонам гор Ахунтау, тесно связаны со складчатостью и резко отличаются от молодых разломов, наблюдаемых, например, в пределах Акташского поднятия. Они являются, вероятно, варисскими.

Кшемьшская синклинали сменяется к югу опрокинутой на север антиклинальной складкой, сложенной известняками и сланцами среднего карбона. Эта складка с юга срезана разломом широтного простиранья. Плоскость разлома почти всюду вертикальна. Вдоль нее наблюдается развитие слабо сцементированной известняковой брекчии трения, окрашенной окислами железа в бурый цвет. Разлом несомненно альпийский.

Чумурганский разлом как бы ограничивает рассматриваемый участок от высокогорной части Туркестанского хребта, расположенной южнее. Этот участок, заключенный между Ворухской депрессией на

севере и Чумурганским разломом на юге и имеющий сложное складчатое строение, можно рассматривать как крупный альпийский блок, поднятый по отношению к Акташскому поднятию.

Характерными особенностями складчатой структуры блока Ахунтау являются:

- 1) наклон и опрокидывание складок палеозойских пород на север;
- 2) наличие варисских разломов надвигового типа, образующихся в результате дальнейшего развития складчатости; в отличие от альпийских крутых разломов, часто затухающих к востоку, варисские надвиги отчетливо прослеживаются в этом направлении на значительное расстояние.

* * *

При рассмотрении структур Исфара-Ворухского района обращает на себя внимание резкое отличие строения варисских структур от альпийских. Таким образом, естественно намечаются два структурных этажа. Нижний этаж характеризуется развитием интенсивной складчатости, сопровождаемой разломами надвигового характера. Альпийские структуры верхнего этажа представляют собой крупные пологие поднятия большого радиуса, разделенные тектоническими депрессиями. С севера и с юга эти поднятия обычно ограничены крутопадающими разломами типа сбросов. В расположении альпийских поднятий по отношению к варисской структуре не наблюдается какой-либо закономерности. В их образовании большую роль играли разломы, разделяющие палеозойский фундамент на отдельные блоки.

ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Общий очерк

Тектоническое строение территории Центрального Таджикистана характеризуется большой сложностью и разнообразием. Наибольшую роль в создании современных структур Центрального Таджикистана играли варисские и альпийские движения.

Эта часть Таджикистана в целом представляет собой сложное антиклинальное альпийское поднятие, состоящее из серии отдельных крупных антиклинальных и синклинальных складок, расходящихся на запад, погружающихся и затухающих в этом направлении и, наоборот, сходящихся и усложняющихся на востоке. Здесь выделяются три структурно-фациальные зоны: Туркестано-Зеравшанская, Зеравшано-Гиссарская и Южно-Гиссарская. Отдельно от них описывается область Каратегина, являющаяся восточным продолжением Зеравшано-Гиссарской и Южно-Гиссарской зон.

Необходимо подчеркнуть, что данная территория Средней Азии, включающая среднюю часть мощных горных сооружений Алайской системы (хребты Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский), рассматривается как единая геоструктурная область, что находится в противоречии с точкой зрения Д. В. Наливкина, которым по долине Зеравшана проводилась граница между центральными и южными дугами, и таким образом эта часть Таджикистана делилась на две различные геологические области.

Вместе с тем в пределах этой единой области можно выделять зоны, обладающие некоторыми присущими им особенностями строения. От-

дельные зоны в пределах обширной территории Южного Тянь-Шаня, куда входит и описываемая область, выделялись В. И. Поповым (1938), А. В. Пейве (1938) и др. Число, границы и характеристика зон, выделяемых указанными исследователями, не совпадают; не совпадают они также и с зонами, описываемыми ниже. Объясняется это, по-видимому, недостаточностью фактического материала, а также его различным толкованием.

Туркестано-Зеравшанская зона

Выделяемая под этим названием структурно-фациальная зона протягивается в широтном направлении вдоль Зеравшанской долины в виде огромной пологой дуги, обращенной выпуклостью к югу. Она занимает весь южный склон Туркестанского хребта, значительную часть его северного склона и нижнюю часть северного склона Зеравшанского хребта.

Рассматриваемая зона представляет собой наиболее древнюю, центральную часть обширного палеозойского геосинклинального пояса Тянь-Шаня. Местоположение наиболее раннего прогиба геосинклинали намечается полосой кембрийских отложений, вытянутой широтно в верхней части северного склона Туркестанского хребта. Здесь присутствуют отложения нижнего и среднего кембрия, отложения верхнего кембрия отсутствуют. На среднекембрийские отложения налегает толща ландоверийских песчаников и сланцев. Отложения ордовика из разреза выпадают; они встречены только на юго-восточной окраине рассматриваемой зоны¹.

Наличие перерыва между отложениями среднего кембрия и ландовери дает основание предполагать, что средняя часть указанного выше прогиба испытала в верхнекембрийское и ордовикское время поднятие, и осадкообразование здесь прекратилось. Однако к северу и к югу от зоны поднятий осадкообразование частично продолжалось. Так, например, в северных предгорьях Туркестанского хребта известны отложения верхнего кембрия (урочище Мадыген), а на юге, левобережье Зеравшана, имеются выходы отложений ордовика (сай Пакшиф).

В начале силурийского периода, в ландоверийском веке, Туркестано-Зеравшанская зона, включая и область предшествовавших поднятий, подверглась опусканию, которое продолжалось и в венлокское время. Судя по очень большой мощности осадков этого обширного прогиба, погружение здесь было весьма интенсивным. Толща осадков имеет флишoidalный характер. Она сложена ритмично чередующимися тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и сланцами прибрежно-морского происхождения с редкими известняковыми прослойками. Местами, преимущественно в верхней части толщи, появляются в большом количестве пластовые тела основных эффузивов и туфогенные породы.

Минералогический состав обломочного материала, из которого образованы породы толщи, свидетельствует о том, что область размыва была сложена метаморфическими толщами и кислыми магматическими породами. Возможно, что разрушению подвергались периферические части геосинклинали, еще не вовлеченные в погружение, а также более отдаленные геоантиклинальные области.

¹ По новым данным М. М. Посоховой, в западной части Туркестанского хребта, в верховьях сай Заамин, имеются сланцы, содержащие остатки граптолитов, которые, по предварительному заключению А. М. Обути, имеют ордовикский возраст.—
Прим. ред.

На окраинах западной части Туркестано-Зеравшанской зоны между сланцево-песчаниковой толщей и вышележащей толщей лудловских известняков местами наблюдаются следы перерыва в осадкообразовании. Наряду с этим имеются разрезы с постепенным и непрерывным переходом от терригенной ландоверийско-венлокской толщи к лудловским известнякам. Одна из областей такого непрерывного осадкообразования расположена в Зеравшанском и Гиссарском хребтах, а другая — на северном склоне Туркестанского хребта. Таким образом, намечаются две широкие полосы развития мощной, преимущественно карбонатной, толщи, относящейся по возрасту к венлоку, лудлову и низам девона. Эти полосы разделены зоной, шириною около 20 км, где лудловские и нижнедевонские отложения отсутствуют. Эта промежуточная зона, занимающая южный склон Туркестанского хребта и отчасти его водораздел, а также местами нижнюю часть северного склона Зеравшанского хребта, представляла собой в конце венлокского века область, погружение которой прекратилось и началось поднятие отдельных ее участков.

С появлением указанной зоны поднятий намечается разделение двух бассейнов силуро-девонского осадкообразования, возникновение двух новых прогибов — Северо-Туркестанского и Зеравшано-Гиссарского. О раздельном существовании этих прогибов свидетельствует не только наличие между ними промежуточной, относительно поднятой зоны, но и некоторые различия в составе брахиоподовых фаун лудловского яруса. Несколько особое положение занимает район горы Даврич в западной части Зеравшано-Гиссарской области. По данным О. И. Никифоровой, силурійская брахиоподовая фауна этого района отличается от обоих указанных выше прогибов.

Возникшая в конце венлока зона поднятий в дальнейшем полностью уже не подверглась сколько-нибудь значительным опусканиям. Окраины этой зоны в отдельные эпохи ее палеозойской истории испытывали весьма интенсивные погружения, результатом которых явилось накопление мощных толщ терригенных и карбонатных осадков девона и карбона. Эти толщи широко развиты на левобережье Зеравшана и на северном склоне Туркестанского хребта, однако нет никаких данных, позволяющих предполагать, что эти толщи когда-либо полностью перекрывали зону поднятий южного склона Туркестанского хребта.

Относительно характера и геоморфологического облика первых палеозойских поднятий Туркестано-Зеравшанской зоны можно сказать очень немного. Следы размыва устанавливаются пока только для немногих участков. Нет признаков, которые могли бы свидетельствовать о большом размахе восходящих движений. Представляется вероятным, что эти зоны, после того как постепенно замирало их погружение, становились областями весьма ограниченной седиментации в условиях мелководья при наличии цепи мелких слабо размываемых островов.

На северной и южной окраинах Туркестано-Зеравшанской зоны, там, где встречаются отложения девона и карбона, отмечаются неоднократные перерывы в разрезе толщи этих осадков и местами — несогласия. Так, например, на северном склоне Зеравшанского хребта, на участке между рр. Фандарья и Кштут, развит сокращенный по мощности разрез лудловских известняков. На одном из участков здесь наблюдалось налегание массивных полосчатых известняков девона на венлокские отложения. В Зеравшанской долине, выше устья р. Вашан, девонская терригенно-карбонатная толща тектонически контактирует с ландоверийскими песчаниками. Имеются основания предполагать, что первоначально налега-

ние девонских отложений на силурийские было трансгрессивным. При этом из разреза полностью выпадают венлокские, лудловские и, по-видимому, нижнедевонские отложения.

Следов предвизейского перерыва здесь, в отличие от более южных районов Центрального Таджикистана, не наблюдается. Наоборот, отмечается постепенный и непрерывный переход от визейских отложений к турнейским и верхнедевонским. Такие соотношения наблюдаются как на южной окраине зоны, так и на северной. В южной части Туркестано-Зеравшанской зоны установлено трансгрессивное залегание намюрских отложений на более древних толщах, а также несогласное налегание отложений среднего карбона на визейской и других толщах. На северной окраине зоны отмечается резкое несогласие между верхнепалеозойской толщей (верхний карбон?) и более древними толщами.

Учитывая несогласия, а также характер и степень дислоцированности палеозойских толщ, можно наметить для описываемой зоны проявление следующих тектонических фаз: преднамюрской, предсреднекарбонной, предверхнекарбонной и послекарбонной. Более ранние перерывы в осадкообразовании не сопровождались существенными изменениями структуры осадочных толщ района.

В результате проявления перечисленных выше тектонических фаз палеозойские толщи описываемой зоны приобрели сложную складчатую структуру с веерообразным расположением образующих ее структурных элементов. Это складчатое сооружение получило наименование Туркестано-Зеравшанского антиклинория (рис. 65).

Антиклинорий в промежутке между меридианами перевалов Парз и Комадон достигает в ширину 25—30 км. Восточнее он резко расширяется, главным образом за счет развития его южного крыла. Это крыло восточнее селения Пастигау занимает южный склон Туркестанского хребта и весь Зеравшанский хребет до долины р. Ягноб, имея в ширину более 35 км. В строении южного крыла участвуют не только осадки Туркестано-Зеравшанской зоны, но и отложения более южной Зеравшано-Гиссарской зоны. Длина антиклинория точно не установлена, вероятно достигает 150—200 км.

Основной осадочной формацией, образующей структуру антиклинория, является ландоверийско-венлокская сланцево-песчаниковая толща. Характерно, что кембрийские отложения — самые древние отложения района — выходят не в центральной части антиклинория, а в краевой части его северного крыла. Очевидно, местоположение и контуры антиклинория были предопределены не кембрийским, а более поздним, но более глубоким ландоверийским прогибом. В строении крыльев антиклинория в Зеравшанском хребте и на северном склоне Туркестанского хребта принимают участие лудловские и нижнедевонские известняки, а также мощная толща сланцев среднего девона—нижнего карбона (турне), содержащая местами в нижней своей части известняковые прослои. В тектонических чешуях южного крыла встречены отложения ордовика и верхнепалеозойские терригенные образования. Распространение их весьма ограниченное.

В отличие от других подобных складчатых сооружений Центрального Таджикистана, Туркестано-Зеравшанский антиклинорий не имеет достаточно четко выраженной осевой зоны, разделяющей его крылья. Как видно на прилагаемых профилях (рис. 66), центральная часть его, приблизительно совпадающая с водоразделом хребта, представлена довольно широкой зоной прямых, равносторонних сильно сжатых складок.

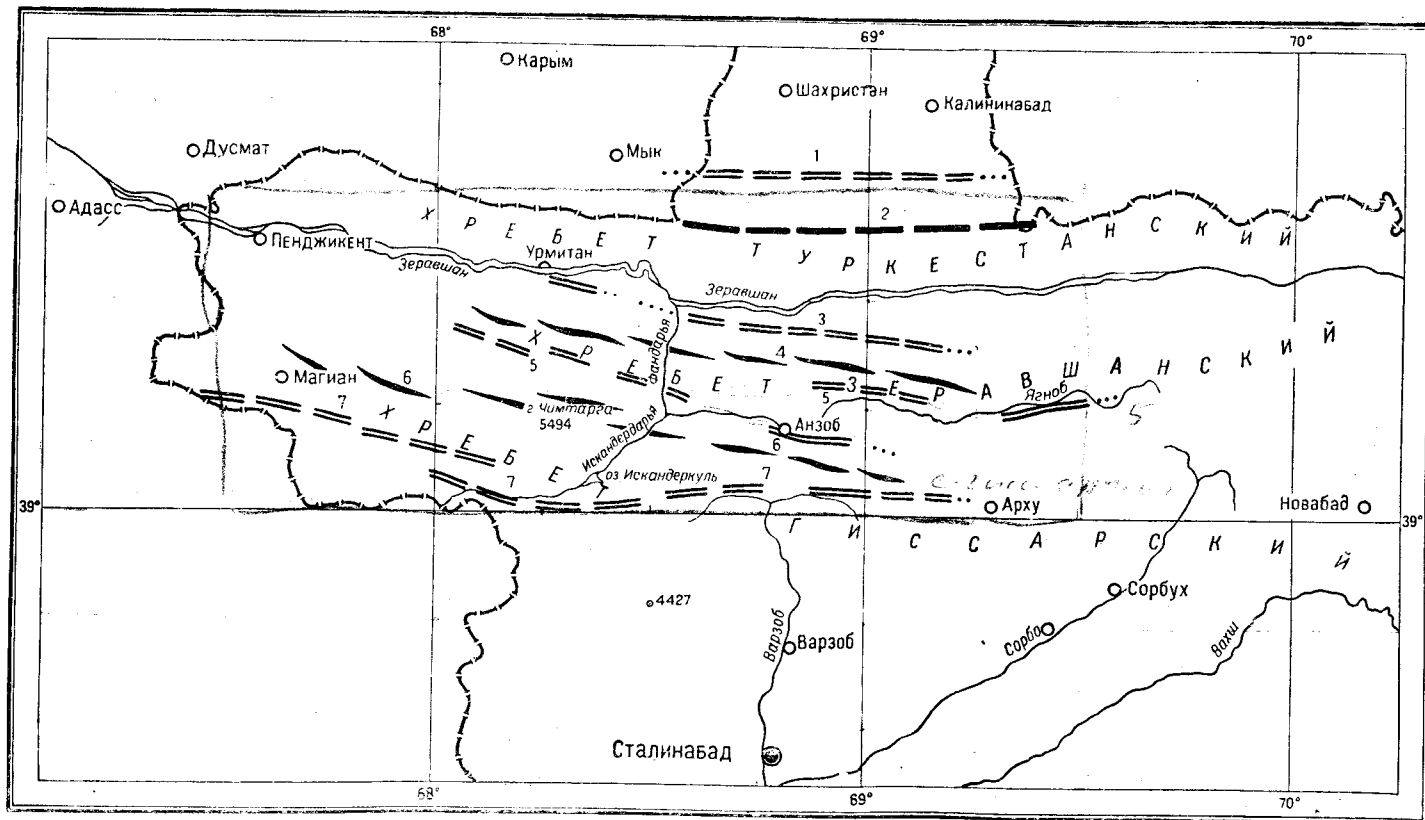


Рис. 65. Схема расположения основных структурных элементов Туркестано-Зеравшанской и Зеравшано-Гиссарской зон
 1—Кызыл-Расраутская межантиклинорная зона; 2—Туркестано-Зеравшанский антиклинорий; 3—Северо-Зеравшанская межантиклинорная зона; 4—антиклинорий Зеравшанского хребта; 5—Пасруд-Ягнобская межантиклинорная зона; 6—Северо-Гиссарский антиклинорий; 7—Магиан-Каракульская межантиклинорная зона

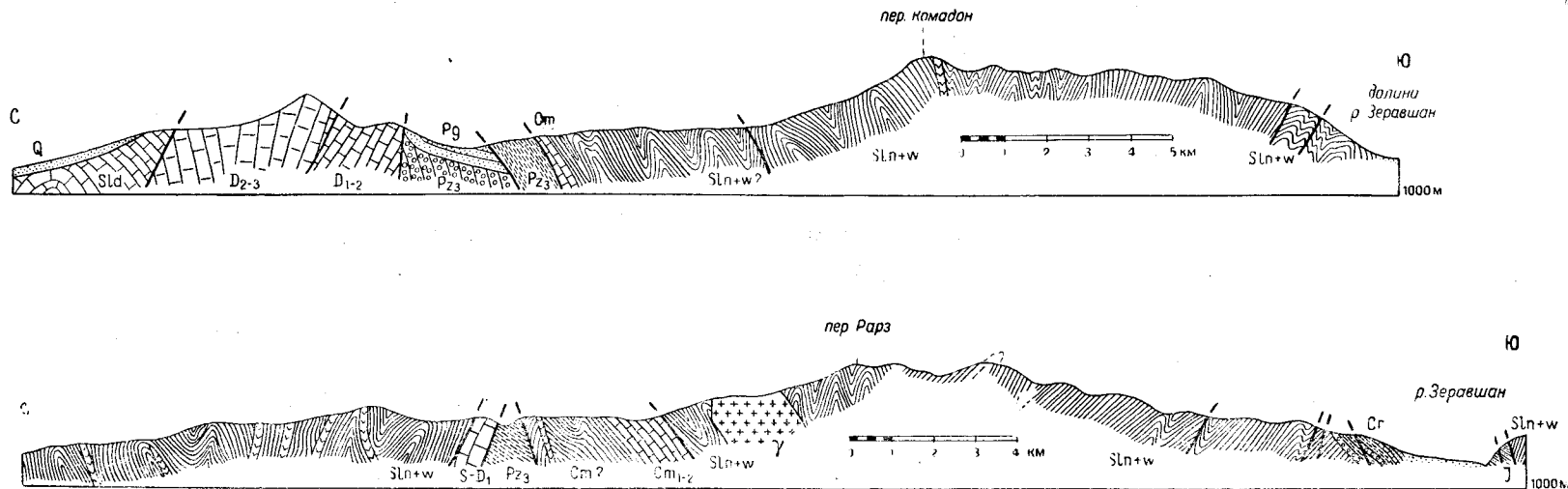


Рис. 66. Разрезы через Туркестанский хребет. Составил П. Д. Виноградов по данным З. В. Сидоренко, П. П. Буянова, П. Д. Виноградова, В. Р. Мартышева и др.

По мере удаления от центра и приближения к краевым частям антиклинория наклон складок увеличивается: в северном крыле на север, в южном — на юг. Такие же направления имеют и надвиги в крыльях антиклинория.

Осадочные толщи в крыльях антиклинория дислоцированы чрезвычайно сильно. Одним из наиболее крупных структурных элементов южного крыла является очень большая и сложная антиклиналь, скорее даже антиклинальная зона, расположенная в долине р. Зеравшан, в средней части бассейна. Ядро ее образовано ландоверийскими песчаниками, а крылья — венлокскими сланцами. Ширина ядра этой структуры достигает 12 км. Строение его очень сложное. Оно состоит из множества крупных и мелких складок самой разнообразной формы, часто нарушенных разрывами. Ряд очень крупных складок изоклиналильного типа образуют венлокские сланцы и лудловские известняки. Сложную чешуйчатую структуру создают породы известняково-сланцевой толщи девона в Зеравшанском хребте. В толще среднедевонских «ягнобских» сланцев наблюдается интенсивная гофрировка пород, изоклиналильные складки и складки волочения. Очень часто в ландоверийских песчаниках присутствуют целые комплексы характерных острых крутых складок с изломом пластов в перегибах. Разрывы представляют собой большей частью крутые надвиги с амплитудой от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Сбросы с преимущественным простиранием в северных румбах имеют весьма широкое развитие.

На границе Туркестано-Зеравшанского антиклинория с другими антиклинориями Центрального Таджикистана большое распространение получили нижнекаменноугольные и верхнепалеозойские отложения. Области развития этих отложений представляли в карбоне и, вероятно, в начале пермского периода межантиклинорные депрессии или прогибы, образовавшиеся в связи с поднятием антиклинориев. Эти депрессии явились последними в палеозойской истории Центрального Таджикистана областями осадкообразования. В ряде районов они явились также областями последних проявлений вулканической деятельности. Исключительно важна роль межантиклинорных зон как мест преимущественной локализации ртутно-сурьмяных месторождений Центрального Таджикистана.

В частности, к межантиклинорной зоне, ограничивающей Туркестано-Зеравшанский антиклинорий с севера, приурочены ртутные рудопроявления Расраут и Кызоке. В зоне, ограничивающей антиклинорий с юга, установлены кварцево-баритовые жилы с медно-сурьмяным оруденением (бассейн Дарха). К этой же зоне, по-видимому, тяготеет сурьмяное месторождение Парз и сурьмяные рудопроявления Тагматсая.

В расположении варисских гранитоидных и щелочных интрузивов в структуре антиклинория нельзя уловить каких-либо закономерностей. Они встречаются как в осевой части антиклинория, так и в его крыльях.

Мезозойские и кайнозойские отложения в пределах Туркестано-Зеравшанской зоны имеют весьма ограниченное распространение и протягиваются в широтном направлении в виде двух узких прерывистых полос вдоль северной и южной окраин зоны. Складчатая структура их обычно очень проста. Они образуют пологие складки, и только в зонах разломов и надвигов палеозойских толщ на мезо-кайнозойские отложения структура последних под воздействием надвигов значительно усложняется. В обеих полосах мезо-кайнозойские отложения срезаны с юга надвигами палеозойских толщ. В подавляющем большинстве случаев

поверхности надвигов имеют крутое падение. Амплитуда перемещения пород достигает нескольких сотен метров. Чрезвычайно большое развитие имеют сбросы, секущие в продольном и поперечном направлениях широтно вытянутую альпийскую складчатую структуру.

Современные тектонические движения проявляются в общем поднятии описываемой зоны, результатом чего явилось глубокое врезание р. Зеравшан и ее притоков в коренные породы. На фоне этого общего поднятия наблюдаются перемещения по разломам отдельных блоков относительно друг друга. Поднятые блоки ясно обнаруживаются в случае пересечения их речными потоками. На таких участках характер долин резко изменяется. Они превращаются в очень узкие и глубокие каньоны с вертикальными, местами нависающими стенками. Ниже поднятого блока долины снова резко расширяются. Другими признаками проявления современных тектонических подвижек являются: возникновение локальных речных террас выше поднятого блока, образование зияющих трещин между коренным склоном и прислоненными к нему четвертичными отложениями, значительное увеличение крутизны падения слоев пролювиально-делювиальных отложений в случае их залегания на склоне участка, испытывающего поднятие, и т. п. В качестве примера современных поднятий можно указать участки южных окраин Пенджикентской и Магиан-Фарабской мезо-кайнозойских депрессий. Кроме поднятий по разломам, местами наблюдаются также пологие сводовые поднятия.

Зеравшано-Гиссарская зона

Зеравшано-Гиссарская структурно-фациальная зона расположена южнее описанной выше Туркестано-Зеравшанской зоны. Подобно последней, она протягивается в широтном направлении, образуя очень слабый дугообразный изгиб, обращенный выпуклой стороной к югу. Зона охватывает Зеравшанский хребет, кроме нижней части его северного склона, и северный склон Гиссарского хребта. На востоке в состав зоны входит, кроме того, часть южного склона Гиссара, а также Каратегинского хребта. Ширина зоны 35—40 км.

Начало формирования Зеравшано-Гиссарской зоны относится к венлокскому веку силурийского периода. В это время область расположенного севернее более раннего Туркестано-Зеравшанского прогиба начинает испытывать поднятие. Одновременно с этим начинается прогибание всей обширной площади описываемой зоны. Никаких отложений, более древних, чем венлокские, в пределах зоны не установлено. Только в одном пункте, на границе описываемой зоны с Туркестано-Зеравшанской зоной (сай Пакшиф), в составе одной из тектонических чешуй обнаружены отложения ордовика. Таким образом, относительно довенлокской истории зоны данных почти нет. Неизвестно, какие толщи слагают субстрат зоны, ее нижний структурный этаж.

В возникшем Зеравшано-Гиссарском прогибе в течение венлока, лудлова и первой половины девонского периода шло накопление осадков, в начале терригенных, а затем почти исключительно карбонатных. Наиболее интенсивным было осадкообразование в южной части рассматриваемого прогиба, где толща отложений силура и нижнего девона достигает мощности 3000 м. В северной части прогиба, вблизи области поднятий Туркестано-Зеравшанской зоны, толща силуро-девонских отложений имеет вдвое меньшую мощность. Здесь из разреза выпадает верхняя часть отложений лудловского яруса, а местами лудловские отложения

отсутствуют полностью и известняки девона залегают на венлокских слоях.

Положение южной границы прогиба не вполне ясно. Возможно, что область силуру-нижнедевонского осадконакопления далеко вглубь Южно-Гиссарской зоны не заходила. В юго-западной части Гиссара толща кристаллических сланцев, лежащая на древних гнейсах, связана, по мнению некоторых исследователей этого района (П. Н. Подкопаева и др.), постепенным переходом с известняками среднего девона¹. Возможно, что эти сланцы имеют силуру-девонский возраст.

В начале среднего девона осадкообразование в срединной части Зеравшано-Гиссарского прогиба было прервано поднятиями отдельных участков морского дна. Эти поднятия отличались кратковременностью, резкостью проявления и обычно узкой локализацией. Они были неодновременными. Первые признаки их проявления обнаруживаются в сильно сокращенной мощности нижнедевонских отложений в районе среднего течения рр. Магиандарья и Дарайхурд. Более отчетливо, уже в целом ряде участков, перерыв в осадкообразовании проявляется на рубеже нижнего и среднего девона. Наиболее сильные и широко распространенные в пределах описываемой зоны подвижки имели место на границе эйфельского и живетского веков и в середине последнего. Начиная с этого времени, во внутренней части Зеравшано-Гиссарского прогиба, ставшей зоной дифференциальных поднятий, идет формирование терригенной толщи среднего девона — нижнего карбона (турне). Изучение пород этой толщи и изменений разреза в вертикальном и горизонтальном направлениях, произведенное при детальных съемках в Шинк-Магианском районе, позволило установить, что тектонические движения продолжались в течение всего периода формирования этой толщи.

Эти движения имели характер волновых колебаний с постепенно, с течением времени, увеличивающейся амплитудой и площадью проявления. В структуре терригенной толщи они запечатлелись в виде пологих брахискладок с осями северо-западного простирания. Местами, в центрах наиболее интенсивных поднятий, наблюдается выдвигание по крутым разломам известняковых блоков, сложенных породами низких горизонтов известнякового фундамента терригенной толщи. Амплитуда перемещения по этим разломам, судя по мощности смытых осадков, достигала 500 м. С некоторыми поднятиями была сопряжена вулканическая деятельность. Примесь вулканогенного кластического материала в породах терригенной толщи местами весьма значительна; в нескольких пунктах обнаружены пластовые тела диабазовых порфиритов.

По обе стороны рассматриваемой зоны дифференциальных поднятий сформировались новые прогибы с относительно устойчивым осадкообразованием. Эти прогибы охватывали не только остаточные краевые части Зеравшано-Гиссарского прогиба. Волны прогибания сместились к северу и к югу от зоны среднедевонских поднятий и захватили новые участки. Прогиб, окаймлявший зону поднятий с севера, был сравнительно нешироким. Он был ограничен с севера областью более ранних поднятий внутренней части геосинклинали (Туркестанский хребет). Осадки, отлагавшиеся в этом прогибе, представлены толщей известняков среднего — верхнего девона, мощностью около 600 м, обнажающейся в долине р. Кштут у Шишката и в долине р. Зеравшан выше Урмитана. В более

¹ Е. М. Головин и др. предполагают, что средний девон лежит здесь несогласно на размытой поверхности кристаллических сланцев. — *Прим. ред.*

восточных районах отложения этого прогиба представлены известняково-сланцевой толщей, содержащей горизонты кремнистых сланцев.

Южный прогиб был, по-видимому, значительно более широким. Северный край его располагался приблизительно на широте гряды Хазрет-султан (северный склон Гиссарского хребта). Возможно, что в связи с его возникновением в процессе прогибания была вовлечена вся Южно-Гиссарская периферическая часть геосинклинали.

Нужно отметить, что зона девонских поднятий отчетливо выражена только в западной части Зеравшано-Гиссарской области на протяжении 70—80 км. Именно эта ее часть и послужила в дальнейшем остоном Северо-Гиссарского антиклинория — основной структурной единицы описываемого района. В более восточной части района (бассейн р. Ягноб), исследованной пока еще недостаточно, в разрезах девонских осадков не обнаруживается отчетливых зональных изменений. Мощная монотонная толща сланцев свидетельствует лишь об интенсивном прогибании всей этой площади в девонское время.

Дифференциальные подвижки в срединной части Зеравшано-Гиссарского прогиба завершались в турнейском веке общим поднятием, причем поднятиями и складкообразованием были охвачены и прилегающие части прогибов. Визейские отложения в пределах рассматриваемой зоны лежат с отчетливым угловым несогласием на размытой поверхности более древних толщ.

После проявления предвизейской (точнее — предсредневизейской) тектонической фазы центральная часть Зеравшано-Гиссарского прогиба, сформировавшаяся в девоне как зона поднятий, больше не опускалась. В окаймляющих эту зону прогибах с середины визейского века вновь началось опускание и накопление осадков. Этими прогибами и зоной поднятия контуры возникающего Северо-Гиссарского антиклинория очерчивались уже достаточно отчетливо. В обоих указанных прогибах шло образование преимущественно известковых осадков. Существенного приноса терригенного материала не было. Однако уже в намюрское время в области северного прогиба на месте водораздела современного Зеравшанского хребта и его южного склона постепенно возникает новое поднятие, у северного края которого скапливаются большие массы обломочного материала. Толща намюрских осадков развита на левобережье р. Зеравшан, в промежутке между долинами ее левых притоков Гузи и Риват. Указанным поднятием закладываются основы другой крупной структурной единицы района — антиклинория Зеравшанского хребта. Судя по тому, что в депрессии, пролегающей между этим поднятием и описанным выше поднятием центральной части Северо-Гиссарского антиклинория, намюрские осадки не накапливались, можно полагать, что эта депрессия также была вовлечена в поднятие.

В конце намюра в рассматриваемой области имела место еще одна тектоническая фаза, после которой все главнейшие элементы варисской структуры района, — антиклинории и межантиклинорные зоны, выступают уже вполне оформленными в своих основных чертах. Образование осадков верхнего палеозоя [средний—верхний (?) карбон] было приурочено к межантиклинорным депрессиям, унаследованным от предыдущего этапа. Эти осадки легли трансгрессивно на более древние толщи. В их составе резко преобладают терригенные образования — конгломераты, песчаники и сланцы, представляющие собой продукты разрушения вздымающихся антиклинориев. Горизонты известняков в толще верхнепалеозойских осадков развиты главным образом в западной части

района (верховья р. Шинк), тогда как восточные разрезы (долина р. Каракуль, верховья Ягноба, северный склон Зеравшанского хребта и др.) отличаются более континентальным характером. Можно предположить поэтому, что море ингрессировало в область верхнепалеозойских депрессий с запада. Временами оно перекрывало отдельные участки Южно-Гиссарского поднятия и проникало в область депрессий с южной стороны (Зиддинская котловина). Очевидно, поднятия, разделяющие депрессии, были невысокими. На это указывает, кроме приведенных выше данных, сравнительно небольшая мощность продуктов разрушения, скапливавшихся у подножий поднятий. Нет достаточных оснований думать, что варисским тектогенезом в Зеравшано-Гиссарской области были созданы мощные горные хребты. Скорее всего, это были невысокие гряды, превращавшиеся в периоды наступления моря в архипелаг скалистых островов.

В конце среднего карбона произошло внедрение мощных гранитоидных интрузий Южного Гиссара. Вероятно, к этому же времени относится и образование малых гранодиоритовых интрузивов описываемой зоны. Последние не занимают строго определенной позиции в структуре района. Одни из них расположены в центральной части антиклинория, другие — в его краевых частях. Отдельные небольшие интрузивные тела встречены и в области верхнепалеозойских депрессий. Большинство интрузий связано все же с областью поднятий и, видимо, с процессами поднятия. Появление их в депрессиях, вероятно, следует связывать с поднятиями послеледниковой стадии развития депрессий. Эта стадия наступила в конце карбона или начале перми, когда в связи с поднятиями осадкообразование в депрессиях полностью прекратилось. В центральных частях некоторых депрессий возникли антиклинальные структуры, в ядрах которых местами по крутым разломам выдвинулись блоки известнякового основания депрессий. Одновременно с поднятиями депрессий продолжался процесс разрастания междепрессийных поднятий и формирования веерообразной структуры антиклинориев. Одним из результатов этого процесса явилось образование надвигов со стороны антиклинориев на отложения депрессий.

Поднятия депрессий сопровождалось появлением густой сети разломов и трещиноватости пород. Вследствие того, что зоны депрессий имели длительную историю развития и обладали тектонической активностью по крайней мере с девонского времени, разломы образовали здесь в результате всех подвижек зону нарушений, далеко проникающую в глубь земной коры. Поэтому рассматриваемые межантиклинорные зоны оказались наиболее благоприятным местом для формирования дайкового комплекса и эффузивных проявлений, а позднее — и для локализации гидротермальных процессов. К середине пермского периода тектонические движения в рассматриваемой области постепенно замерли и она превратилась в медленно разрушающуюся плоскую или слабо холмистую полупустынную равнину.

В мезозойскую эру рассматриваемая область выступала в виде невысокой платообразной возвышенности, постепенно расчленяемой слабо развитой сетью речных потоков. В конце триаса местами возникают заболоченные впадины, которые в дальнейшем, в юре, получают развитие как области осадконакопления. Некоторые из этих впадин возникли на участках верхнепалеозойских депрессий. Поэтому имеются основания предполагать наследование мезозойским тектоническим этапом некоторых элементов верхнепалеозойского структурного плана.

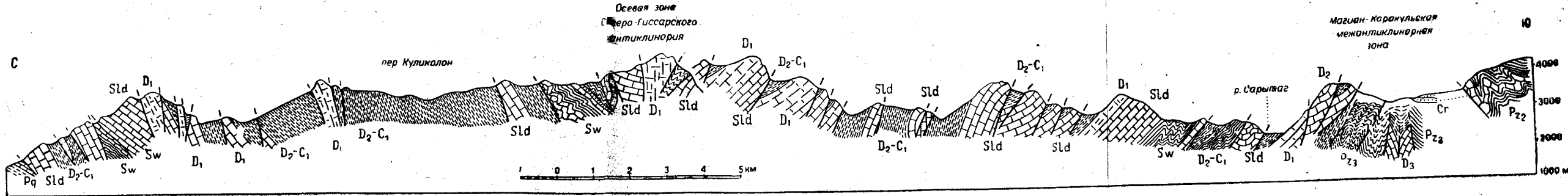


Рис. 67. Поперечный разрез Северо-Гиссарского антиклинория. Составил П. Д. Виноградов

Углубление мезозойских депрессий имело прерывистый характер, о чем свидетельствуют перерывы в толще осадков и несогласия. Наряду с формированием депрессий, шло образование более обширных по площади сводовых и глыбовых поднятий, разделяющих депрессии. В общем синклинальная структура депрессий в направлении снизу вверх становится все более пологой и значительно более широкой. Максимум расширения областей осадкообразования имел место в верхнемеловую эпоху и в начале палеогена, когда большая часть площади Центрального Таджикистана была покрыта морем.

Начиная с олигоцена, рассматриваемая территория испытывает поднятие, непрерывно увеличивающееся по площади распространения и характеризующееся нарастающей интенсивностью. Внутри области поднятия возникают межгорные впадины. Колоссальные массы обломочного материала, снесенные в течение одной эпохи неогена в расположенную южнее область Таджикской депрессии, превысили по своей мощности, местами более чем в два раза, толщу осадков, накопившуюся в течение всей мезозойской эры. Поднятие горных массивов Центрального Таджикистана продолжается и в настоящее время, проявляясь, однако, весьма неравномерно.

Альпийские поднятия сопровождались образованием многочисленных разломов. На мезо-кайнозойские депрессии с двух или с одной стороны были надвинуты палеозойские толщи со стороны сводовых поднятий. Области поднятий разбиты сбросами во многих направлениях. Никаких магматических проявлений альпийского этапа в рассматриваемой области не установлено.

Основной структурной единицей описываемой зоны, оформленной варисским тектогенезом, является Северо-Гиссарский антиклинорий. Севернее и южнее с ним соприкасаются подобные складчатые сооружения — антиклинории Зеравшанского хребта и Южно-Гиссарский. Северо-Гиссарский антиклинорий протягивается приблизительно в широтном направлении вдоль северного склона Гиссарского хребта, от бассейна р. Магиандарьи до р. Тагобикуль, левого притока р. Ягнуб, на расстояние около 120 км. Восточнее он затухает. Ширина его достигает местами 25 км.

Строение антиклинория в поперечном разрезе представляется в виде веера складок и тектонических чешуй, опрокинутых или наклоненных и последовательно надвинутых друг на друга в направлении к северу и к югу от осевой части антиклинория (рис. 67). В структуре антиклинория различаются следующие части: а) осевая зона; б) северное и южное крыло; в) межантиклинорийные зоны, пролегающие между двумя соседними антиклинориями¹.

Осевая часть антиклинория представляет собой обычно довольно узкую зону (2—3 км) развития крутых разломов типа сбросов, сдвигов, сколов, большей частью с небольшой амплитудой смещения. В большинстве случаев эту зону слагают массивные силуро-девонские известняки, залегавшие первоначально в виде простой пологой синклинали, усложненной в дальнейшем многочисленными разрывами. Характерной особенностью осевой зоны, так же как и ряда других структурных элементов антиклинория, является ее прерывистость. Она была сформирована в течение варисского тектонического этапа из фрагментов более ранних

¹ Термин «межантиклинорийная зона» введен П. Д. Виноградовым, А. Е. Довжиковым и В. Р. Мартышевым. Содержание этого понятия изложено ниже. — *Прим. ред.*

(среднедевонских) структурных элементов, расположенных под углом 5—10 до 20° к общему простиранию антиклинория. Это несогласие простираний отдельных звеньев осевой зоны с простиранием ее в целом, по-видимому, и явилось причиной ее прерывистого строения. Составляющие зону отдельные звенья — блоки силуро-девонских известняков — несколько отступают один от другого, образуя строй кулис. В осевой зоне Северо-Гиссарского антиклинория насчитывается свыше десятка кулис; наиболее крупные из них достигают 15 км в длину, но обычно они меньше.

Рассматриваемая центральная часть антиклинория в процессе формирования структуры являлась зоной наиболее ранних движений и, в частности, неоднократных поднятий, но, несмотря на это, здесь не наблюдается выхода на поверхность наиболее древних толщ. Амплитуда поднятий и разрыв были здесь, как уже отмечалось выше, небольшими. Осевая зона — это структурный центр, разделяющий области различного направления движений масс. Здесь развит тот же силуро-девонский комплекс осадочных пород, что и в крыльях антиклинория. Более молодые отложения (нижний карбон и верхний палеозой) появляются только в краевых частях антиклинория и в межантиклинорийных депрессиях. В целом описываемый антиклинорий представляет собой довольно слабо выпуклую структурную форму.

Северное и южное крылья антиклинория располагаются симметрично по отношению к осевой зоне и представляют собой комплексы тектонических чешуй, надвинутых друг на друга: в северном крыле на север, в южном — на юг. В строении тектонических чешуй отмечается единообразии. Обычно это разорванные части складок, чаще всего их крылья, реже замки.

Поверхности надвигов в подавляющем большинстве случаев имеют среднее или крутое падение (45—75°). Крупные пологие надвиги встречаются редко. На некоторых участках удавалось установить места зарождения надвигов, связанных со складкообразованием. Такие явления наблюдались в зонах весьма интенсивной складчатости, обычно в глубоких частях разреза. Это зоны преимущественно пластических деформаций с отчетливо выраженными следами перераспределения вещества в слое в процессе складчатости. Такие комплексы сильно сжатых изоклиналильных складок с раздутыми замковыми частями можно наблюдать, например, в породах кремнисто-известняково-сланцевой толщи карбона в северном крыле антиклинория Зеравшанского хребта. Надвиги возникают здесь из межпластовых подвижек в крыльях складок. Обычно они характеризуются небольшой амплитудой и не уходят далеко за пределы зоны интенсивной складчатости, во всяком случае, они не прослеживаются за пределами нарушенной ими толщ.

Подобные небольшие надвиги во множестве встречаются и в других толщах района, менее дислоцированных, в которых складки течения не наблюдались.

Более крупные региональные надвиги, по которым тектонически контактируют разновозрастные толщ, в большинстве случаев нельзя рассматривать как непосредственный результат развития данной складчатой структуры. Они пересекают часто сравнительно несложно дислоцированные толщ с пологими складками. Такие надвиги скорее всего возникали при неравномерных поднятиях отдельных участков.

Выше отмечалось, что местами в крыльях антиклинория встречаются зоны очень сложной складчатости. Они, как правило, возникают, в отложениях с тонкой слоистостью.

В толще известняков лудлова и нижнего девона, отличающейся грубослоистой и массивной текстурами, образуются обычно крупные и часто пологие складки. Подстилающие эту толщу сланцы, кварциты и тонкослоистые известняки венлока дают всюду комплексы чрезвычайно сложных мелких складок (долина Искандердарьи, правые притоки Пасрударьи, долина Шинка и др.) Такая же сложная складчатость и гофрировка обнаруживаются нередко и в покрывающих силуро-девонскую известняковую толщу тонкослоистых живетских известняках (Дараихурд, Зиндаут и др.) и сланцах. Особенно сильной и широко развитой плейчатостью отличаются сланцы верхней части бассейна р. Ягноб. В ряде участков наблюдается сильное усложнение складчатости девано-карбонового покрова под давлением тектонически выдвинутых блоков известнякового фундамента.

Симметричность строения Северо-Гиссарского антиклинория отчетливо проявляется лишь в районе Чимтаргинского массива.

В западном и особенно восточном окончаниях антиклинория симметричность нарушается вследствие сужения одного из крыльев, главным образом южного. Так, например, на меридиане перевала Анзоб ширина южного крыла не превышает 3 км. Еще восточнее это крыло и осевая зона антиклинория полностью исчезают, а его северное крыло разделяется на несколько второстепенных складок и утрачивает единство структурного плана. Здесь структура антиклинория затухает. Антиклинорий Зеравшанского хребта (рис. 68) представляет собой сравнительно небольшое складчатое сооружение. Длина его не превышает 90—95 км, ширина не более 15 км. Для строения антиклинория характерна ассиметричность, выраженная в полном развитии северного и в чрезвычайном сужении южного крыла. В западной части антиклинория, в бассейнах рр. Пасруд и Уреч, южное крыло имеет в ширину всего 1—2 км. В долине р. Фандарьи в связи со смещением кулисы осевой зоны к северо-востоку южное крыло значительно расширяется. Здесь оно почти такое же, как северное. Далее к востоку оно вновь сокращается и в верховьях р. Сурхат исчезает.

Осевая зона антиклинория имеет прерывисто-кулисообразное строение. Центральная кулиса расположена в водораздельной части Зеравшанского хребта, на участке между реками Поймазар и Обихонч, притоками р. Фандарьи. Она связана с Пулимулинским массивом силуро-девонских известняков. В долине р. Фандарьи прослеживается наиболее полный поперечный разрез антиклинория Зеравшанского хребта, в том числе и его осевой зоны. Здесь очень хорошо видны многочисленные разломы, пересекающие известняковый массив осевой части антиклинория в различных направлениях.

Межантиклинорные зоны представляют собой депрессии пермо-карбонового времени, в которых аккумуляровались продукты разрушения поднимающихся антиклинориев. В процессе разрастания поднятий происходило надвигание вздымающихся массивов в сторону депрессий. Вследствие этого осадки депрессий с двух сторон подняты надвигами краевых частей соседних антиклинориев. Надвиги одного борта депрессии направлены навстречу надвигам другого борта, местами они приходят в соприкосновение.

Кроме надвигов, в межантиклинорных зонах широко развиты вертикальные и крутопадающие разломы, возникшие в процессе поднятия депрессий в конце варисского этапа. В ряде мест эти разломы прошли по зонам более ранних тектонических нарушений, образовавшихся еще

(среднедевонских) структурных элементов, расположенных под углом 5—10 до 20° к общему простиранию антиклинория. Это несогласие простираний отдельных звеньев осевой зоны с простиранием ее в целом, по-видимому, и явилось причиной ее прерывистого строения. Составляющие зону отдельные звенья — блоки силуро-девонских известняков — несколько отступают один от другого, образуя строй кулис. В осевой зоне Северо-Гиссарского антиклинория насчитывается свыше десятка кулис; наиболее крупные из них достигают 15 км в длину, но обычно они меньше.

Рассматриваемая центральная часть антиклинория в процессе формирования структуры являлась зоной наиболее ранних движений и, в частности, неоднократных поднятий, но, несмотря на это, здесь не наблюдается выхода на поверхность наиболее древних толщ. Амплитуда поднятий и разрыв были здесь, как уже отмечалось выше, небольшими. Осевая зона — это структурный центр, разделяющий области различного направления движений масс. Здесь развит тот же силуро-девонский комплекс осадочных пород, что и в крыльях антиклинория. Более молодые отложения (нижний карбон и верхний палеозой) появляются только в краевых частях антиклинория и в межантиклинорных депрессиях. В целом описываемый антиклинорий представляет собой довольно слабо выпуклую структурную форму.

Северное и южное крылья антиклинория располагаются симметрично по отношению к осевой зоне и представляют собой комплексы тектонических чешуй, надвинутых друг на друга: в северном крыле на север, в южном — на юг. В строении тектонических чешуй отмечается единообразие. Обычно это разорванные части складок, чаще всего их крылья, реже замки.

Поверхности надвигов в подавляющем большинстве случаев имеют среднее или крутое падение (45—75°). Крупные пологие надвиги встречаются редко. На некоторых участках удавалось установить места зарождения надвигов, связанных со складкообразованием. Такие явления наблюдались в зонах весьма интенсивной складчатости, обычно в глубоких частях разреза. Это зоны преимущественно пластических деформаций с отчетливо выраженными следами перераспределения вещества в слое в процессе складчатости. Такие комплексы сильно сжатых изоклинальных складок с раздутыми замковыми частями можно наблюдать, например, в породах кремнисто-известняково-сланцевой толщи карбона в северном крыле антиклинория Зеравшанского хребта. Надвиги возникают здесь из межпластовых подвижек в крыльях складок. Обычно они характеризуются небольшой амплитудой и не уходят далеко за пределы зоны интенсивной складчатости, во всяком случае, они не прослеживаются за пределами нарушенной ими толщи.

Подобные небольшие надвиги во множестве встречаются и в других толщах района, менее дислоцированных, в которых складки течения не наблюдались.

Более крупные региональные надвиги, по которым тектонически контактируют разновозрастные толщи, в большинстве случаев нельзя рассматривать как непосредственный результат развития данной складчатой структуры. Они пересекают часто сравнительно несложно дислоцированные толщи с пологими складками. Такие надвиги скорее всего возникали при неравномерных поднятиях отдельных участков.

Выше отмечалось, что местами в крыльях антиклинория встречаются зоны очень сложной складчатости. Они, как правило, возникают, в отложениях с тонкой слоистостью.

В толще известняков лудлова и нижнего девона, отличающейся грубослоистой и массивной текстурами, образуются обычно крупные и часто пологие складки. Подстилающие эту толщу сланцы, кварциты и тонкослоистые известняки венлока дают всюду комплексы чрезвычайно сложных мелких складок (долина Искандердарьи, правые притоки Пасрударьи, долина Шинка и др.) Такая же сложная складчатость и гофрировка обнаруживаются нередко и в покрывающих силуро-девонскую известняковую толщу тонкослоистых живетских известняках (Даранхурд, Зиндаут и др.) и сланцах. Особенно сильной и широко развитой пloyчатостью отличаются сланцы верхней части бассейна р. Ягноб. В ряде участков наблюдается сильное усложнение складчатости девано-карбонového покрова под давлением тектонически выдвинутых блоков известнякового фундамента.

Симметричность строения Северо-Гиссарского антиклинория отчетливо проявляется лишь в районе Чимтаргинского массива.

В западном и особенно восточном окончаниях антиклинория симметричность нарушается вследствие сужения одного из крыльев, главным образом южного. Так, например, на меридиане перевала Анзоб ширина южного крыла не превышает 3 км. Еще восточнее это крыло и осевая зона антиклинория полностью исчезают, а его северное крыло разделяется на несколько второстепенных складок и утрачивает единство структурного плана. Здесь структура антиклинория затухает. Антиклинорий Зеравшанского хребта (рис. 68) представляет собой сравнительно небольшое складчатое сооружение. Длина его не превышает 90—95 км, ширина не более 15 км. Для строения антиклинория характерна ассиметричность, выраженная в полном развитии северного и в чрезвычайном сужении южного крыла. В западной части антиклинория, в бассейнах рр. Пасруд и Уреч, южное крыло имеет в ширину всего 1—2 км. В долине р. Фандарьи в связи со смещением кулисы осевой зоны к северо-востоку южное крыло значительно расширяется. Здесь оно почти такое же, как северное. Далее к востоку оно вновь сокращается и в верховьях р. Сурхат исчезает.

Осевая зона антиклинория имеет прерывисто-кулисообразное строение. Центральная кулиса расположена в водораздельной части Зеравшанского хребта, на участке между реками Поймазар и Обихоич, притоками р. Фандарьи. Она связана с Пулимулинским массивом силуро-девонских известняков. В долине р. Фандарьи прослеживается наиболее полный поперечный разрез антиклинория Зеравшанского хребта, в том числе и его осевой зоны. Здесь очень хорошо видны многочисленные разломы, пересекающие известняковый массив осевой части антиклинория в различных направлениях.

Межантиклинорные зоны представляют собой депрессии пермо-карбонového времени, в которых аккумуляровались продукты разрушения поднимающихся антиклинориев. В процессе разрастания поднятий происходило надвигание вздымающихся массивов в сторону депрессий. Вследствие этого осадки депрессий с двух сторон подняты надвигами краевых частей соседних антиклинориев. Надвиги одного борта депрессии направлены навстречу надвигам другого борта, местами они приходят в соприкосновение.

Кроме надвигов, в межантиклинорных зонах широко развиты вертикальные и крутопадающие разломы, возникшие в процессе поднятия депрессий в конце варисского этапа. В ряде мест эти разломы прошли по зонам более ранних тектонических нарушений, образовавшихся еще

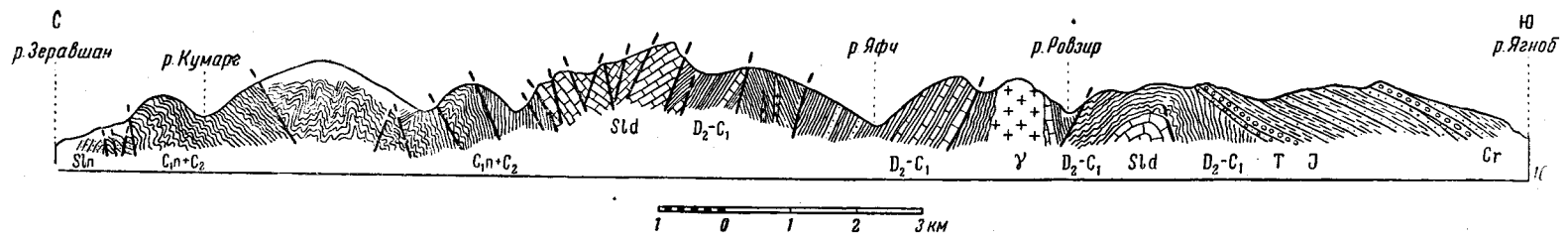


Рис. 68. Разрез антиклинория Зеравшанского хребта. Долина р. Фандарья. Составил П. Д. Виноградов

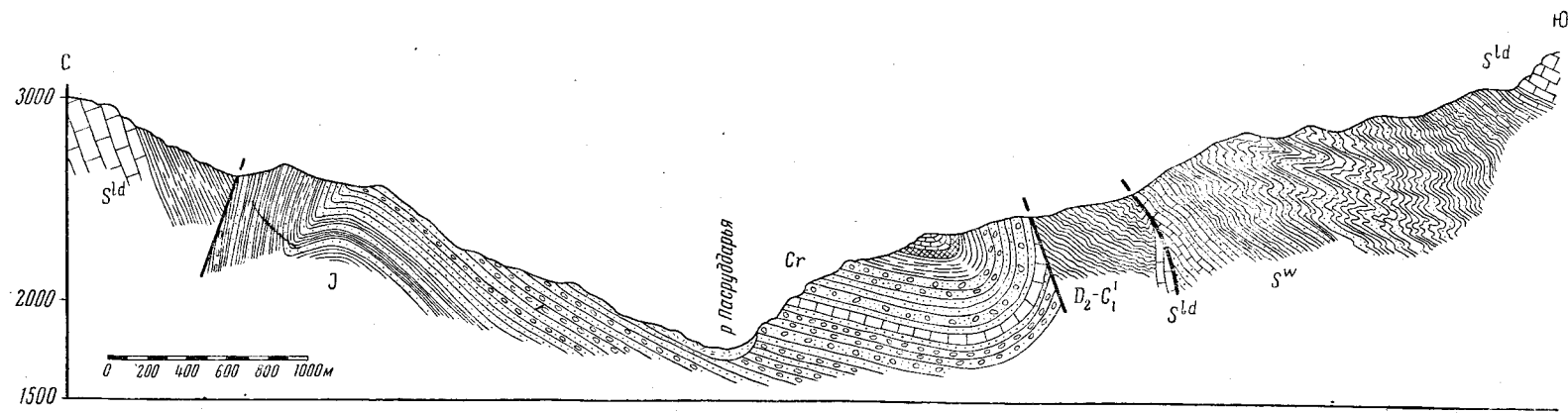


Рис. 69. Разрез через долину р. Пасрударья на участке между ее притоками Рунич и Пиньон. Составил П. Д. Виноградов

в период формирования прогибов, в краевых частях последних. Разломы сопровождаются многочисленными более мелкими разрывами, иногда зонами дробления и повышенной трещиноватости пород. Серии этих разломов, а также некоторые отдельные разломы в краевых частях антиклинориев и представляют в совокупности ту ослабленную зону, к которой в конце карбона и в пермском периоде были приурочены проявления магматической деятельности и гидротермальные процессы.

В пределах описываемой территории имеется три межантиклинорные зоны. Самая южная из них, расположенная между Южно-Гиссарской структурно-фациальной зоной и Северо-Гиссарским антиклинорием, получила название Магиан-Каракульской. Она отчетливо выражена широким развитием в ней нижнекарбоновых и верхнепалеозойских отложений, а также своими структурными признаками. Следующая к северу, Пасруд-Ягнобская зона расположена между Северо-Гиссарским антиклинорием и антиклинорием Зеравшанского хребта. Эта зона развита значительно слабее. Нижнекарбоновые и верхнепалеозойские осадки встречены здесь только в трех пунктах — на правом берегу р. Уреч над селением Артуц, в районе Джижикрута и в верховьях р. Ягноб. Местоположение зоны определялось в основном по ее структурным признакам. Третья зона, Северо-Зеравшанская, расположена между антиклинорием Зеравшанского хребта и Туркестано-Зеравшанским антиклинорием. Здесь широкое распространение и большую мощность имеют осадки депрессии — отложения визе, намюра и верхнего палеозоя. Структурные признаки зоны выражены довольно слабо. Ко всем трем перечисленным зонам и к краевым частям сопредельных с ними антиклинориев приурочены сурьмяно-ртутные месторождения.

К числу крупных структурных форм, созданных альпийскими движениями, относятся сводовые поднятия. На территории описываемой зоны расположено два таких поднятия. Одно из них находится в Гиссарском хребте, между Зиддинской и Раватской (Ягнобской) полосами мезо-кайнозойских отложений, другое — в Зеравшанском хребте. Последнее ограничено с севера полосой мезозойских отложений Зеравшанской долины, а с юга — Раватской полосой мезозоя. В процессе разрастания этих поднятий и усиления изгиба свода в последнем возникали разрывы, в связи с чем поднятия из сводовых постепенно превращались в глыбовые. Мезо-кайнозойские отложения депрессии были подмяты надвигами поднятых палеозойских массивов, причем в некоторых случаях (Зиддинская и западная часть Раватской депрессии) с двух сторон (рис. 69).

Кроме указанных надвигов, для альпийской структуры описываемой зоны характерны сбросы с простиранием в северных румбах, секущие варисские и ранние альпийские структурные элементы. Многие из этих нарушений являются четвертичными. Установлены также и надвиги четвертичного времени. Современные тектонические движения, так же как и в Туркестано-Зеравшанской зоне, проявляются здесь в неравномерных поднятиях отдельных блоков.

Южно-Гиссарская зона

Эта зона в виде полосы шириной до 35 км протягивается в широтном направлении вдоль южного склона Гиссарского хребта на расстояние около 200 км. На севере она граничит с Зеравшано-Гиссарской зоной, а на юге — с Таджикской депрессией. На границе между Зерав-

шано-Гиссарской и Южно-Гиссарской зонами расположен сложно построенный многофазный Гиссарский гранитный плутон.

Характерные особенности строения Южно-Гиссарской зоны, отличающие ее от смежных с севера областей, заключаются в неполноте и сокращенной мощности разреза среднего палеозоя и в чрезвычайно широком развитии в верхнем палеозое различных гранитоидов и вулканогенных образований. Кроме того, характерным для этой зоны является также присутствие метаморфических сланцев и гнейсов неустановленного, возможно, докембрийского (?) возраста. Указанные черты строения рассматриваемой зоны позволяют сравнивать ее с областью Северного Таджикистана, относящейся к южной части Кураминской структурно-фациальной подзоны Тянь-Шаня.

Соотношение метаморфических, осадочных, вулканогенных и интрузивных комплексов пород позволяет выделить в описываемой зоне три структурных этажа. Нижний из них образован породами метаморфического комплекса — сильно дислоцированными кристаллическими сланцами и гнейсами. Средний сложен в различной степени дислоцированными средне- и верхнепалеозойскими осадочно-вулканогенными толщами, среди которых имеется значительное количество крупных массивов гранитоидов. Верхний этаж представлен осадками мезозоя и кайнозоя, лежащими на размытой поверхности различных более древних толщ. Отложения мезозоя и кайнозоя смяты в крупные пологие складки, осложненные разрывами.

Складки нижнего структурного этажа. В нижнем этаже можно выделить несколько разновозрастных структурных форм¹. К наиболее древним, вероятно, следует относить несколько складок, сложенных сильно метаморфизованными толщами докембрия (?), которые отмечаются в восточной и западной частях Южно-Гиссарской зоны. В восточной части зоны, вблизи Гарма, имеется несколько небольших сложных складок восточного — северо-восточного простирания (рис. 70), которые в общем представляют собой усложненную антиклинальную складку, несколько опрокинутую к югу. Ось складки погружается к западу; к востоку она не прослежена. В западной части этой складки, в ее ядре, имеется массив гранитоидов. Западнее, уже в пределах Узбекистана, в бассейне р. Туполанг, на водоразделе рр. Танхазы и Тамшуш, в виде полосы почти широтного простирания обнажается толща очковых гнейсов, которая, по всей вероятности, представляет собой остатки южного крыла и ядра синклинали.

Необходимо отметить, что в юго-западных отрогах Гиссарского хребта в ядрах альпийских антиклиналей обнажены метаморфические толщи, структура которых недостаточно ясна. Как предположение можно высказать мысль, что простирание древних структурных форм на этом участке весьма близко к направлению альпийских складок; на схеме тектоники оно показано пунктиром.

Время образования указанных складок неясно; интенсивная, местами изоклинальная складчатость метаморфических толщ позволяет предполагать, что эти структуры отчасти являются доварисскими, усложненными в последующие периоды.

Складки среднего структурного этажа. В восточной части зоны, к северу и северо-западу от Комсомолабада, намечается антиклинальная

¹ Для более полной характеристики структуры южного склона Гиссарского хребта здесь описывается и его западная часть, относящаяся к Узбекистану (рис. 70). — *Прим. ред.*

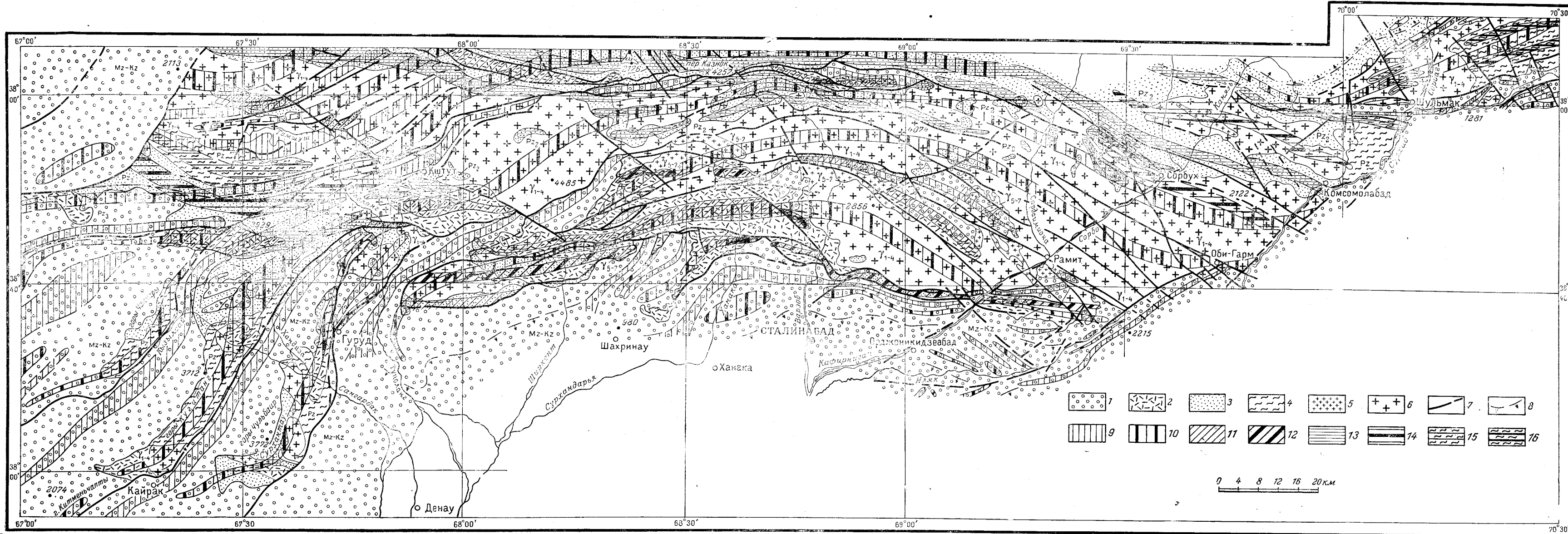


Рис. 70. Схема тектоники южного склона Гиссарского хребта. Составил С. К. Овчинников

1—мезозойские и кайнозойские отложения (Mz+Kz); 2—верхнепалеозойские отложения (P₂); 3—среднепалеозойские отложения (P₂); 4—отложения палеозоя ближе неопределенного (P₂); 5—гранитоиды пермского интрузивного комплекса (γ₁₋₄); 6—гранитоиды среднекаменноугольного интрузивного комплекса (γ₁₋₄); 7—разрывы; 8—предполагаемые контуры структур; 9—синклинальные структуры (альпийские); 10—антиклинальные структуры (альпийские); 11—синклинальные структуры, сложенные толщами P₂ (поздневарисские); 12—антиклинальные структуры, сложенные толщами P₂ (ранневарисские); 13—синклинальные структуры, сложенные толщами P₂ (поздневарисские); 14—антиклинальные структуры, сложенные толщами P₂ (ранневарисские); 15—синклинальные структуры, сложенные толщами палеозоя ближе неопределенного (доварисские); 16—антиклинальные структуры, сложенные толщами палеозоя ближе неопределенного (доварисские)

складка, протягивающаяся в западном — северо-западном направлении. В ядре складки, несколько опрокинутой к юго-западу, обнажается массив гранитоидов, а на крыльях выходят интенсивно дислоцированные отложения среднего палеозоя.

Южнее этой структуры прослеживается довольно узкая опрокинутая к югу синклиналь, сложенная теми же толщами. Она протягивается от Комсомолабада к северо-западу, затем принимает почти широтное направление и выходит за пределы описываемого района. К югу от нее на значительной площади развиты гранитоиды, среди которых имеются фрагменты другой синклинали, сложенной среднепалеозойскими осадками. В верховьях бассейна р. Варзоб, к югу и юго-западу от сел. Зидды, эти толщи слагают довольно большой участок, где хорошо видно несколько сложных складок, опрокинутых к северу. Аналогичная складчатость наблюдается и на других участках.

По левобережью р. Туполанг, в бассейне ее притока р. Шатрут, наблюдается хорошо выраженная симметричная антиклинальная складка широтного простираения, сложенная породами среднего палеозоя. К ядру складки приурочен довольно крупный массив среднекаменноугольных (?) гранитоидов. Непосредственно южнее этой антиклинали в широтном направлении прослеживается также почти симметричная синклиналь. В ее ядре находится толща эффузивов среднего карбона, лежащая на размытой поверхности осадков верхнего и среднего девона и дислоцированная в несколько меньшей степени, чем подстилающие ее толщи. Данная складка отчасти была оформлена еще до отложения вулканогенной толщи среднего карбона.

В юго-западной части района (см. рис. 70), южнее указанной синклинали, около урочища Кызылмечеть, снова обнажаются среднепалеозойские (?) отложения, но их структура совершенно не изучена. Можно только предполагать, что там имеется синклиналь юго-восточного простираения; эта складка условно оконтурена пунктирной линией.

Образование названных складок, сложенных в основном отложениями среднего палеозоя, происходило главным образом в ранневарисское время, а в дальнейшем они усложнились и, возможно, несколько перестраивались. На это указывает строение синклинали, расположенной на левобережье р. Туполанг, сложенной метаморфическими породами и осадками среднего и верхнего (?) девона. В ядре этой складки вулканогенная толща среднего карбона имеет меньшие углы падения, чем толщи ее подстилающие.

Складки, сложенные различными образованиями верхнего палеозоя, но в которых местами принимают участие и более древние толщи, выявляются более отчетливо.

В северной части рассматриваемого района прослеживается сложная синклинальная складка. Восточная ее часть расположена в верховьях бассейна р. Варзоб, где она сложена осадками среднего и верхнего карбона. Эта складка прослеживается в широтном направлении на расстояние около 35 км и постепенно срезается на востоке и западе альпийскими разрывами. На востоке ее продолжением, возможно, являются узкие полосы основных эффузивов, сохранившиеся в 10—20 км севернее сел. Сорбо, на небольшом участке в бассейне одноименной реки. В западном направлении эта структура вновь появляется несколько южнее оз. Искандеркуль и узкой полосой протягивается в западном—северо-западном направлении и выходит за северную границу района.

Среди гранитоидов, в основном слагающих южную часть района, имеются фрагменты складок, сложенных верхнепалеозойскими толщами. Одна из них, в верховьях р. Иос (правый приток р. Кафирниган—Сорбо), сложенная основными эффузивами среднего карбона, представляет собой синклинали. Ее восточная часть, смещенная разрывом северо-западного направления, прослеживается в 2 км севернее сел. Пугус и далее на запад через верховья рр. Лючоб, Ханака и Каратаг. Западная часть складки нарушена разрывом северо-западного простирания.

Такое объединение выходов верхнепалеозойских толщ и предположение о их синклинальном залегании, конечно, в значительной мере условно, но оно подкрепляется нижеследующими данными. В средней части бассейна р. Туполанг и западнее имеются две синклинали, сложенные среднекарбовыми толщами; их синклинальное строение вырисовывается достаточно отчетливо, и расположены они в створе с простиранием отмеченных выше разрозненных останцов верхнепалеозойских пород. Восточная из указанных складок осложнена рядом крутых разрывов.

В средней части бассейнов рр. Варзоб, Ханака, Каратаг и несколько западнее хорошо прослеживается слабо опрокинутая к югу довольно крупная сложная синклинальная складка, сложенная различными верхнепалеозойскими толщами. На водоразделе рр. Лючоб—Варзоб эта структура рассечена и несколько смещена разрывом северо-западного простирания. На западе она скрывается под мезозойскими отложениями, а в восточной части несколько изгибается к юго-востоку при одновременном воздымании оси в этом направлении.

В хр. Мечетли (севернее сел. Обизаранг) протягивается относительно небольшая антиклинальная складка, ядро которой сложено среднепалеозойскими толщами, а крылья — вулканогенными породами среднего карбона. В восточной части структуры обнажается небольшой массив красных ультракислых лейкократовых гранитов, а в западной — более крупная интрузия порфировидных гранитов. Восточная и западная части складки перекрыты осадками мезозоя.

В предгорьях Гиссарского хребта, несколько севернее сел. Ханака, имеется небольшая синклинали, сложенная красноцветными отложениями ханакинской свиты. Эта структура ограничена с запада разрывом; ее ось при приближении к плоскости этого нарушения резко поднимается, а крылья срезаются надвигами.

К северу и северо-востоку от г. Сталинабада по контакту с мезозойскими и кайнозойскими отложениями протягивается узкая и длинная антиклиналь. В западной ее части ядро сложено известняками визе, а восточнее к нему приурочены гранитоиды. Складка опрокинута к югу и протягивается почти в широтном направлении; у долины р. Варзоб она несколько отклоняется к северу.

В отмеченной выше синклинальной структуре, протягивающейся в средней части бассейнов рр. Варзоб—Ханака—Каратаг, хорошо видно, что в ядре складки дислоцированные осадки верхнего карбона с ясно наблюдающимся угловым несогласием перекрываются полого лежащими вулканогенными образованиями нижней перми (?). На основании этого факта можно сделать вывод, что структуры, сложенные толщами среднего и верхнего карбона, в основном были образованы до отложения нижнепермской (?) толщи кислых эффузивов.

В северо-западной части рассматриваемого района, в верховьях р. Туполанг, обнажаются сланцы и эффузивы, слагающие три участка.

На двух северных участках толща этих пород имеет довольно крутое северное падение, а на южном участке она лежит очень полого. Возраст отложений проблематичен, весьма условно они отнесены к намюру. Структура участков не ясна; можно предположить, что это остатки разорванной сбросами синклинальной складки.

Значительная часть территории района сложена различными гранитоидами, которые разделяются на два комплекса — среднекаменноугольный и пермский (?). Гранитоиды первого комплекса занимают большую площадь и слагают сложный Гиссарский плутон, вытянутый в широтном направлении на значительное расстояние. В средней своей части плутон несколько суживается. По данным А. Т. Тарасенко (1955), интрузив в этой части представляет собой круто наклоненное к северу тело, внедрившееся в ослабленный участок на границе Южно-Гиссарской и Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальных зон.

Выход пород второго (пермского?) интрузивного комплекса (см. рис. 70) с небольшими перерывами прослеживается от пер. Ренгенау на востоке до г. Мечетли на западе и образует в плане ясно выраженную довольно крутую дугу, обращенную выпуклостью к северу. В верхней, внутренней части этой дуги на ряде участков сохранился покров нижнепермских (?) кислых эффузивов, имеющий значительную мощность. Его образование обусловлено вулканической деятельностью, происходившей в наземных условиях. Подводящими каналами служили зоны разрывов. На некоторых участках среди толщ среднего карбона наблюдаются линзообразные тела, состоящие из туфобрекчий и туфолов.

Складки верхнего структурного этажа. Структура верхнего этажа была создана киммерийскими и альпийскими движениями. Киммерийские движения в пределах рассматриваемого района проявились слабо, и нет возможности выделить структурные формы, которые можно было бы считать образовавшимися в это время. Отмечается разрыв пестроцветных бокситоносных толщ верхнего триаса, угленосных отложений рэта и песчаниково-конгломератовых осадков юры, т. е. в этот период фиксируется три перерыва.

Известняки верхней юры в верховьях р. Ширкент, в районе селений Сангмилля и Хочильор и к северу от них, залегают на разных горизонтах юрской толщи или непосредственно на палеозойском основании. Красноцветные осадки нижнего мела в юго-западной части Гиссарской зоны подстилаются гипсоносным горизонтом верхней юры. В ряде мест отложения нижнего мела залегают на известняках юры, а гипсоносный горизонт не фиксируется, что не везде можно объяснить его выжиманием. На северо-западе ясно видно залегание красноцветных толщ нижнего мела непосредственно на палеозое.

Альпийские складки прослеживаются в пределах района в большинстве случаев более отчетливо, чем варисские.

Первые фазы альпийского тектогенеза проявились в виде эпейрогенических движений, обусловивших фациальные изменения в осадконакоплении. Последующие фазы привели к формированию ряда складок, некоторые из которых, возможно, были образованы еще киммерийскими движениями, а затем усложнены альпийскими.

В восточной части площади, к северу от Гарма, с северо-востока протягивается антиклинальная складка, которая несколько западнее принимает широтное, а далее северо-западное простирание. Непосредственно южнее проходит узкая синклиналь, на которую с севера надвинуты палеозойские толщи. Местами этот надвиг прослеживается среди грани-

тоидов, а южнее и ниже по склону, видно, что красноцветные осадки мела лежат на размытой поверхности палеозойских пород. Западнее сел. Шульмак эта синклинали, точнее ее сохранившееся северное крыло, срезано сбросом почти меридионального простирания. Далее, к западу, эта полоса мезо-кайнозоя не прослеживается. Можно предполагать, что она срезается разрывом, протягивающимся в западном—северо-западном направлении через верховья р. Зоркамар.

Севернее и северо-западнее Комсомолабада альпийские структуры восстановить не удается. Судя по общей схеме альпийской складчатости, на этом участке имеется антиклинальная, а юго-западнее — синклиналиная складки, направление которых совпадает с простиранием подобных складок, сложенных среднепалеозойскими толщами. Далее к западу на продолжении синклиналиной складки находятся выходы угленосной юры (в 4 км северо-западнее сел. Даштимазар). Еще западнее, в верховьях р. Варзоб и в долине р. Зидды, хорошо прослеживается синклиналиная складка, сложенная мезозойскими и кайнозойскими отложениями. С юга и севера на нее надвинуты палеозойские толщи. Продолжением этой синклинали к западу являются выходы мезозойских осадков на северном склоне Гиссарского хребта, в верховьях бассейна оз. Исскандеркуль. Здесь толщи мела зажаты между двумя надвигами, которыми они срезаются на востоке и на западе. Далее к юго-западу, в верхней части бассейна р. Кштут, в 5 км к западу от сел. Тамархут, сохранились на небольшом участке красноцветные отложения мела, которые, по всей вероятности, представляют часть этой синклинали.

Продолжением этой структуры в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, по-видимому, является синклиналиная складка, опрокинутая к юго-востоку и протягивающаяся в юго-западном направлении. Она расположена между небольшими хребтами Чокчар и Кугитангтау (Байсунтау).

Параллельно этой синклинали протягивается крупная антиклинальная складка. В восточной части участка она, вероятно, проходит между Комсомолабадом и Обигармом. По ее простиранию к северо-западу, в 6 км севернее сел. Сорбо, на небольшом участке сохранились красноцветные толщи нижнего мела, лежащие почти горизонтально и, возможно, относящиеся к своду складки. Далее к западу эта складка не прослеживается, но в северо-восточной части бассейна р. Туполанг (рр. Ходжагаспи и Бадамстон) она вырисовывается достаточно определенно между двумя выходами мезо-кайнозойских толщ, находящихся в синклиналином залегании.

На продолжении рассматриваемой полосы мезо-кайнозойских отложений наблюдается антиклиналь, образующая хр. Кугитангтау (Байсунтау).

Несколько южнее Обигарма в северо-западном направлении параллельно этой складке протягивается следующая антиклинальная складка, которая заканчивается в верховьях р. Ширкент. Здесь же хорошо наблюдается и синклинали, отделяющая ее от более северной антиклинали. В восточных, более приподнятых участках эта синклинали, вероятно, была срезана надвигом с севера и в последующее время полностью размыта. Западнее, в бассейне р. Туполанг, она хорошо прослеживается в юго-западном направлении, где постепенно погружается и выволакивается.

К северо-западу от Рамита, в бассейне р. Кафирниган, на довольно значительной площади сохранились осадки мела, а местами и палео-

гена. В северо-восточной части выхода эти толщи находятся в ядре синклинали складки. Последняя отчетливо прослеживается и западнее, где в средней части бассейна р. Варзоб, в верховьях р. Лючоб и в бассейне р. Каратаг, также обнажаются указанные толщи, хотя и на несколько разобщенных участках.

В долине р. Каратаг, у сел. Хакими, эти отложения смяты в крутую синклинали складку, срезанную надвигами. Западнее эта складка не прослеживается, возможно, что здесь она приключается к более северной синклинали.

В Файзабадском районе, к западу от сел. Калайдашт, наблюдается еще одна антиклинальная складка. За долиной р. Кафирниган она протягивается к северо-западу, а в бассейнах рр. Варзоб, Ханака и Каратаг — имеет простирание, близкое к широтному. Далее к западу она все более отклоняется к югу и у долины р. Туполанг принимает меридиональное простирание, а при погружении даже несколько изгибается к юго-юго-востоку. Западная часть этой складки известна под названием Мечетлинской антиклинали.

В восточной части юго-западных отрогов Гиссарского хребта хорошо прослеживается еще одна довольно крупная антиклиналь Сурхантау. В северной части она имеет меридиональное простирание, а южная ее часть резко изгибается к западу. Западнее от нее в северо-восточном направлении протягивается синклинали складка, отделяющая эту антиклиналь от смежной с запада. Обе эти складки опрокинуты к юго-востоку.

Восточнее северного окончания антиклинали Сурхантау имеются еще две небольшие складки — синклинали и антиклинальная. Они протягиваются в северо-восточном направлении на небольшое расстояние и затем выполаживаются на той же широте, где замыкаются смежные с запада структуры.

В северо-западной части рассматриваемой зоны, в бассейне р. Туполанг, альпийские складки восстановить затруднительно. Судя по расположению смежных структур, здесь имеется несколько складок северо-восточного простирания.

В предгорьях Гиссарского хребта видна серия относительно небольших складок. К северу от Файзабада их простирание изменяется от широтного до северо-западного. В присталинабадском районе складки протягиваются в широтном направлении.

Пологая антиклиналь (Шаамбаринская) находится в 12 км к северо-западу от г. Сталинабада. Она вытянута, по всей вероятности, с юго-запада на северо-восток. Очень возможно, что она является продолжением к юго-западу так называемой Гульбистинской (Кульпистинской) антиклинали, протягивающейся в широтном направлении в основании южного склона Гиссарского хребта (ее западная оконечность находится в 6 км севернее г. Сталинабада). В нижней части междуречья Ханака—Каратаг наблюдается несколько небольших складок северо-восточного простирания; они погружаются к югу и юго-западу, а в северной своей части срезаются разрывом широтного направления. В общем все эти складки ориентированы параллельно основным структурам Южного Гиссара и составляют с ними единое целое.

В пределах Таджикской депрессии, примыкающей к Южному Гиссару с юга, складчатые структуры имеют другие простирания. На участке к югу от Гарма и Файзабада, по данным П. К. Чихачева (1934), они протягиваются с северо-востока на юго-запад и по мере продвиже-

ния к западу постепенно отклоняются к югу, образуя пучок складок, расходящихся к югу и юго-западу.

Складки Южного Гиссара отделены на западе от складок Таджикской депрессии широкими долинами — Сурханской и Гиссарской. Восточнее, в пределах долин рр. Иляк, Вахш и Сурхоб, характер их приращения к структурам Таджикской депрессии в значительной мере замаскирован разрывами.

Следует еще добавить, что большинство альпийских складок Южного Гиссарского хребта в той или иной степени опрокинуто к югу. При прослеживании складок по простиранию с востока на запад выявляется постепенное воздымание их осей в северо-западном направлении до центральной части района. Далее на запад простирание всей полосы мезо-кайнозойских отложений изменяется до широтного, а затем, за пределами границ Таджикистана, до юго-западного, причем в этом же направлении наблюдается и погружение шарниров складок. Эта закономерность особенно отчетливо выявляется в юго-западных отрогах Гиссарского хребта.

При сравнении направлений складок доварисских, варисских и альпийских выявляется, что в северо-западной части зоны доварисские складки имеют в общем северо-западное простирание, варисские — широтное и близкое к нему, а альпийские — юго-западное. Таким образом, намечается смещение простираний более молодых структур по отношению к более древним по направлению с севера на юг против часовой стрелки.

Разрывные нарушения. В пределах рассматриваемого района имеется большое количество разрывов, часто прослеживающихся на значительные расстояния (см. рис. 70). В настоящее время нет достаточных данных, чтобы разделить их по возрасту; в большинстве случаев они являются альпийскими или варисскими, омоложенными в процессе альпийского тектогенеза.

Наблюдается две основные системы разрывных нарушений. Одни из них протягиваются в основном параллельно простиранию складчатых структур, другие имеющие в плане веерообразное расположение, секут их почти под прямыми углами. Первая серия нарушений представлена главным образом надвигами. У части из них плоскости имеют северное падение, у других — южное с углами $45-60^\circ$, а иногда и круче. Между такими разрывами в целом ряде случаев оказываются зажатые синклинали складки, сложенные мезозойскими и кайнозойскими толщами. Примером может служить синклиналь, расположенная в верхней части бассейна р. Варзоб. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта развиты только односторонние надвиги, по которым толщи палеозоя, слагающие ядра антиклинальных складок, надвинуты в юго-восточном направлении на осадки мезозоя или кайнозоя.

Среди гранитоидов, широко развитых в приосевой части Гиссарского хребта, наблюдаются две системы крутых разрывов. Разрывы первой системы имеют северо-восточное направление, а второй — северо-западное. Эти разрывы сопровождаются зонами милонитизированных пород, которые хорошо прослеживаются на ряде участков.

Амплитуда надвигов различная: от нескольких десятков метров до многих сотен метров, а иногда и более, что подтверждается срезанием ими толщ мезозоя и кайнозоя и относительными превышениями выходов палеозойских толщ над мезо-кайнозойскими до 1,5—2 км.

Веерообразная система сбросов, секущих надвигов, хорошо наблюдается почти по всему району. В верховьях бассейна р. Ширкент сброс северо-западного простирания рассекает и смещает полосу мезозойских и кайнозойских отложений и отдельными отрезками прослеживается далее к северо-западу, где он срезает эффузивно-сланцевую толщу намюра (?). Восточнее, в верховьях долины р. Каратаг, аналогичным нарушением ограничивается полоса мезо-кайнозойских толщ, протягивающаяся туда с севера. В средней части бассейнов рр. Варзоб и Кафирниган такими разрывами разобщены выходы меловых отложений.

К этой же системе нарушений, вероятно, следует относить предполагаемый разрыв, проходящий по прямолинейной долине рр. Кафирниган—Сорбо, а также серию сбросов по долинам Иляка—Вахша—Сурхоба. Сбросы последней зоны несколько подробнее рассматриваются ниже.

Амплитуды смещения блоков горных пород по описываемым сбросам весьма значительны. Характерны подвижки горизонтального и вертикального направлений. В долине р. Ширкент, например, горизонтальная амплитуда составляет 2 км. По-видимому, такой же величины она достигает в верховьях рр. Лючоб-Ходжаобигарм. Подобная же амплитуда горизонтального смещения блоков по сбросам наблюдается и на правобережье р. Кафирниган в ее среднем течении.

Разобщенные этими сбросами мезо-кайнозойские отложения залегают на различных гипсометрических уровнях; отдельные тектонические глыбы смещены, приподняты и наклонены друг относительно друга. Вертикальные смещения достигают значительных величин. В верховьях р. Ширкент по плоскости сброса приведены в соприкосновение юрские угленосные отложения и красноцветные толщи олигоцена—неогена, т. е. вертикальное перемещение блоков превышает 1 км. В верховьях р. Каратаг в результате подъема восточного блока оказались смытыми осадки мезозоя и кайнозоя восточной части этого бассейна. Эти осадки вновь появляются уже только на водоразделе рр. Лючоб—Варзоб и восточнее, где часть из них слагает пологие участки, вроде столовых возвышенностей. Таким образом, выходами мезо-кайнозойских отложений здесь фиксируются опущенные участки—тектонические депрессии, хотя некоторые из них в результате последующего общего воздымания района находятся в настоящее время на значительных абсолютных высотах.

Можно предполагать, что отмеченные выше две системы разрывов, так широко развитые в Южном Гиссаре, не являются разновозрастными. Однако не всегда возможно установить определенную последовательность в их образовании, так как подвижки по ним происходили неоднократно. В западной части района хорошо видно, что разрывы первой системы, протягивающиеся в основном параллельно складчатым структурам, смещаются сбросами, относящимися ко второй системе нарушений. В восточной части площади (бассейны рр. Кафирниган и Вахш), где разрывные нарушения прослежены недостаточно отчетливо, возрастные соотношения между разрывами этих систем установить не удастся.

Приведенные выше данные показывают, что складчатые и разрывные структуры района образовались в результате проявления ряда фаз складчатости, некоторые из которых сопровождалась интенсивной интрузивной и эффузивной деятельностью. Большинство крупных структур, вероятно, было заложено еще в начале варисского тектогенеза, а не-

которые из них, возможно, и ранее. Тектоническими движениями последующего времени они постепенно усложнялись и к концу альпийского тектогенеза приобрели те сложные формы, которые наблюдаются в настоящее время.

Область Каратегина

Под этим названием выделяется высокогорная область, расположенная в восточной части Центрального Таджикистана, охватывающая Каратегинский хребет и западную часть южного склона Алайского хребта



Рис. 71. Осевая часть Алайского хребта в истоках р. Дарайпиоз

та (рис. 71). В пределах этой области как бы сходятся рассмотренные выше Зеравшано-Гиссарская и Южно-Гиссарская структурно-фациальные зоны. Однако недостаточная степень изученности области не позволяет выделить на ее территории указанные зоны и показать их структурные соотношения.

На продолжении этой области к востоку расположены довольно своеобразные структуры северного обрамления Алайской долины. На южной окраине области, представляющей собой передовую зону Алайской горной системы, складки палеозойских и отчасти мезозойско-третичных пород находятся в очень сложных соотношениях со складками меловых отложений внешней дуги Памира (хр. Петра Первого). Вопрос о геологической границе между этими регионами является одним из интереснейших и важнейших в деле изучения геологии Средней Азии. Д. В. Наливкин одним из первых высказал мысль о возможном сопряжении Алая и Памира по системе разрывов. Подобный характер соотношений между алайскими и памирскими структурами допускался для востока Алая Д. И. Мушкетовым. По предложенной им схеме, альпийские складчатые движения, шедшие со стороны Памира, привели

к перестройке варисских складок Тянь-Шаня; последние, по Д. И. Мушкетову, были созданы движениями, направленными со стороны Ферганы.

Для более западной части Алая должна быть упомянута в этой связи схема тектоники, данная в 1914 г. Р. Клебельсбергом. Согласно этой схеме, варисский Тянь-Шань противопоставлялся альпийскому Памиру; между этими регионами вдоль долины Вахша—Сурхоба предполагалось существование так называемого Вахшского сброса, которому придавалось значение структурно-фациальной границы между Памиром и Тянь-Шанем.

В дальнейшем, А. П. Марковским были тщательно рассмотрены положения, выдвигавшиеся ранее в пользу резко различного строения этих регионов и выявлена несостоятельность большей части этих положений. В частности, им было доказано отсутствие так называемой перестройки Памиром Алая, идея которой выдвигалась Д. И. Мушкетовым; были отвергнуты доводы Р. Клебельсберга относительно наличия грандиозного Вахшского сброса, якобы разделяющего структуры Алая и Памира. А. П. Марковский подчеркнул, что между структурами указанных областей имеются взаимопереходы в такой же мере, как они фиксируются для соответствующих отложений в зоне, разделяющей их вдоль долины Вахша—Сурхоба. Наличие переходов между варисскими и альпийскими структурами свидетельствует о единстве тектонических движений, их создававших, а имеющиеся различия в разрезах мезозойско-третичных отложений Алая и Заалая и палеозойских Алая и Памира столь же закономерны, как и в пределах территории Памира, где разрезы их, на юге и на севере, тоже весьма существенно отличаются друг от друга.

В 1940 г. с иной точкой зрения выступил И. Е. Губин. Его взгляды сводились к отрицанию переходов альпийских складок левобережья Сурхоба на правобережную сторону этой долины и к установлению резкой границы между Памиром и Алаем. Однако эта граница мыслилась им уже не в виде сброса Р. Клебельсберга, а в виде грандиозного пологого надвига. По этому надвигу (шарьяжу), согласно Губину, складки мезозойско-третичных пород хребта Петра Первого были сорваны с палеозойского основания и далеко передвинуты на север, где они перекрыли палеозойские массивы Зеравшано-Гиссара.

Следует отметить, что зона сопряжения алайских и памирских (заалайских) структур до самого последнего времени не подвергалась детальному изучению. Из-за отсутствия надежных геологических карт для площади указанной зоны все упомянутые построения имели те или иные слабые стороны и соответственно не разрешали сколько-нибудь убедительно этой проблемы. К настоящему времени многие вопросы тектоники Каратегина все еще остаются не решенными. Отсутствие и полная ясность в вопросе о взаимоотношениях структур южной окраины этой области со структурами хр. Петра Первого.

На территории рассматриваемой области можно выделить несколько крупных ранневарисских складчатых сооружений.

Одна из крупных антиклинальных структур охватывает верхнюю часть долины Зеравшана. Она сложена флишеподобной толщей песчаников и сланцев с граптолитами ландоверского и венлокского ярусов силура. В своих очертаниях эта структура очень близка к Туркестано-Зеравшанскому антиклинорию и является, по-видимому, его восточным продолжением. Характерной особенностью этого антиклинория является общее широкое направление составляющих его складок. На северном

склоне Зеравшанской долины преобладает северное падение слоев, а на южном — южное. Антиклинорий в плане вырисовывается в виде сравнительно широкой полосы, которая вытянута вдоль широтно ориентированной Зеравшанской долины, а на востоке, за Матчинским горным узлом, находящимся в месте сочленения Зеравшанского и Туркестанского хребтов, занимает осевую часть Алайского водораздельного гребня. Как к северу, так и к югу от антиклинальной полосы сланцев и песчаников граптолитовой толщи расположены складки, сложенные в основном породами более верхних горизонтов силура и девонскими толщами. В связи с этим, указанная полоса выступает как одна из главных антиклинальных структур, которой подчинены все остальные того же порядка ранневарисские складки.

В современном своем выражении эта полоса представляет собой серию мелких очень сложных (изоклинальных, опрокинутых, веерообразных) складок, осложненных многочисленными, главным образом, продольными разрывами. Разрывы сопровождают обычно и места сопряжения этой полосы с соседними крупными структурными единицами. Для антиклинория в целом свойственно постепенное воздымание его оси к западу, вниз по Зеравшанской долине; в этом направлении полоса граптолитовых сланцев заметно расширяется. К востоку от Матчинского горного узла его ось испытывает довольно резкое погружение. Благодаря этому, в гребневой части Алайского хребта происходит быстрое сужение полосы пород граптолитовой толщи и в дополняющих структуру синклиналях всюду выходят сланцы и известняки верхов силура и девонские отложения.

Южнее расположена крупная синклинальная структура, примерно соответствующая границам Зеравшано-Гиссарской зоны. Она вытянута в широтном направлении вдоль долины р. Ягноб; осевая часть ее сложена толщей ягнобских сланцев среднепалеозойского возраста. Охватывающая долину Ягноба, южный склон Зеравшанского хребта, а в верховьях рр. Ягноб, Сардаймиона, Ханака и Канызь и Гиссарский хребет, эта синклинальная структура к востоку прослеживается вдоль южных склонов Зеравшанско-Алайского хребта до меридиана Хаита в Каратегине. Северное ее крыло на всем протяжении выражено полосой сложно смятых известняков и сланцев силура, слагающих на западе осевую часть Зеравшанского хребта, а в Каратегине переходящих на его южный склон; слои здесь падают преимущественно в северном направлении. В южном крыле синклинали выходят те же силурийские известняки и сланцы. Эти породы образуют на западе полосу, вытянутую вдоль широты $39^{\circ}00'$. На востоке, ближе к бассейну Сурхоба, эта полоса утрачивает свое четкое выражение вследствие большого развития интрузий и появления толщи каратегинских сланцев, соотношения которой с известняково-сланцевой толщей недостаточно ясны. Последняя в южном крыле синклинали перемята и осложнена разрывами в такой же степени, как и в северном крыле. Характерно, что особое развитие продольные разрывы — надвиги приобретают в зоне контактов этих пород с филлитовидными сланцами, находящимися в ядре синклинальной зоны.

От верховьев Ягноба на восток сланцы прослеживаются до среднего течения рр. Дивона и Тутек. Здесь происходит замыкание синклинали при одновременном срезании ее вдоль южного края серией различных ориентированных разрывов. На этом участке в то же время отчетливо видно резкое погружение оси складки в западном направлении. Лучше всего это можно наблюдать в долинах рр. Дубурса, Гориф и в вер-

ховьях рр. Канызь и Ягноб, где полоса серо-зеленых филлитовидных сланцев имеет максимальную ширину. Западнее сел. Руфигар (верховье р. Сардаймиона) отмечается воздымание оси складки, и представляющая ее сланцевая полоса резко сужается и распадается на ряд более узких полос.

Необходимо указать, что если осевая часть этой синклинали, сложенная серо-зелеными серицито-хлоритовыми филлитовидными сланцами, на востоке замыкается в долине Тутека, то известняки и сланцы, образующие ее северное крыло, проходят полосой вдоль южного склона Алайского хребта гораздо дальше, вплоть до истоков рр. Питаукуль (Восточный Каратегин) и Карамук (Западный Алай). В верховье Кармука известняково-сланцевая серия образует крупную сложную синклиналивую складку, на замыкании которой происходит как бы обтекание с востока известняков и сланцев выходами сланцев и песчаников граптолитовой толщи; здесь обрисовывается таким образом достаточная самостоятельность этой складки.

Далее к югу расположена антиклинальная складка собственно Каратегинского хребта, образованная темными сланцами и метаморфическими породами точно неустановленного возраста. Антиклиналь вытянута вдоль правобережья Сурхоба от устья Сорбога, близ Гарма, до урочища Карамук — в Алайской долине. На севере, по притокам рр. Сорбог, Обикабуд и Обизанку, она отделена крупным разломом от синклиналиной структуры, сложенной ягнобскими сланцами, а на юге, вдоль Сурхобской долины, соприкасается по системе разломов со складками мела северного склона хр. Петра Первого. Общее простирание структуры совпадает на западе с направлением главных складчатых сооружений Южно-Гиссарской зоны.

Структура отличается особенно сложным строением. В северной ее части преобладают темные сланцы, мелко стюффрированные, сопровождающиеся большим количеством разрывов. Для этого участка характерно крутое падение слоев в северном направлении. Ближе к Сурхобу среди сланцев встречаются различных размеров линзы мраморизованных известняков, по которым наиболее отчетливо выявляются складки в сланцевой толще. На междуречье Ярхыч—Сурхоб, а также по левобережью р. Карагушхана, в нижнем ее течении, можно наблюдать как северные направления падения слоев сменяются южными; падение слоев в южную сторону особенно ясно проявляется на правом берегу Сурхоба, между Гармом и Хаитом. Ось антиклинали примерно совпадает с долиной р. Ясман. Структура в целом простирается в широтно-северо-восточном направлении.

Для всей площади распространения толщи темных сланцев, составляющих основу Каратегинской антиклинали, свойственно большое развитие гранитных интрузий. Последние особенно широко распространены западнее Хаита. Отсюда крупные выходы гранитоидов протягиваются на юго-запад и соединяются с полосой развития этих пород на южном склоне Гиссарского хребта.

Характерной особенностью поздневарисских складок является общая их подчиненность структурным формам ранневарисской фазы, на что указывает линейная вытянутость складок в средне- и верхнепалеозойских отложениях в субширотном направлении. При этом фрагменты синклиналиных складок в верхнепалеозойских отложениях оказываются наложенными на ранневарисские синклиналиные и антиклинальные структуры. Так, на северном склоне Зеравшанского хребта известны выходы

пород верхнего палеозоя, составляющие узкую, срезанную по надвигу, синклинали на крыле антиклинальной складки, сложенной граптолитовыми сланцами силура, а на левобережье р. Питаукуль, в Восточном Каратегине, подобная синклинали верхнего палеозоя относится к замку антиклинали темных сланцев Каратегинского хребта.

На западе Алая отмечаются синклинали в верхнепалеозойских отложениях, расположенные по отношению к более древним складкам того же порядка под острым углом. Здесь верхнепалеозойские отложения развиты достаточно широко и образуют полосу, которая, постепенно сужаясь от района пер. Тенгизбай к западу, рисует собой сложную синклиналичную структуру, замыкающуюся в пределах долины Ходжаачкана, на северном склоне Алайского хребта. Эта поздневарисская структура расположена в зоне сопряжения антиклинальной структуры верховьев р. Зеравшан с синклиналичным сооружением среднепалеозойских пород на северном склоне Туркестанского хребта. Вдоль этой зоны прослеживаются крупные широтные разрывы, срезающие верхнепалеозойскую синклинали. Судя по тому, что к югу от упомянутой полосы верхнепалеозойских пород развиты почти исключительно породы среднего палеозоя, можно предполагать, что вся территория восточного Каратегина представляла собой в конце палеозоя крупную сложную антиклиналь, наложенную на ранневарисскую антиклиналь Каратегинского хребта и синклинали бассейна р. Ягнуб. Отдельные выходы верхнепалеозойских отложений, наблюдающиеся здесь в виде тектонических клиньев среди силурийских и девонских пород, представляют собой, очевидно, обрывки мелких синклиналей, осложняющих это поздневарисское антиклинальное сооружение. На антиклинальный характер структуры указывает и широкое развитие в ее пределах массивов варисских гранитов.

Мезозойско-третичные отложения на рассматриваемой территории сохранились в большинстве случаев лишь в виде отдельных обрывков в синклиналичных складках, зажатых по разрывам среди тех или иных палеозойских образований. Как показывают наблюдения, синклинали мезозойско-третичных пород обычно вытянуты линейно в субширотном направлении. Часто они обнаруживают тенденцию к парному делению; в местах деления, на их оси, при погружении возникают разделяющие их антиклинали. Последние выражены палеозойскими породами и по размерам преобладают над синклиналиями. Деление синклиналей происходит исключительно в направлении с востока на запад. В связи с этим, чем дальше к западу, тем все большее пространство занимает система альпийских складок. Преобладание антиклиналей над синклиналиями подчеркивает общий антиклинальный характер Алайской горной системы. Ось антиклинория воздымается в западном направлении, от Алая и Каратегина к центральной части Зеравшано-Гиссара.

Парное, дихотомического характера, деление синклиналичных складок мезозойско-третичных пород наиболее отчетливо выступает в Алайском хребте, где начало этому делению дает широкая, отлогая мульдообразная структура района Гульчи. От нее здесь отчленяются две синклинали: на северном склоне — Кичикалайская, а на южном — Сакеярская. Последняя складка близ устья р. Каук и несколько восточнее Дараут-Кургана снова делится на две (рис. 72). Одна из них, южная, тянется на запад вдоль северного борта Алайской долины и прослеживается почти до урочища Карамук. Другая, более северная, синклинали проходит в верховье р. Дараут и далее обнаруживается в долине левого притока Коксу — р. Кошкарчи. Здесь эта складка делится вновь. Северная

ветвь ее теряется на водоразделе Коксу — Текелик, южная же протягивается вдоль долины Текелика и затем наблюдается в Каратегине, на левобережье Питаукуля в верховье р. Кутырган. На водоразделе Текелик — Бокбаш в замке антиклинали, разделяющей эти две складки и выраженной палеозойскими породами, сохранились почти горизонтальные слои юры. Видимым продолжением этих выходов является очень сложно построенная складка юры Назарайлока, зажатая по разрывам среди силурийско-девонских пород и гранитов; ее вероятное дальнейшее продолжение к западу составляют выходы юры и мела на левобережье р. Зеравшан. Синклиналь Кутыргана может быть продолжена в долину р. Камароу. Структурами, план расположения которых не укладывается в указанную систему складок, являются синклинали районов Дамбурачи и Гарма, но они уже принадлежат к зоне соприкосновения альпийских складок Алая с подобными складками хребтов Заалайского и Петра Первого.

Надо отметить, что парное деление складок, отмеченное для Алая, в пределах Каратегина не вы является столь четко. Мезозойско-третичные отложе-

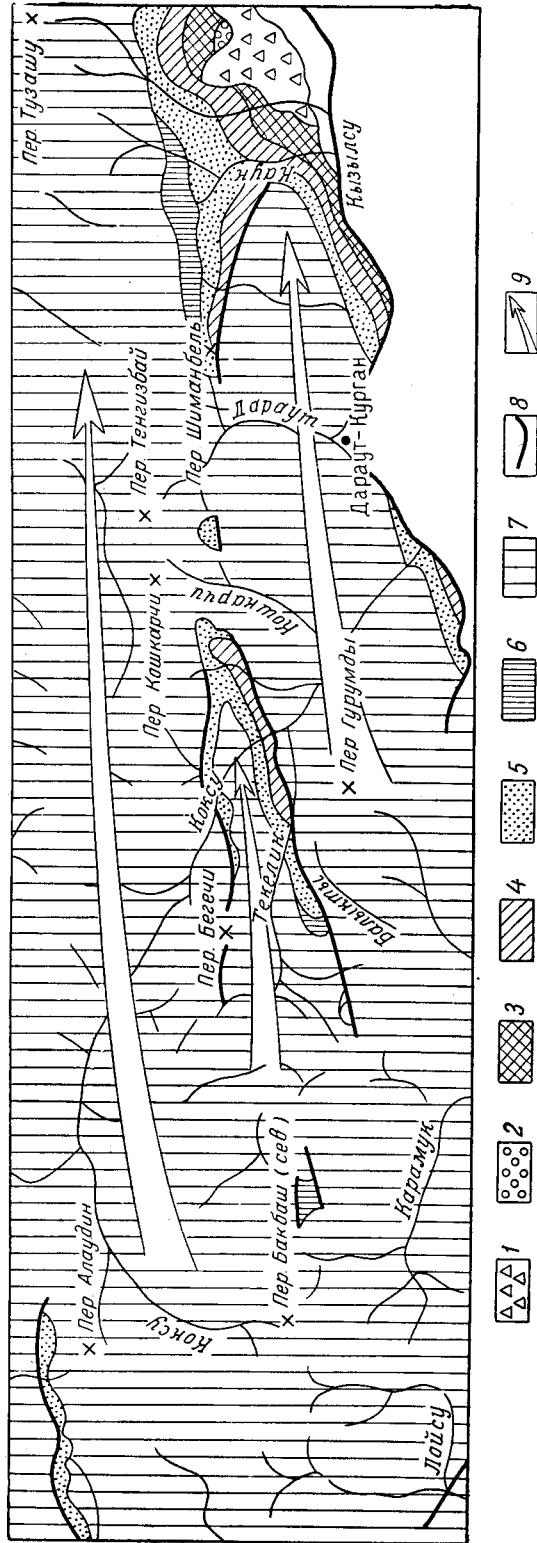


Рис. 72. Западная часть южного склона Алайского хребта. Парные (дихотомизирующие) синклинали мезозойско-третичных пород и разделяющие эти складки антиклинали, выраженные палеозойскими породами

1 — нижнетертичные и верхнеогеновые отложения Q₁—N₂; 2 — нижнеогеновые отложения N₁; 3 — палеогеновые отложения Pg; 4 — верхнемеловые отложения C₁; 5 — нижнемеловые отложения C₂; 6 — юрские отложения J; 7 — палеозойские отложения Pz; 8 — разрывные нарушения; 9 — оси антиклиналей

ния здесь известны в крайне малом числе выходов. Эти породы не сохранились в данном районе, вероятно, из-за сильных сбросовых подвижек, нарушивших соотношения складок и вызвавших удаление эрозией с палеозойского цоколя большей части мезозойско-третичных пород. Много западное явление парного деления складок известно в верховьях левого притока Ягноба — р. Казантемир.

По системе дихотомирующих альпийских синклинальных складок в пределах Западного Алая, как упоминалось, выявляются разделяющие их антиклинальные структуры. Эти структуры носят характер сводов; почти все они выражены только палеозойскими породами. Например, одна из таких структур, принадлежащая к числу важнейших, вполне отчетливо намечается вдоль главного Алайского водораздела, где она разделяет Сакеярскую и Кичикалайскую синклинали и наложена на складки средне- и верхнепалеозойских отложений. Другая подобная антиклиналь прослеживается между синклиналими мезозойско-третичных пород устья Коксу и левобережья р. Текелик и на водоразделе Питаукуль—Кызылсу. Эта структура косо пересекает несколько складок в силурийских и девонских породах. Подобные структуры в Каратегине наблюдаются на водораздельном гребне Гарм—Камароу и в осевой части Зеравшанского хребта западнее Горифа, где они тоже наложены на разные толщи палеозоя. Менее значительные альпийские антиклинали устанавливаются в Алае на водоразделе Коксу—Текелик, а в Зеравшано-Гиссаре — на левобережье Ягноба.

Мезозойские и третичные отложения всюду лежат с резко выраженным угловым несогласием на средне- и верхнепалеозойских породах, а нередко и на гранитных массивах, вскрытых предмезозойской эрозией. Многие складки, образованные в породах мезо-кайнозоя, несут следы сильного бокового сжатия, находящего отражение и в соответствующих деформациях подстилающих пород. В этом отношении особенно показательны синклинальные структуры рр. Камароу и Назарайлок; каждая из них состоит из целой серии достаточно крутых и глубоких складок. Облекаемые ими подстилающие породы палеозоя отчетливо повторяют местами изгибы этих складок. Определенную деформацию в основании складок мезозойско-третичных пород испытывали также и граниты. Так, под синклиналью долины р. Кутырган, на левобережье Питаукуля, в гранитах фиксируется радиальная трещиноватость, соответствующая изгибам складки меловых и третичных пород.

Сформированная альпийскими движениями складчатая структура имеет характер более или менее симметричного сложного свода, выраженного системой крупных широтных сводоподобных антиклиналей, воздымающихся на запад, и гораздо более мелких синклиналей, погружающихся в этом же направлении. Складчатые движения отличались значительной интенсивностью. Следствием сильных пликативных дислокаций явились дизъюнктивные нарушения, выразившиеся в виде надвигов, появление которых как бы подчеркнуло превышение предела пластической деформации слоев. Система альпийских складок в целом, вероятно, в какой то мере повторила план строения варисских складок Алайского антиклинория.

К югу от альпийской антиклинорийной структуры Каратегина и Алая в результате складчатости возник синклинорий Заалайского хребта — хр. Петра Первого — Таджикской депрессии.

В отличие от Алайского антиклинория, в котором преобладает воздымание осей складок на запад, в Заалайском синклинории устанавли-

вается общая тенденция к погружению складок в юго-западном направлении. В результате этого в процессе образования складок несомненно должны были создаваться условия для возникновения скручивающих и скалывающих усилий в переходной зоне. Такой зоной в Каратегине является долина Вахша—Сурхоба. Участки сильных тектонических напряжений у Гарма и Дамбурачи выражены синклиналиями, погружаю-

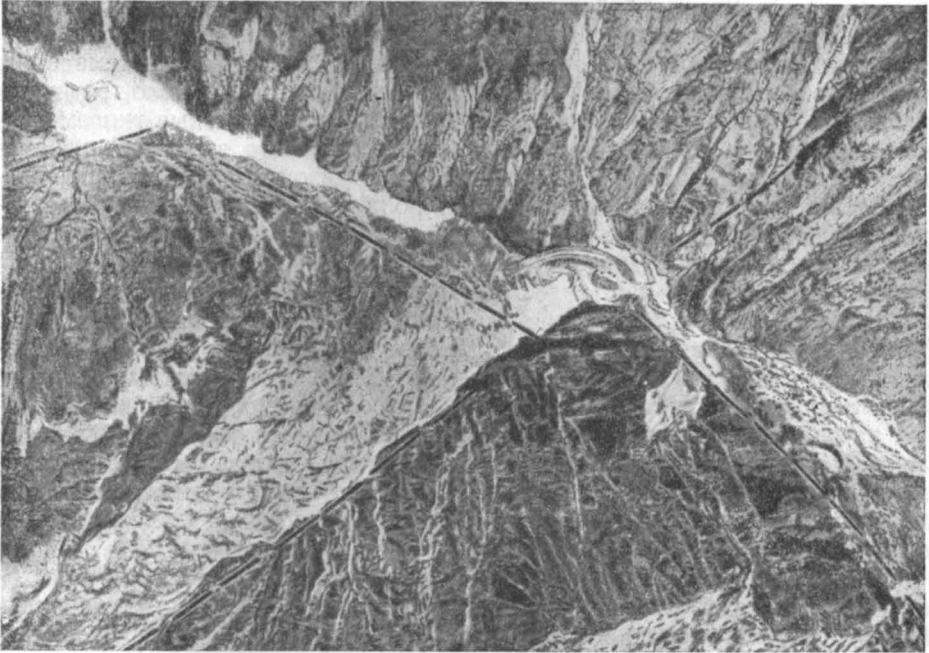


Рис. 73. Ущелье Замборхана (правый приток р. Дубурса). Сбросы в сланцах среднего палеозоя, подчеркнутые прямолинейными долинами (аэрофотоснимок)

щимися в необычном восточном направлении; эти встречные складки как бы компенсировали преобладающее воздымание структуры к западу на правой и погружение к юго-западу — на левой стороне долины. Отражением скалывающих усилий явились сбросы, образовавшие систему линий, кулисообразно расходящихся в северо-западном и юго-западном направлениях от долины Сурхоба и создавших как бы отдельные четкие депрессии, в которых и сформировалась эта долина.

Важная роль в тектонике Каратегина принадлежит различным разрывным нарушениям (рис. 73). Варисские разрывы в пределах области развиты очень широко, но они трудно выделяются из-за наложенности на них альпийских движений.

Среди альпийских дизъюнктивных нарушений различаются разрывы надвигового и сбросового типов. Разрывы-надвиги в связи с альпийскими складками всюду ориентируются вдоль крыльев складок и развиваются в сторону опрокидывания их, как бы подчеркивая момент перерастания пластической деформации в разрывную. Как правило, наклон поверхности надвигов находится в прямой зависимости от крутизны крыла осложняемой им складки. Обычно углы наклона надвиговых поверхностей составляют 40—60°. Изредка, при резко опрокинутом поло-

жении складок, наблюдаются надвиги, поверхности которых падают под углом в 10—15°. На плоскостях разрывов обычно фиксируются зеркала скольжения, иногда милониты. В местах дихотомирования синклиналей можно заметить, что амплитуда разрыва зависит от того, насколько поднята и в сторону какой из двух синклиналей запрокинута разделяющая их антиклинальная складка. Линии альпийских надвигов нередко прослеживаются на многие десятки километров; их амплитуды очень часто превышают 1—2 км. Сбросовыми нарушениями в значительной мере определяются некоторые черты современного тектонического строения области. Прежде всего, именно сбросами объясняется бессистемное, на первый взгляд, расположение отдельных выходов мезозойско-третичных отложений. Сбросы поднимают разорванные слои на разные гипсометрические уровни, а сопровождаясь сдвигами, они часто вызывают перемещение отдельных фрагментов складок и в горизонтальном направлении.

Весьма наглядными для уяснения роли сбросов в новейшей тектонике являются выходы мела в бассейне р. Камароу, где синклинальная складка этих пород разорвана сбросами на ряд разобщенных частей, причем каждая такая часть здесь по простиранию не увязывается с другой, соседней частью, так как они смещены как по вертикали, так и по горизонтали. Эта синклиналь вдоль правого склона долины с северо-запада осложнена надвигом. Сбросы, разрывающие складку, одновременно смещают и этот надвиг. Картина соотношения альпийских складок, надвигов и сбросов в этом районе всюду одна и та же. Отмечаются альпийские сбросы нескольких направлений: северо-западного, северо-восточного и субширотного. Сбросы каждого направления, вероятно, характеризуют определенный этап в развитии молодой дизъюнктивной тектоники.

Альпийские сбросы распознаются наиболее легко в связи с выходами мезозойско-третичных пород. На этих участках они устанавливаются, как правило, по интенсивному брекчированию пород. В местах, где по разломам приведены в контакт палеозойские породы и, последовательно, слои мела, палеогена и неогена, бывает возможно оценить амплитуду перемещения по разрыву. В верховьях Кутыргана, например, где отмечаются как раз такие соотношения, вертикальная амплитуда сброса достигает километра. Такие амплитуды, а иногда и большие, наблюдаются при сдвигах, сопровождающих сбросы, как это устанавливается, например, по горизонтальному смещению блоков меловых пород на правом берегу р. Комароу.

Движения по сбросам происходили, вероятно, неоднократно. В настоящее время можно наблюдать, что сбросы затронули породы как области Каратегина—Алая, так и хр. Петра Первого. Палеозойские и мезозойско-третичные складчатые толщи правобережья Вахша—Сурхоба оказались в общем весьма заметно поднятыми по разрывам над складками мела левобережья.

Сбросы, таким образом, начали проявляться, видимо, еще в завершающий этап альпийского складкообразования. Позднейшее их развитие связано с неравномерными, дифференцированными движениями отдельных участков в процессе общего поднятия страны и образования в ее пределах высоких гор. Поднятия развивались в основном вдоль гребней современных хребтов. Долина р. Сурхоб возникла на месте бывших здесь прежде депрессий, которые испытывали систематические подвижки по сбросам и с течением времени несколько меняли свои очертания. Отращиванием движений по сбросам, возможно, является смещение древних

поверхностей выравнивания на левобережье Сурхоба, обуславливающее на высотах 2300, 2900, 3700 м ступенчатость северного склона хр. Петра Первого. Проявления современной сбросовой тектоники зарегистрированы в последнее время в моренных отложениях долин хр. Петра Первого. Современные подвижки по сбросам кажутся очевидными и в зоне Сурхобской долины, отличающейся повышенной сейсмической активностью. Сбросы в пределах этой долины известны около Гарма, Хаита, Дамбурачи; около линий этих сбросов, а также вдоль подобных нарушений, ориентированных по долинам Ярхыча, Ясмана, Дарайхауза и Майдатерека, произошли самые крупные обвалы и оползни со склонов гор во время Хаитского землетрясения 1949 г. К линиям сбросов здесь нередко приурочены горячие серные источники.

ТЕКТОНИКА ЮГО-ЗАПАДНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Общий очерк

Территория Юго-Западного Таджикистана в течение мезозоя и кайнозоя была крупной депрессией, где накапливались мощные, особенно в неогене, осадочные толщи, которые в конце неогена были собраны в сложную систему складок, известную под названием Таджикской виргации (рис. 74). Таджикская виргация является частью мощной системы разветвляющихся и затухающих в южном направлении складчатых горных сооружений, занимающих всю территорию Средней Азии (Среднеазиатской виргации).

Тектонические движения в описываемой области в течение всего мезозоя и палеогена были не интенсивными, во всяком случае они не привели к образованию здесь заметных складчатых структур; основные же движения, создавшие складчатые структуры, относятся к концу неогена — началу четвертичного периода. Образование мощных складчатых поднятий Гиссарского хребта и Дарваза происходило, по-видимому, одновременно или почти одновременно с образованием складок депрессии. Большая мощность обломочных осадков, распространенных среди мезо-кайнозойских и особенно неогеновых отложений, свидетельствует о том, что обрамляющие депрессию поднятия во время накопления этих осадков, несомненно, уже существовали.

Более того, можно предполагать, что энергичное поднятие обрамления Таджикской депрессии началось раньше, чем интенсивное складкообразование. На это указывают мощные толщи мела, палеогена и особенно конгломератов неогена, образовавшихся в краевых частях депрессии за счет размыва поднятых палеозойских массивов Гиссара и Дарваза. По-видимому, это поднятие, обусловившее начало формирования современных гор, окаймляющих депрессию, было вызвано возникновением крупных складок основания, образовавшихся до интенсивного смятия мезо-кайнозоя в депрессии.

Поднимающиеся палеозойские массивы, в том числе и Гиссарский хребет, нельзя рассматривать как реальный жесткий упор, который во время проявления альпийской складчатости обусловил смятие мезозойских толщ, испытавших давление только с юго-востока. В этом случае наибольшая сгруженность складок в мезо-кайнозойской толще депрессии и наибольшая интенсивность смятия должна была бы быть возле границы поднимающегося массива. На самом деле вдоль южного подножия Гиссарского хребта, по крайней мере к западу от г. Орджони-

кидзеабада, мы видим почти горизонтально-лежащие мезо-кайнозойские слои, образующие пологую и широкую синклираль (Сурханскую).

Однако поднимающиеся палеозойские массивы все же влияли на альпийскую складчатость депрессии. В частности, они обусловили образование обширной синклиальной депрессии, суженной на северо-востоке и расширяющейся к юго-западу, что, в свою очередь, обусловило возможность виргации складок. Палеозойские массивы, хотя они и не имели к началу проявления складкообразовательных процессов в депрессии резкого геоморфологического выражения, тем не менее влияли на основные направления складок, формировавшихся в депрессии.

Направление и границы поднимающихся массивов, сминавшихся в широкие мощные складки, были обусловлены в основном направлением варисских структурных линий. Дугообразно простирающееся поднятие Гиссара сдвинуто к западу относительно Дарваза. Подобное расположение поднятий вызвало расширение депрессии к юго-западу и сужение ее к северо-востоку.

Сближение двух поднимающихся палеозойских массивов в районе современного хр. Петра Первого обусловило поднятие на большую абсолютную высоту мезозойских отложений суженного восточного конца депрессии, собранных здесь в крупные складки. Наличие палеозойского ядра в некоторых складках хр. Петра Первого, большой их радиус и широкое основание сближает эти складки со складками, развитыми в Гиссарском хребте.

По мере движения к юго-западу, где депрессия расширяется и мощность мезо-кайнозоя увеличивается, меняется и характер складок. Палеозой уже почти не принимает участия в складчатости. Мезо-кайнозойские же толщи, наоборот, оказываются сильно смятыми (рис. 75, 76).

Отмечая дискордантность складчатости в депрессии, Н. П. Херасков, Ю. М. Шейнманн и И. Е. Губин пришли к выводу о сплошном развигании здесь сдвинутых покровов, о срыве, в пределах по крайней мере западной части депрессии, серии пород, начиная с верхней юры. Гипсоносная верхняя юра явилась при этом как бы смазкой, облегчившей указанный срыв. Ю. М. Шейнманн для обоснования этого положения высказал предположение, что давление, возникшее в пределах Памира, передавалось какой-то мощной и слабо стибавшейся массой от Дарваза к Гиссарскому хребту. Такой массой могло быть только палеозойское основание депрессии, подстилающее мягкие мезо-кайнозойские породы. В восточной части депрессии движение масс мезо-кайнозойского покрова происходило быстрее, чем движение масс палеозойского основания, что обуславливало опрокидывание здесь складок к западу. Опрокидывание складок в мезо-кайнозойских толщах в западной части депрессии к востоку объясняется, по мнению указанных выше исследователей, пододвиганием палеозойского несминаемого субстрата депрессии под палеозойский массив Гиссара. При этом сильно измятая толща, слагающая депрессию, была сорвана со своего основания.

Вряд ли можно согласиться с тем, что складчатость в депрессии происходила в результате пододвигания нижележащих масс под более поднятые. Если можно говорить о дисгармоничном поведении мезо-кайнозойского и палеозойского комплексов при складкообразовании, об опрокидывании сводов мезо-кайнозойских складок в результате пододвигания мезо-кайнозойских же масс, то это еще не значит, что можно утверждать о скольжении в депрессии всей мезо-кайнозойской толщи по палеозойскому основанию в результате движения последнего к западу и

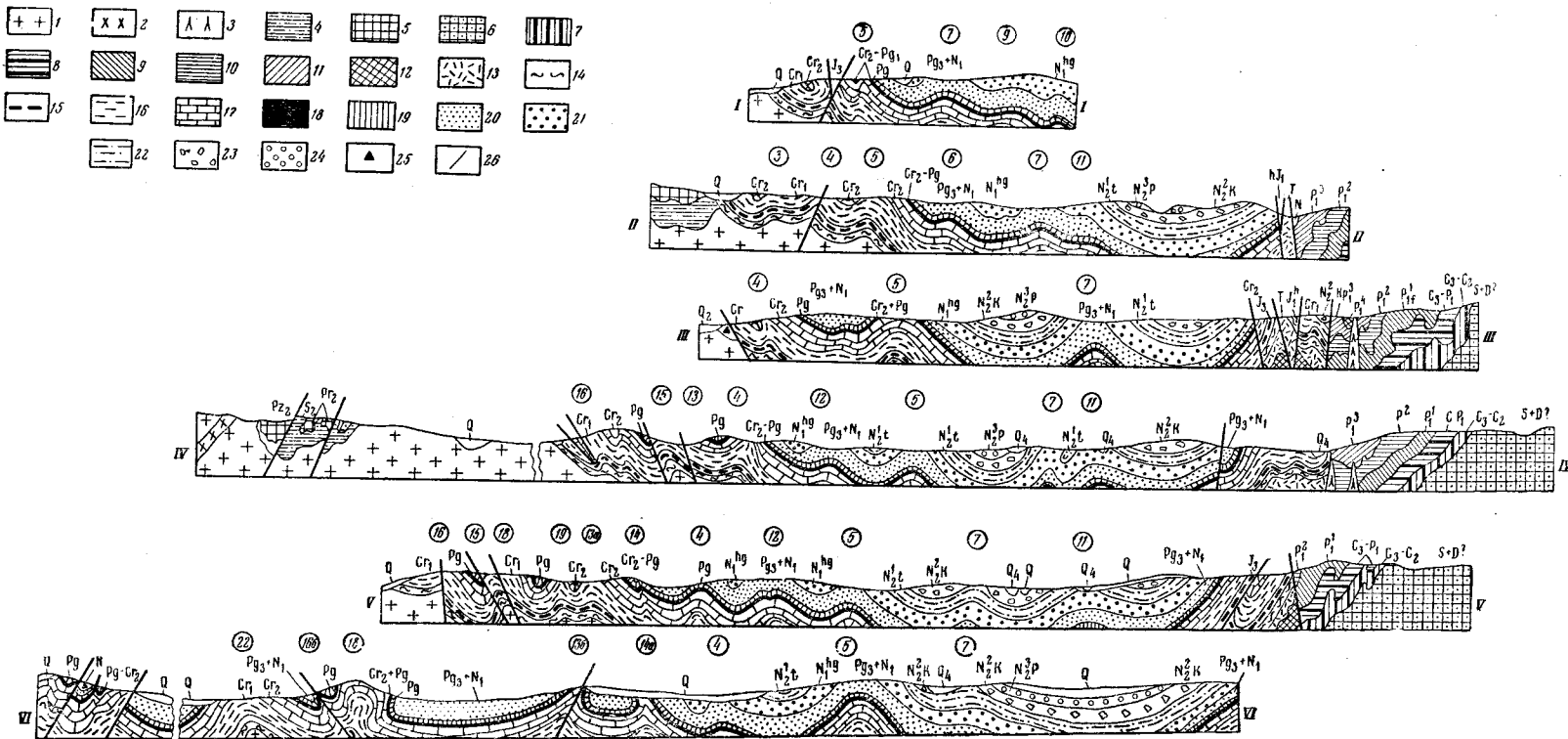


Рис. 75. Геологические разрезы через северо-восточную часть Таджикской депрессии (к карте рис. 74).

Составил П. К. Чихачев с использованием материалов Б. А. Борнемана, А. Р. Бурачека, И. Е. Губина, А. В. Григорьева

1—граниты, 2—граносиениты, 3—порфириты, 4—силур, 5—средний палеозой (P_2); 6—панджская свита ($S+D?$); 7—базально-известняковая свита (C_2-C_3); 8—аспидная свита (C_3-P_1); 9—сафедардонская свита (P_1^1); 10—нижняя серая туфогенная свита (P_2^1); 11—фиолетовая свита (P_1^1); 12—гипсоносная свита (P_1^1); 13—триас (Т); 14—континентальная юра (hJ_1); 15—гипсоносная юра (J_3); 16—верхний мел (Cr_1); 17—верхний мел (Cr_2); 18—палеоцен-датские известняки (Cr_2-Pg); 19—палеоген (Pg); 20—кирпичная свита (Pg_3+N_1); 21—хингоуская свита (N_1hg); 22—тавилдаринская свита (N_2^1T); 23—каранакская свита (N_2^2k); 24—полизацкая свита (N_2^3p); 25—неоген нерасчлененный N (бабаатгская и гиссарская свиты); 26—разрывы; Q—четвертичные нерасчлененные отложения, Q_1 —современные аллювиальные отложения. Арабские цифры в кружках—номера антиклиналей

пододвигания его под палеозойский массив Гиссара и что это обстоятельство вызвало складчатость мезо-кайнозойских толщ в депрессии.

Сравнивая характер альпийской складчатости в пределах Таджикской депрессии и в палеозойских массивах, ее обрамляющих, можно прийти к заключению, что, несмотря на специфические особенности, обе эти области имеют общие черты развития, характеризующиеся одними и теми же закономерностями. В районе Гиссара и Дарваза альпийская складчатость создала мощные высоко поднятые антиклинальные складки широкого основания, разорванные и надвинутые друг на друга. Незначительная мощность осадков мезо-кайнозой не дала возможности им изгибаться здесь качественно отлично от палеозоя. В Таджикской депрес-

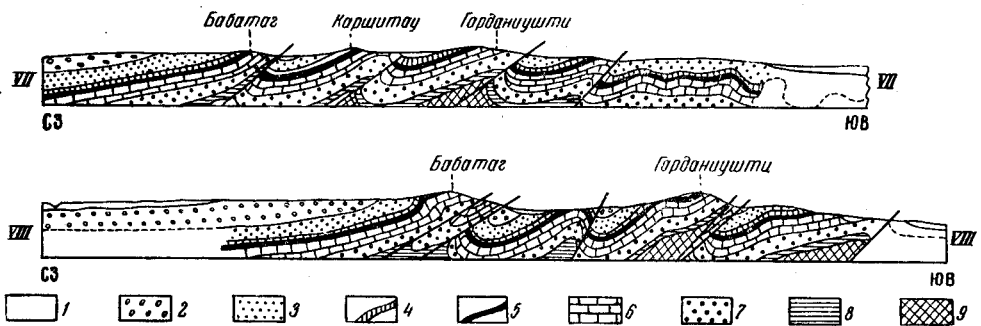


Рис. 76. Геологические разрезы через северо-западную часть Таджикской депрессии (к карте рис. 74). Составил П. К. Чихачев с использованием материалов А. Р. Бурачека

1 — четвертичные отложения; 2 — неогеновые отложения; 3 — кирпично-красная свита; 4 — палеогеновые отложения; 5 — палеоцен-датские известняки; 6 — верхнемеловые отложения; 7 — нижнемеловые отложения; 8 — юрские отложения; 9 — палеозой

сии, представляющей собой крупный синклинальный прогиб палеозойского фундамента, выполненный толщами мезо-кайнозой огромной мощности, альпийская складчатость создала в этих толщах крутые иногда веерообразные и опрокинутые складки, в большинстве случаев надвинутые одна на другую.

Складки высоко поднятых палеозойских массивов Гиссара и Дарваза опрокинуты обычно в стороны краевых частей депрессии. Естественно поэтому, что мощные относительно пластичные толщи мезо-кайнозой, залегающие в депрессии, сминались, возможно, дисгармонично по отношению к их жесткому палеозойскому фундаменту, но это не значит, что палеозой совершенно не испытывал пликативных дислокаций. Палеозой фундамента дислоцировался, но качественно отлично от мезо-кайнозой.

В зонах перехода от поднятий палеозойских массивов к Таджикской депрессии обычно располагаются крупные разрывы или группы разрывов. Большинство из них представлено надвигами, по плоскостям которых палеозойские толщи надвинуты на мезо-кайнозойские или наоборот. Нередко надвиги наблюдаются внутри мезо-кайнозойских толщ.

Амплитуда и протяженность надвигов весьма различны. Некоторые из них прослеживаются на большое расстояние, другие, наоборот, быстро затухают. Однако наличие таких разрывов между горным обрамлением и депрессией, т. е. между областями, на первый взгляд отличными в тектоническом отношении, отнюдь не позволяет намечать между ними

резко выраженную границу типа «вахшского сброса» Клеббельсберга, так как они характеризуются одними и теми же закономерностями развития.

В последнее время И. Е. Губиным (1940, 1955) был снова поднят вопрос о резкой геологической границе между Памиром и Алаем. В его представлении палеозойские структуры Памира были подняты в конце неогена и одновременно в результате тангенциального давления с юга надвинуты по Каракульскому надвигу на структуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Мезо-кайнозойские осадки депрессии были при этом собраны в ряд складок, надвинувшихся по Вахшскому надвигу на Гиссаро-Алайский массив. Структуры эти образовали внешнюю дугу Памира (складки, берущие начало в хр. Петра Первого). В тот же период были созданы Обигармский и Кафирниганский (Сангпарский) пучки складок. Имея почти меридиональное простирание, эти складки, по представлению И. Е. Губина, упираются своими северными концами в Гиссаро-Алайский массив. Пытаясь приспособиться к направлению переднего края этого массива, они изгибались к востоку, где выклинивались под воздействием складок внешней дуги Памира. Вахшский надвиг, являющийся северной границей внешней дуги Памира, на меридиане Оби—Гарма расчленяется на три ветви, из которых: южная ограничивает внешнюю дугу Памира, средняя проходит внутри Обигармского пучка и северная ограничивает его с севера. По этим линиям разрывов Обигармский пучок был надвинут на Гиссаро-Алайский массив. Кафирниганский пучок выходит на дневную поверхность из под северной ветви надвига у Файзабада.

Складки, принадлежащие к Обигармскому и Файзабадскому пучкам, И. Е. Губин рассматривает как зарождающиеся и развивающиеся самостоятельно. Они не являются, по его мнению, естественным продолжением складок внешней дуги Памира, к которой он относит складки, берущие свое начало в хр. Петра Первого.

Почти меридиональные складки Обигармского, Файзабадского и Кафирниганского пучков как бы дополняют складки внешней дуги Памира, причем они упираются в Гиссарский массив, имеющий широтное простирание складчатости.

Однако с изложенными представлениями И. Е. Губина по этому вопросу согласиться нельзя. Фактический материал по этому району свидетельствует о том, что ветви Вахшского надвига к западу и югу затухают и складки Обигармского пучка ничем не отличаются от складок, берущих свое начало в хр. Петра Первого, ни в стратиграфическом, ни в тектоническом отношении. Складки как Обигармского, так Файзабадского и Кафирниганского пучков располагаются, сообразуясь с направлением внешнего края Гиссарского массива, и нигде не видно, чтобы они упирались в него. Северные ветви этих пучков складок имеют простирание, близкое к широтному, параллельное южному краю палеозойского массива Гиссара. Складки средних и более восточных ветвей характеризуются вблизи этого массива северо-восточным простиранием, также параллельным его контуру. Таким образом, в общем плане простирание рассматриваемой системы складок находится в прямой связи с дугообразным изгибанием южного контура Гиссарского поднятия.

Вряд ли можно предполагать, как это думает В. И. Солун (1943), что все складки Файзабадского и Обигармского пучков далеко простираются на восток, скрываясь под покровом внешней дуги Памира. Фактический материал говорит против этого предположения.

Следовательно, нет никакого основания модернизировать Вахшский сброс, направляя его у г. Оби-Гарма к югу от контакта мезо-кайнозойских отложений с палеозоем Гиссарского хребта, внутрь мезо-кайнозойских толщ депрессии, и противопоставлять восточные складки депрессии (внешняя дуга Памира, по И. Е. Губину) западным складкам (Файзабадский и Кафирниганские пучки).

Точно так же за последние годы подвергались пересмотру и представления этого исследователя о характере строения аналогичной Дарвазской зоны разломов. Контакт палеозойских и мезозойских свит носит здесь более сложный характер, чем это рисовалось Клебельсбергу (1922), а в последнее время И. Е. Губину (1940) и не укладывается в рамки одной линии разрывных дислокаций первого порядка. На больших участках эта линия вовсе отсутствует. На юго-востоке по контакту палеозоя с мезозоем намечается зона разломов, образующих несколько ветвей и прослеживающихся в виде непрерывной цепи сближенных круто падающих разрывов.

Формирование отмеченных разломов здесь зависело от дисгармоничного наложения альпийских процессов на варисские структуры. Там, где варисские и альпийские структуры развиваются, имея одни и те же простирания, разломы по контакту играют подчиненную роль. Там же, где простирания альпийских и варисских складок не совпадают, проявляются резко выраженные разломы краевого типа. Так, на юго-востоке в Дарвазских горах В. И. Попов наблюдал, что простирания верхнепалеозойских толщ менее резко отклоняются к югу и потому эти толщи срезаются под очень косым углом контактами мезозойских свит, имеющих более меридиональное простирание. В. И. Попов считает, что это и служит причиной возникновения указанных разломов.

Говорить о разновозрастности складок депрессии, о двух пучках, имеющих самостоятельное развитие, как считает П. А. Шехтман (1941), нет никаких оснований. Явление опрокидывания прикафирниганских складок к востоку и привахшских к западу легко объясняется, с одной стороны, влиянием поднимающихся высоких массивов, окаймляющих депрессию, с другой стороны, влиянием депрессии (Мушкетов, 1936) и, наконец, двусторонним давлением (Марковский, 1936).

В этом отношении чрезвычайно интересны наблюдения В. И. Попова в бассейне р. Хингоу, где отмечается опрокидывание меловой антиклинали (левобережье р. Каратура, правого притока р. Хингоу) на северо-запад, а ее свода на юго-восток, что характерно для большинства складок мезозойских пород в этом районе. Возникновение подобной структуры В. И. Попов (1938) объясняет тем, что в начале неогена возникли складки, которые в связи с развитием Дарвазского поднятия были опрокинуты на северо-запад. Позже в связи с поднятием хр. Петра Первого, возникшего в центре суженной части Таджикской депрессии, произошло обратное опрокидывание складок в сторону новой местной депрессии, возникшей между хр. Петра Первого и Дарвазом.

Поскольку поднятие Дарваза развивалось в конце олигоцена энергичнее Гиссара, о чем свидетельствуют шестикилометровые толщи неогена у подножия Дарваза и менее мощные толщи неогена у подножия Гиссара, то можно предполагать, что со стороны Дарваза область депрессии испытывала в это время более сильное давление. Только этим можно объяснить то обстоятельство, что мезо-кайнозойские складки в северо-восточной части депрессии прижимаются к Гиссарскому массиву, сучиваются там, создавая впечатление притыкания поднятых

северных и северо-восточных их концов к подножию Гиссарского хребта.

Ниже описываются структуры Юго-Западного Таджикистана, причем для удобства изложения это описание дается порайонно: 1) южный склон Гиссарского хребта, 2) хр. Петра Первого, 3) юго-восточная часть депрессии (бассейн р. Яхсу), 4) бассейн верхнего течения р. Вахш, 5) среднее течение р. Вахш (между Нурежской и Курган-Тюбинской петлями), 6) междуречье Таирсу—Вахш, 7) междуречье Яван—Кафирниган, 8) междуречье нижних течений рр. Вахш и Кафирниган, 9) междуречье Кафирниган—Сурхан.

Южный склон Гиссарского хребта

Дислоцированные породы палеозойского возраста, слагающие южный склон Гиссарского хребта, вместе с покрывающими их мезозойско-третичными отложениями, в альпийскую эпоху складкообразования снова подверглись смятию. В настоящее время от мезозойско-третичного покрова здесь сохранились только разобщенные его обрывки, связывающиеся в ряд широтных полос, вытянутых в общем параллельно друг другу и зажатых среди разнообразных пород палеозойского возраста. Все эти полосы мезозойско-третичных пород представляют собой остатки синклиналей обычно широтного простириания, образовавшихся в альпийскую эпоху складкообразования.

Общая структура района представляется в виде широтного антиклинория, охватывающего высокогорную область, ограниченную на севере Ферганским, а на юге Южно-Таджикским синклинориями. Полосы-синклинали мезозойско-третичных отложений на южном склоне Гиссарского хребта являются по отношению к этому антиклинорию структурами второго порядка, соединяющимися друг с другом антиклинальными складками того же масштаба.

При общей закономерности регионального погружения осей структур с востока на запад для каждой из них характерны местные погружения и воздымания осей на отдельных участках. На западе складки Гиссарского хребта сначала постепенно, а затем все более резко меняют широтное простириание на юго-западное и при возрастании погружений начинают все больше приобретать черты, характерные для Южно-Таджикской депрессии. К востоку полосы-синклинали Гиссарского хребта становятся все более узкими, расстояние между ними сокращается, часто наблюдаются соединения двух полос в одну, при этом отчетливо бывает видно затухание разделяющих их антиклинальных складок.

Основной антиклинальной складкой на южном склоне Гиссарского хребта является Джамбулакская (65)¹ на большом протяжении широтного и лишь на западе Таджикистана — юго-западного простириания. Мезозойско-третичные слои северного крыла этой складки почти везде нацело срезаны надвинутой с севера палеозойской толщей более северных частей Гиссарского хребта. На поверхность мезозойско-третичные отложения выходят лишь на небольших изолированных участках (у Хаками, Гофильбада, Ходжаобигарма и Роги). На широком своде этой антиклинали молодые серии смывы целиком, за исключением района пер. Иос. На южном крыле они сохранились почти полностью.

К северо-западу от оси Джамбулакской антиклинали в районе верховий рр. Каратаг и Ханака, располагается другая антиклиналь — Гис-

¹ Номера антиклиналей в скобках здесь и ниже относятся к схеме рис. 74.—
Прим. ред.

сарская (66), надвинутая на первую. Синклинали (Хакиминская), разделяющая эти две антиклинали, сохранилась только в районе Хакими, будучи зажата между надвинутыми на нее с двух сторон палеозойскими ядрами обеих складок. На всем остальном протяжении она скрыта под надвигом, местами сохранилось только южное крыло этой синклинали (Гофильбад, Обигарм и т. д.).

Северное крыло Гиссарской антиклинали (южное крыло Зеварской синклинали) сохранилось только у самого западного ее конца в районе р. Туполанг (Узбекская ССР). К северо-востоку мезозойская серия, слагающая это крыло, срезана надвигом известняков ядра Джамбулакской

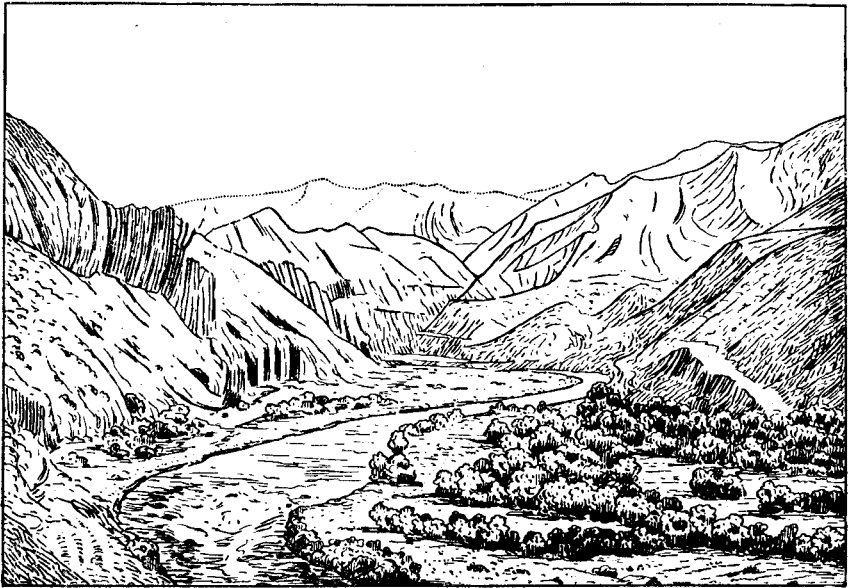


Рис. 77. Мезозойские отложения по р. Туполанг.
С фото П. К. Чихачева

складки. Так, по мере движения от р. Туполанг (рис. 77) к урочищу Пошмикуна из разреза вдоль контакта мезозоя с палеозоем очень быстро исчезают все мезозойские отложения и часть палеогеновых. На большом протяжении палеозой контактирует с палеогеном. Вблизи верховьев р. Чиркент из разрыва исчезают последние горизонты морского палеогена, и палеозой на коротком расстоянии контактирует с красноватыми песчаниками неогена.

Подойдя к урочищу Пошмикуна, линия надвига дугообразно изгибается (выпуклость обращена на север) и затем уходит на восток по направлению к сел. Хакими, рассекая палеозой. Там, где надвиг делает указанный изгиб, из под него начинают снова появляться по мере движения на восток все более глубокие горизонты мезо-кайнозоя. К востоку от р. Чиркент мезозой южного крыла Зеварской синклинали ложится уже нормально на граниты, слагающие ядро этой складки, причем в разрезе юры здесь стратиграфически выпадают морские отложения, представленные южнее (на южном крыле Джамбулакской антиклинали) известняками (рис. 78, 79).

Линия надвига, отмеченная у Пошмикуна, протягивается восточнее р. Чиркент, отделяя область распространения метаморфических сланцев ядра Джанбулакской антиклинали от гранитов ядра Гиссарской антиклинали.

Северное крыло Зеварской синклинали, сложенное мезо-кайнозоем, в пределах Таджикской ССР срезано надвигом. Непосредственным про-



Рис. 78. Контакт мезозоя с палеозоем близ сел. Конди.
С полевой зарисовки П. К. Чихачева

должением мезозоя Зеварской синклинали, по-видимому, надо считать Зиддинский выход мезозоя (осевая часть хребта в районе Варзоба).

Джанбулакская антиклиналь в районе Каратаг—Кафирниган опрокинута на юг. В результате этого опрокидывания в подвернутом крыле

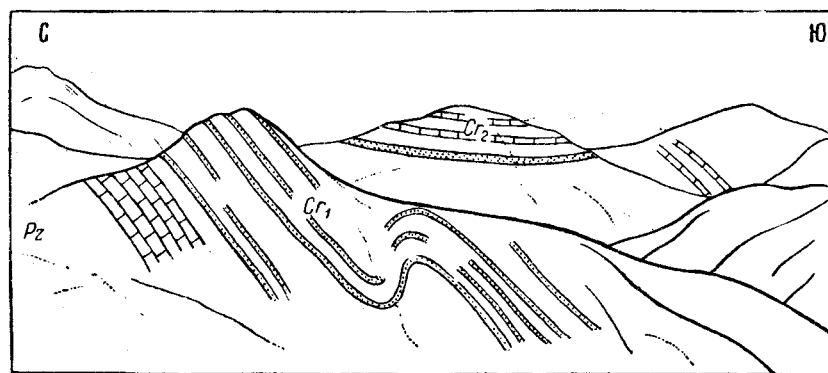


Рис. 79. Антиклинальные складки в мезозое у сел. Абду.
С полевой зарисовки П. К. Чихачева

наблюдается срезание ряда пластов и свит молодой серии и налегание на них палеозоя, слагающего ядро. Кроме этого основного нарушения, в строении южного склона Гиссарского хребта наблюдается ряд усложнений. Так, А. Р. Бурачек (1931) несколько восточнее Кафирнигана отмечает вторично опрокинутую на север и разорванную по подвернутому крылу складку. При этом палеозой ядра складки налегает на срезанную

мезозойскую синклиналь по плоскости, полого падающей на юг. Подобное же явление можно наблюдать в районе Харангона. Здесь клочок меловой толщи, залегающей с южным падением на граните, перекрывается палеозойскими известняками по плоскости, также падающей к югу. Южнее те же палеозойские известняки ложатся на опрокинутые самые верхние горизонты нижнего мела по плоскости, крутопадающей на север. Следовательно, мы имеем здесь дело с веерообразной складкой. К западу эта складка быстро затухает. Возможно, что Харангонская складка является продолжением описанной А. Р. Бурачком (1931) Кафирниганской (71).

Южнее Харангонской складки, в районе Сталинабада, намечается новая складка. Так, небольшой выход палеогеновых слоев среди наносов близ устья Кульбистинского сая указывает, что палеогеновые отложения южного крыла Харангонской антиклинали протягиваются в юго-западном направлении. На крутом же правом берегу р. Варзоб, у сел. Ходжаамбие, ясно видна небольшая складка, сложенная неогеновыми породами (70). Северное крыло этой складки крутое (до 70°), южное пологое (до 35°). Та же складка наблюдается на реке Лючоб у сел. Тойкара. Далее на юго-запад она скрывается под четвертичными наносами. Весьма вероятно, что складка, слагающая хребет Бабатаг, является непосредственным ее продолжением.

К северу от описанной складки по р. Варзоб неогеновые слои образуют пологую синклиналь, северное крыло которой опрокинута на юг, в результате чего по контакту с палеогеном выходят на поверхность более древние горизонты мезозоя и палеозой ложится, срезая ряд горизонтов, последовательно на неоген, палеоген, верхний мел, нижний мел и юру по плоскости, крутопадающей на север.

Усложнение в строении мезозойской серии южного крыла Джанбулакской антиклинали, вдоль контакта ее с палеозоем, наблюдается у р. Лючоб. Здесь мезозойские серии образуют *g*-образный изгиб, причем верхнее крыло этого изгиба слагается юрскими континентальными отложениями, залегающими почти горизонтально на размытой поверхности палеозоя. Севернее юрские отложения срезаны опрокинутой на них толщей палеозоя ядра Джанбулакской складки. В левом борту р. Ханака этот изгиб также наблюдается с той только разницей, что горизонтально лежащая на палеозое юра, срезанная на севере надвинутой на нее толщей палеозоя, на юге перекрывает крутопоставленные те же слои юры и мела.

Далее на запад *g*-образный изгиб принимает вид типичной складки (рис. 80) с палеозойским ядром, крутым южным и пологим северным крыльями (ант. 72). Остатки континентальной юры у Суффа, Зачау и Чашмасанга принадлежат северному крылу этой складки, срезанному надвинувшейся на юг толщей палеозоя, слагающей ядро складки. На участке Трушбог—Каратаг строение складки испытывает ряд усложнений. Все эти усложнения находятся в связи с общим изменением простираения основной складки, слагающей южный склон Гиссарского хребта, с широтного на юго-западное, в результате чего складка образует дугу, выпуклостью обращенную на север. Во внутренней части этой дуги, во время ее образования, естественно, должно было быть наибольшее сжатие, которое вызвало появление здесь ряда складок, сдвигов, надвигов и вертикальных поднятий. В результате этого сжатия строение северного пологого крыла описанной выше складки усложнилось дополнительным смятием пластов, вплоть до образования мелких складок (анти-

клинали 67 и 68), часто поперечного направления (рис. 81). Нередко здесь встречаются сбросы того же направления.

На участке Лючоб—Ханака на пологом южном крыле склона намечается брахиантиклинальная складка—Шамбарская [69], сложенная в основном третичными толщами.

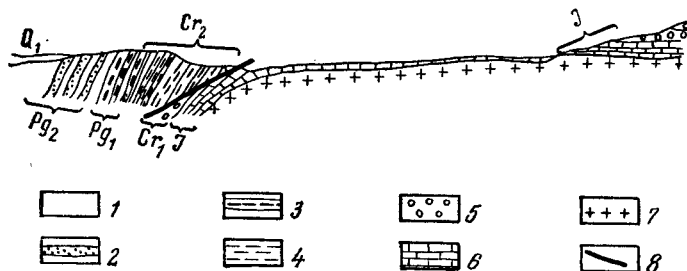


Рис. 80. Строение антиклинальной складки № 72

1—четвертичные отложения; 2—верхнепалеогеновые отложения; 3—нижнепалеогеновые отложения; 4—верхнемеловые отложения; 5—нижнемеловые отложения; 6—юрские отложения; 7—палеозойские отложения; 8—линия надвига

Наибольшие осложнения в строении описываемой складки (антиклиналь 72) наблюдаются в ее южном крыле, расположенном к западу от сел. Ханака. Так, начиная с этого селения и до сел. Нейли, совершенно не выходят на дневную поверхность слои мезозоя. Здесь проходит надвиг северо-западного направления, по плоскости которого неоген

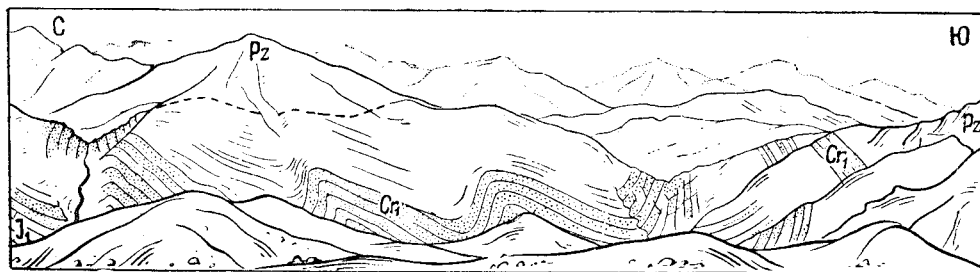


Рис. 81. Налегание на палеозой нижнемеловых отложений, собранных в мелкие складки, к югу от сел. Абду.

С полевой зарисовки П. К. Чихачева

южного крыла контактирует с палеозоем ядра складки. В связи с надвигом здесь произошел сдвиг, в результате которого между селениями Нейлю и Работек совмещаются по простиранию верхний мел с конгломератами неогена и нижний мел с олигоценом. Направление сдвига северо-западное. Амплитуда смещения блоков в плане достигает 1500 м. Южнее Акджара имеется еще один сдвиг, переместивший толщи палеогена почти на 100 м к северу. Кроме того, Н. А. Кудрявцев (1932) отмечает в районе Акджар—Хочильбор продольный надвиг, установленный им по исчезновению из разреза целого ряда стратиграфических горизонтов общей мощностью до 1000 м, с плоскостью смещения, падающей под небольшим углом на юг. Второй продольный надвиг с юга на север Н. А. Кудрявцев отмечает к северу от Каратагдарьи на северном крыле

описываемой складки; в результате этого надвига толща нижнего мела оказалась сдвоенной.

Антиклиналь 5, не доходя до Каратагдарьи, затухает, в связи с чем здесь происходит коленообразный заворот слоев и образование открытой к югу мульды и небольшой, поперечной к основной складке, антиклинали (у сел. Нохальбек), сложенной нижним мелом. Антиклиналь разбита по оси сбросом, опустившим западное ее крыло.

Западнее Каратагдарьи все эти тектонические нарушения и вторичные смятия исчезают, и в строении южного крыла основной складки южного склона Гиссарского хребта принимают участие все члены мезозойско-кайнозойского разреза, известные для Юго-Западного Таджикистана. Залегают они спокойно на размытой поверхности палеозоя.

Все крупные антиклинальные структуры, как видно из приведенного выше описания, разорваны и надвинуты друг на друга в южном направлении. Встречаются, однако, менее крупные надвиги, плоскости которых падают к югу. К таким нарушениям относится надвиг по р. Себора, по которому с юга на мезо-кайнозой района Симиганч и Лошхарф произошло надвигание палеозойских пород. Такое же направление имеет надвиг западного конца Джанбулакской антиклинали на Зеварскую синклиналь.

Будучи тесно связанными с процессами складкообразования, надвиги приурочиваются к моменту предельно сильных напряжений и, развиваясь по ослабленным крыльям структур, вызывают нередко дополнительное смятие слоев.

Наиболее молодыми альпийскими дислокациями являются сбросы, пользующиеся весьма широким распространением. Большинство из них ориентировано поперек к основным простираниям альпийских складок и сопровождающих их надвигов. Амплитуды перемещений по сбросам в ряде случаев (бассейн р. Джурыз) достигают значительных величин. Нередко сбросы приобретают характер тектонических линий регионального значения.

Плоскости сбросовых трещин как правило вертикальные, часто сопровождаются зонами брекчий. Иногда они отклоняются от вертикального положения в ту или другую сторону на 10—15°. В этих случаях линии разрывов обнаруживают склонность к плавному изгибанию по простиранию.

Вертикальные движения по разрывам сопровождались нередко явлениями сдвига. В ряде мест можно отчетливо наблюдать смещение сбросо-сдвигами складок и надвигов. Явлениями сдвига можно, по-видимому, объяснить также ступенчатое (в плане) расположение выходов молодых отложений вдоль их контакта с палеозоем.

Сбросо-сдвиги, подобно надвигам, вызывают иногда дополнительное смятие мезозойско-третичных пород, выражающееся главным образом в смятии и опрокидывании слоев в направлении перемещения блоков.

На южном склоне Гиссарского хребта отмечаются еще более молодые сбросы меридионального простирания. Они пересекают обычно разломы первой генерации и обладают, в противоположность рассмотренным выше сбросам, небольшими амплитудами перемещения. Часто к местам пересечения ими других разрывов бывают приурочены серные и термальные источники. По-видимому, этот же возраст имеют сбросы, встречающиеся на многих месторождениях, где они разбивают на ряд разобщенных блоков рудные тела.

К зонам широкого распространения сбросов того и другого типов обычно приурочены наиболее сильные сейсмические проявления. По долине р. Ясман у Хаита в результате пересечения двух параллельных сбросов северо-западного простирания (первой генерации), ориентированных в направлении от Хаита к верховьям рр. Ясман и Камароу, двумя другими сбросами меридионального направления образовался крупный тектонический блок, оказавшийся ослабленным участком земной коры, по которому, согласно А. В. Григорьеву, и устремились, сейсмические волны, вызвавшие, в частности, Хаитское землетрясение 1949 г.

Хребет Петра Первого

Для складок, слагающих хр. Петра Первого, характерны веерообразная форма и большая амплитуда вертикальных поднятий. Некоторые из них протягиваются на большие расстояния, заполняя весь бассейн р. Яксу, доходя до Аму-Дарьи, другие быстро затухают и за пределы хребта не выходят; наконец, третьи протягиваются в район верхнего течения р. Вахш, где они разветвляются на ряд новых складок, заполняющих всю западную часть Таджикской депрессии.

Узкая полоса мезозойских-палеогеновых отложений, расположенная между массивами Каратегинского хребта и Дарваза, к западу от р. Муксу, слагает поднятый до 6 км хр. Петра Первого. В основании мезозоя здесь залегает континентальная юра; морская юра отсутствует.

Гребень хр. Петра Первого в восточной его части слагается крупной антиклинальной складкой — Шаклысуйской (антиклиналь 1), протягивающейся в направлении запад-юго-запад. Свод складки широкий, северное крыло пологое, слегка волнистое, южное — крутое. Река Шаклысу, размывая по оси эту складку, обнажает палеозойские породы, слагающие ее ядро. Не доходя до устья р. Зарзамин (приток р. Шаклысу) складка резко погружается и, переходя на южный склон хребта, затухает в песчаниках кирпично-красной свиты близ сел. Саят на р. Хингоу.

На северном крыле Шаклысуйской антиклинали вблизи ее резкого погружения в серых и малиновых глинах палеогена зарождается новая антиклиналь (ант. 9) небольшой амплитуды, протягивающаяся в том же направлении, что и Шаклысуйская и затухающая в конгломератах хингоуской свиты неогена близ р. Хингоу.

Восточнее р. Вайзрак северное крыло Шаклысуйской антиклинали разбито продольным сбросом-надвигом с плоскостью, падающей к юго-востоку, по которой на востоке происходит соприкосновение двух различных нижнемеловых толщ.

Западнее надвиг затухает и из под него начинает вырисовываться крупная синклиальная складка, сложенная сначала верхним мелом, а затем и палеогеном. В глинах палеогена, слагающих ядро синклинали, вблизи гребневой части хребта зарождается новая антиклиналь (ант. 7), переходящая на южный склон хребта. Очень постепенно погружаясь, складка протягивается далеко на юг вплоть до р. Аму-Дарьи. Между антиклиналями 9 и 7 на южном склоне хр. Петра Первого вырисовывается еще одна небольшая антиклиналь в конгломератах хингоуской свиты, имеющая незначительное протяжение.

К северу от антиклинали 7, среди верхнемеловых отложений, слагающих северное крыло основной синклинали, зарождается следующая складка (антиклиналь 6), имеющая ряд брахиантиклинальных вздутий. Перейдя на левый берег р. Хингоу, складка вскоре затухает.

На северном крыле основной синклинали, но уже значительно дальше к востоку от начала антиклинали 6, среди верхнемеловых отложений, появляется новая Нуранчская антиклиналь (ант. 5), представляющая на участке пер. Люлихарви-Камчирак водораздельную часть хребта. Подобно антиклинали 7, эта складка косо пересекает р. Хингоу и протягивается далеко на юго-восток. В пределах хребта Петра Первого она слагается главным образом отложениями мела. На северном ее крыле в районе сел. Дарайнушор, зарождается новая Яфучская антиклиналь (ант. 4), которая протягивается вдоль всего северного склона хребта. На западе замковая часть этой складки нарушена разрывом, по которому ее южное крыло надвинуто на северное, в том числе и на зарождающуюся на нем в районе Куглика новую Ортотскую антиклиналь (ант. 3). Плоскость разрыва в большинстве случаев падает под крутым углом на юго-восток, но местами имеет противоположное падение.

Нижнемеловая толща, слагающая западный конец хр. Петра Первого, на продолжении Ортотской антиклинали волнисто изогнута и образует ряд брахиантиклинальных вздутий. Во многих местах эти вздутия размыты до гипсоносной толщи верхней юры.

К северу от Ортотской антиклинали в районе г. Гарм располагается синклинали, ядро которой сложено осадками верхнего мела. На северном крыле этой синклинали на правом берегу р. Сурхоб, у г. Гарма, нижний мел, согласно перекрытый верхним мелом, трансгрессивно залегает на палеозое Гиссарского хребта. Южное крыло синклинали местами пересечено разломом, по плоскости которого верхний мел соприкасается местами с нижним мелом и гипсоносной толщей верхней юры.

Восточнее контакт мезозойских толщ, слагающих хр. Петра Первого, с палеозойскими отложениями скрыт под наносами широкой долины р. Сурхоб. На левом берегу здесь обнажаются нижнемеловые отложения, а на правом — палеозойские толщи.

К югу от Шаклысуйской антиклинали располагается сильно сжатая синклинали, в ядре которой обнажаются верхнемеловые отложения. Крутое юго-восточное крыло этой синклинали ложится непосредственно на палеозой Дарваза с падением на северо-северо-запад. В основании мезозоя здесь залегает юрская континентальная толща. На всем участке от пер. Гарданикафтар до р. Хингоу залегание нормальное. Тектоническое несогласие появляется значительно дальше на востоке, где пермские отложения оказываются надвинутыми сначала на нижний, а затем на верхний мел. Аналогичная картина наблюдается также южнее р. Хингоу.

Простираение альпийских тектонических элементов на участке Гарданикафтар—Хингоу вполне соответствует простиранию верхнепалеозойских тектонических элементов. Юго-западнее р. Хингоу намечается расхождение направлений простирания этих элементов, вследствие чего по контакту мезо-кайнозоя и верхнего палеозоя, начиная от р. Хингоу к югу, зарождается крупная зона разломов. Так, у р. Хингоу встречаются разрывы, падающие на юго-восток и характеризующиеся небольшой амплитудой перемещения блоков.

Юрская и нижнемеловая толщи, протягивающиеся от пер. Гарданикафтар к сел. Гоу, уходят далее к пер. Гарданку, причем углы падения в этом направлении становятся все круче и, наконец, у перевала принимают даже обратное, юго-восточное падение. Еще далее к юго-западу юрская толща, а затем и нижнемеловая выпадают из разреза, срезаясь надвигом палеозоя Дарваза; амплитуда надвига здесь увеличивается.

Два разлома отмечаются в бассейне Сарыоб, причем амплитуда их к югу увеличивается. Еще юго-западнее продолжением этих разломов является мощная ветвящаяся серия сбросов, сильно усложняющая залегание мезозойских свит по долине рр. Обиравнуо и Обиниоу. Эта зона нарушений может быть названа дарвазской.

Юго-Восточная часть депрессии (бассейн р. Яхсу)

Этот район целиком соответствует контурам неогеновой Яхсуйской передовой депрессии, сложенной почти целиком третичными конгломератами. Морские мезо-кайнозойские толщи обнажаются только на ее периферии. Третичные отложения собраны в широкие и пологие синклинальные складки и узкие антиклинали, протягивающиеся на большие расстояния. Центральная часть описываемого района слагается антиклинальной складкой (Ховалингской), начинающейся в хр. Петра Первого (антиклиналь 5). К западу от нее протягивается параллельно ей антиклиналь 12, зарождающаяся в кирпично-красной свите, слагающей ядро синклинали, расположенной между антиклиналями 5 и 4, как раз в осевой ее части, примерно на широте $38^{\circ}40'$. На участке Балджуан—Кызылмазар по оси этой складки проходит р. Кызылсу. Последняя вскрывает на этом участке ядро, сложенное здесь хингоуской свитой. Углы падения крыльев колеблются от 40 до 80° . К востоку от антиклинали 5 протягивается антиклиналь 7 (Кулябская), также зарождающаяся в хр. Петра Первого. Восточное крыло этой антиклинали падает под углом 70° , а западное под углом 30° . Шарниры всех трех антиклиналей полого погружаются к югу.

В южном конце междуречья, на продолжении Ховалингской антиклинали, в области сплошного развития третичных и четвертичных отложений располагается г. Ходжасартис, сложенная в основном гипсом и солью. Южнее, на левом берегу р. Яхсу, в 22 км от г. Куляб, возвышается вторая куполообразная г. Ходжамумын, также сложенная солью и гипсом.

Эти возвышенности рассматриваются большинством геологов, как соляные купола диапирового характера, причем предполагается, что корни этих соляных куполов связаны с верхнеюрскими отложениями.

Бассейн верхнего течения р. Вахш

В строении бассейна верхнего течения р. Вахш в пределах Таджикской депрессии принимают участие преимущественно меловые отложения, третичные имеют значительно меньшее распространение. Наиболее крупные складки располагаются на востоке района. Большинство из них разорвано по шарнирам надвигами, причем плоскости последних падают к юго-востоку, хотя наблюдается опрокидывание складок и в противоположном направлении. Для данного района характерно наличие трех узлов развития складок. Первый расположен в районе г. Оби — Гарм, второй в районе Файзабада и третий в районе Нурека, от которого отходят складки, располагающиеся в бассейне нижнего течения р. Вахш.

Хребт Петра Первого орографически кончается у слияния рр. Сурхоб и Хиңгоу, но геологически он продолжается далее, пересекает р. Хиңгоу и протягивается вдоль р. Вахш, занимая левый ее берег от устья Хиңгоу до устья р. Обигарм. На этом участке он носит название Вахшского гребня.

Яфучская антиклиналь (ант. 4), принимающая участие в строении хр. Петра Первого, а также синклиналь, расположенная к северу от нее (Бионская), пересекают р. Хингоу к северу от Яфуча и слагают левый борт Вахша. У сел. Комоли шарнир Бионской синклинали вздымается, и она усложняется двумя вторичными складками, опрокинутыми на юго-восток. Южнее сел. Вион шарнир основной Бионской синклинали начинает погружаться, вторичные складки затухают, и только западная из них протягивается далее на юг в виде г-образного изогнутия западного крыла синклинали до сел. Арзиль. Еще южнее это изогнутие превращается в антиклиналь (ант. 14), протягивающуюся до Кунгурта. В ядре этой складки обнажается верхний мел. Переходя на левый борт р. Таирсу, Кунгурская антиклиналь протягивается на юг до параллели Куляба, где она скрывается под отложениями кулябской свиты. В хр. Джиланытау обнажается лишь восточное крыло этой складки, западнее же крыло скрыто под наносами Таирсу.

У сел. Вион осевая часть Бионской синклинали слагается палеогеном, а южнее, в связи с отклонением к югу Яфучской антиклинали, синклиналь расширяется, и в ее строении начинают принимать участие третичные красноцветные отложения. Последние, будучи малоустойчивыми к процессам денудации, сильно разрушились, и в результате от Вахшского гребня отделились новые горы Хазретиша, образованные южным окончанием Яфучской антиклинали. У сел. Вион эта антиклиналь несимметрична. Западное крыло значительно положе восточного. Южнее у сел. Сурбион складка становится симметричной, вместе с тем шарнир ее начинает погружаться, а основание сужается. У Большедуана в ее строении принимают участие лишь третичные толщи. Южнее она вылаживается и затухает.

Северное крыло Бионской синклинали в пределах Вахшского гребня сложено нижним мелом и верхнеюрской гипсоносной толщей, образующими так называемую Вахшскую моноклиналь (ант. 13), которая по тектоническому контакту ложится на мощную толщу неогеновых конгломератов, песчаников и глин, слагающих северные подножья хребта. Взаимоотношение этой толщи неогена с палеозоем Гиссарского хребта неясно, так как контакты закрыты мощным плащом четвертичных отложений р. Вахш. По данным И. Е. Губина (1940), неоген соприкасается с палеозоем Гиссарского хребта по тектоническому контакту (надвику), что, однако, требует подтверждения.

Вблизи устья р. Обигарм из под надвига Вахшской моноклинали (Вахшский разрыв) появляется, по данным И. Е. Губина, нижнемеловая толща, падающая также моноклинально к юго-востоку. К юго-западу эта толща увеличивается в мощности и в месте входа р. Вахш в узкое ущелье она переходит по простиранию на правый борт и дальше принимает участие в строении хр. Сурхку (Ионахская моноклиналь). На участке перехода моноклинально падающей на юго-восток толщи нижнего мела (антиклиналь 15) на правый берег из под нее по разрыву выходит сильно сокращенная по мощности верхнемеловая толща, которая несколько дальше к юго-западу имеет явно синклинальное строение (Гашионская синклиналь), причем шарнир складки к юго-западу все больше погружается и в строении ее ядра начинают принимать участие осадки палеогена. На правом берегу р. Вахш верхнемеловая толща северного крыла этой синклинали нормально сменяется нижнемеловой, слагающей здесь антиклиналь Сурхку (антиклиналь 16) и Форрухскую моноклиналь (антиклиналь 17), разделенные неглубокой высокоподнятой

синклиналию. Нижнемеловая толща, слагающая эти складки, по простиранию на левом берегу р. Вахш не обнажается, будучи размыта и перекрыта четвертичными наносами.

Обе складки опрокинуты слегка на северо-запад. Северная из них (Форрухская), сложенная нижним мелом, на востоке, по данным И. Е. Губина (1941), по крутому разрыву соприкасается с гранитами Гиссарского хребта. Немного западнее из-под надвига появляются известняки палеогена, также по тектоническому контакту соприкасающиеся с гранитами. Очевидно, эти известняки принадлежат синклинали (Обичушонской), протягивающейся севернее Форрухской антиклинали, так как далее к западу верхнемеловая толща в водораздельном гребне

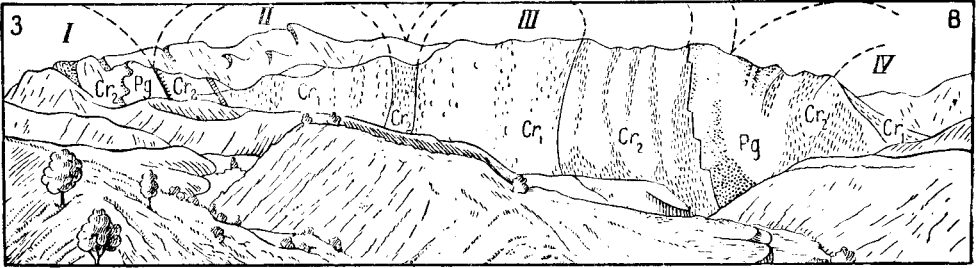


Рис. 82. Надвиг Тегакской антиклинали у Мазарэмира.

С полевой зарисовки А. Р. Бурачека

I—антиклиналь Сурхку (16); II—антиклиналь Ионахская (15); III—антиклиналь Тегакская (Джуручская) (18); IV—антиклиналь Джангоуская (19)

между р. Обигарм и саем Обичушон образует синклиналию. В северном крыле верхний мел согласно переходит в нижнемеловую толщу, залегающую уже нормально на гранитах, а южное крыло по разрыву перекрывается нижнемеловыми песчаниками Форрухской антиклинали. Еще далее к западу разрыв затухает и вскоре Форрухская антиклиналь вместе с Обичушонской синклиналию срезаются под косым углом долиной р. Иляк. Надвиг Форрухской антиклинали на Обичушонскую синклиналию, по мнению И. Е. Губина, является северной ветвью Вахшского разрыва.

Южная антиклиналь Сурхку (антиклиналь 16) на востоке приурочена к гребневой части хребта того же наименования. Здесь на нижнемеловые отложения ее южного крыла надвинута по средней ветви Вахшского разрыва нижнемеловая толща Ионахшской моноклинали (антиклиналь 15). Около сел. Паскуль из-под надвига выходят отложения алайского яруса палеогена, слагающие ядро Гашионской синклинали. Средняя ветвь Вахшского надвига (Ионахшская моноклиналь) срезает различные горизонты Гашионской синклинали. В районе сел. Ионахш по плоскости надвига обнажается гипсоносная толща юры, слагающая ядро складки. Примерно у сел. Дигмай появляется северо-западное крыло Ионахшской моноклинали, амплитуда надвига уменьшается и разрыв вскоре вовсе затухает. Вместе с тем резко затухает и Ионахшская антиклиналь (ант. 15). На юго-восточном ее крыле в районе сел. Согли в нижнемеловой толще зарождается еще одна антиклинальная складка — Тегакская (ант. 18), на всем своем протяжении разорванная по оси и надвинутая на Ионахшскую антиклиналь (рис. 82), а после ее затухания — на южное окончание антиклинали Сурхку (ант. 16а).

Подойдя к р. Вахш у Туткаульской петли, Тегакская моноклиналиль срезается долиной р. Вахш. По всей вероятности, продолжением ее является антиклиналь, слагающая хр. Санглак на левом берегу р. Вахш. Имея сначала юго-западное простирание, складка эта на меридиане Ну-река начинает принимать меридиональное, а затем даже юго-юго-восточное простирание. В северной своей части Санглакская антиклиналь имеет веерообразную форму, на параллели сел. Туткаул она опрокинута на восток (отсюда и дугообразное простирание складки), а южнее она становится равноклонной. Примерно на параллели южного конца складки шарнир Санглакской антиклинали вздымается, после чего резко погружается и складка сужается. Южный конец складки слагает горы Каракыз (антиклиналь 26), сложенные кирпично-красной свитой.

На северо-востоке вблизи устья саев Паскуль и Ионахш на левом берегу р. Вахш, на нижнемеловых отложениях антиклинали Ионахш, падающих круто на юго-восток, залегает сдвоенная верхнемеловая толща (Фарко-Джуручская синклинали). На нее надвинуты по южной ветви Вахшского разрыва около устья сая Ионахш нижнемеловые песчаники Вахшской моноклинали (антиклиналь 13). Этот надвиг имеет здесь небольшую амплитуду и постепенно затухает.

К юго-западу шарнир Фарко-Джуручской синклинали погружается, ось выпрямляется, складка расширяется и в строении ее начинают принимать участие палеогеновые отложения. Вблизи широты Туткаула шарнир синклинали испытывает вздымание. У сел. Джуруч верхний мел, слагающий здесь ядро, периклинально замыкается. К югу от Пулисангинского моста шарнир складки снова погружается, в ее строении опять начинают принимать участие верхнемеловые толщи. Здесь эта синклинали носит название Кызойской. У сел. Туткаул, в соответствии с погружением шарнира Джангоуской антиклинали (антиклиналь 19), Кызойская синклинали затухает и сливаясь с Вионской синклиналию образует мульду; разделяющую Санглакскую (18а) и Гулизинданскую (13б) антиклинали.

Река Вахш пересекает северо-восточный конец Фарко-Джуручской синклинали под косым углом. Близ устья сая Гашион южная ветвь Вахшского надвига затухает, появляется второе (западное) крыло Вахшской моноклинали (антиклиналь 13а).

Примерно у сел. Кассетараш Вахшская антиклиналь (антиклиналь 13) разветвляется: восточная Гулизинданская антиклиналь (антиклиналь 13б) служит непосредственным продолжением Вахшской, а Джангоуская антиклиналь (антиклиналь 19) является западной ее ветвью. Последняя у северного конца опрокинута на юго-восток; южнее она имеет веерообразное строение. На перевале Мауляк ось складки испытывает некоторое вздымание шарнира, после чего резко погружается и близ Туткаула складка затухает. Периклинальная часть складки у Туткаула сложена палеогеном. Гулизинданская антиклиналь в северной части опрокинута на запад, в результате в надвинутом крыле наблюдается срезание ряда горизонтов и верхний мел западного крыла ложится на неоген, слагающий ядро синклинали Шалипая. Близ Ходжанур нижний мел ядра складки скрывается на глубине, осевая плоскость складки выпрямляется, разрыв затухает. Южнее осевая плоскость снова наклоняется, но уже на восток.

Синклинали Шалипая, разделяющая антиклинали 19 и 13б, имеет сложное строение; ее крылья сильно сжаты и в значительной мере срезаны опрокидывающимися на нее с запада и востока антиклиналями;

в результате различные горизонты нижнего и верхнего мела здесь приведены в соприкосновение с песчаниками кирпично-красной свиты. Начиная от Кассатараша до сел. Толкеш по оси синклинали течет р. Вахна. У сел. Толкеш, где Джангоуская антиклиналь (антиклиналь 19) резко погружается, синклиналь Шалипая затухает, переходя в открытую на юг мульду, ограниченную Гулизиьданской (антиклиналь 13б) и Санглакской (антиклиналь 19а) антиклиналями, сложенными в основном кирпично-красной свитой. Река Вахш у сел. Толкеш резко поворачивает к западу, окаймляя погружающийся конец Джангоуской антиклинали, и далее мимо сел. Туткаул устремляется по Кызойской синклинали к северу, образуя так называемую Туткаульскую петлю.

Нижнемеловая толща антиклинали Сурхку (антиклиналь 16) слагает в основном северный склон хребта того же наименования. В районе сел. Сериздор, в долине р. Иляк, имеются выходы верхнемеловой толщи, очевидно относящиеся к ядру Обичушонской синклинали, описанной в районе г. Оби-Гарм. Севернее снова появляется нижнемеловая толща, нормально налегающая с падением на юго-восток на палеозойскую толщу Гиссарского хребта.

В районе сел. Чува и Майдан шарнир антиклинали Сурхку погружается; в результате здесь образуется синклинальный прогиб поперечного к основной складке простираения. По оси антиклинали на всем протяжении хребта проходит разрыв (средняя ветвь Вахшского разрыва), по которому на нее надвинута Ионахшская моноклиналь (антиклиналь 15). В районе сел. Турсав направление этого разрыва несколько отклоняется к северу от оси антиклинали Сурхку, которая не только сохраняет свое юго-западное направление, но даже постепенно приобретает южное падение. Вследствие этого у сел. Турсав появляется сводовая ее часть, сложенная нижним мелом. Разрыв здесь проходит уже по северному крылу антиклинали. Нижнемеловые отложения, обнажающиеся к северу от разрыва, представлены верхними горизонтами разреза, образующими ряд сравнительно пологих складок. Слои, примыкающие к разрыву, имеют крутое, местами опрокинутое падение.

У селений Дишо и Хинг сохранились оба крыла антиклинали Сурхку. Здесь отмечается особенно резкий поворот простираения складки, которое южнее становится почти меридиональным. В ядре складки обнажаются породы нижнего мела. Далее к югу складка становится симметричной с падением крыльев под углом 45° .

У Нурека шарнир складки резко погружается. У сел. Турсав из под разрыва, секущего антиклиналь Сурхку и отклоняющегося здесь к западу от направления оси этой складки, появляется новая антиклиналь — Кафдонская (антиклиналь 21), которая протягивается в широтном направлении. Почти на всем своем протяжении она опрокинута на северо-запад. Юго-западный конец складки скрывается под наносами Яванской долины. В средней части Кафдонская антиклиналь разорвана по замку и надвинута на южное крыло следующей к северу Тианской антиклинали (антиклиналь 20), в результате чего нижний мел, слагающий ядро описываемой складки, ложится на палеоген южного крыла Тианской антиклинали.

Синклиналь (Хингская), разделяющая антиклинали Ходжаманор (антиклиналь 16а) и Кафдона (антиклиналь 21), в северо-восточной части очень узка и опрокинута на северо-запад. К северу от сел. Хинг наблюдается сдвоенный разрез нижнего мела. Южнее, между двумя толщами нижнего мела, появляются пласты сеномана, свидетельствующие

о существовании здесь надвига. К юго-западу от сел. Хинг шарнир синклинали погружается, складка расширяется и снова принимает веерообразную форму; в ядре ее появляется кирпичная свита. Еще далее к юго-западу в средней ее части зарождается новая антиклинальная складка, получившая название Каратауской (антиклиналь 22). Она протягивается по правобережью р. Вахш от Лянгара до г. Курган-Тюбе. Южнее ось ее погружается и она скрывается под четвертичными наносами. Часть Хингской синклинали (восточная ветвь) на участке Лянгар-Бигарак скрыта под надвигом Санглакской (антиклиналь 18а) и Сарсарякской (антиклиналь 16а) антиклиналей на Каратаускую (антиклиналь 22) складку. Западная ветвь Хингской синклинали зажата между антиклиналями Каратау (антиклиналь 22) и Кафдон (антиклиналь 21). В ядре ее обнажена кирпично-красная свита, пласты которой стоят на головах. К югу от сел. Самбур она скрывается под наносами Яванской долины.

Третья складка, отделяющаяся от антиклинали Сурхку, носит название Тианской (антиклиналь 20). Севернее ее крыло почти нацело срезано эрозией. Падение южного крыла $35-40^\circ$. В ядре ее обнажен нижний мел. Близ города Файзабад севернее свода этой складки сохранились верхнемеловые известняки, представляющие собой остаток синклинали (Илякской), закрытой почти целиком наносами р. Иляк. Тианская антиклиналь здесь разорвана по замку, и нижний мел ее ядра надвинут на верхний мел, слагающий ядро Илякской синклинали. Очевидно, к этой синклинали относятся небольшие выходы меловых отложений, известные в долине р. Иляк у сел. Дубеда и около Обигарма к северу от антиклинали 17.

Синклиналь, разделяющая антиклинали Кафдон (антиклиналь 21) и Тианскую (антиклиналь 20) сохранились только у восточного и западного концов, на всем остальном протяжении она срезана надвинувшейся на нее Кафдонской антиклиналью.

На западе нижнемеловая толща Кафдонской моноклинали (северное крыло Хингской синклинали), нормально падая к югу, ложится сначала на известняки алайского яруса, а затем на палеоцен-датские известняки, принадлежащие южному крылу Тианской антиклинали. К западу от автомобильного тракта последние принимают сначала северное (опрокидывание Тианской антиклинали к югу), а затем южное падение (опрокидывание на 180°), образуя ложную антиклинальную складку, на которую надвинуты нижнемеловые слои Кафдонской моноклинали.

Сангпарский район, отделяющий верховья р. Яван от долины р. Иляк, характеризуется тем, что ряд складок, протягивающихся сюда с востока из междуречья Вахш — Иляк с простиранием, близким к широтному, резко меняет его на юго-западное и даже меридиональное. Кроме того, здесь зарождается ряд складок, протягивающихся затем к юго-западу и занимающих междуречье Яван — Кафирниган.

Для Сангпарского района характерно проявление движений, противоположно направленных. Наряду с надвигами, направленными к северо-западу, характерными для восточных частей Таджикской депрессии (к востоку от р. Яван), здесь встречаются надвиги, направленные к юго-востоку, что является характерным для западной части депрессии. Основная орографическая единица района — Сангпарский хребет, слагается в основном нижнемеловой толщей, стоящей на голове и принадлежащей южному крылу Сангпарской антиклинальной складки (антиклиналь 32). Складка эта разбита продольным, круто падающим сбросом, по которому юрская гипсоносная толща ее ядра приведена в соприкос-

новение с нижнемеловыми песчаниками южного крыла. В то же время складка опрокидывается к югу, в результате чего на северо-востоке нижнемеловая толща (ее ядро), а западнее различные горизонты верхнемеловой толщи южного ее крыла, находящиеся в опрокинутом залегании, по тектоническому контакту ложатся сначала на нижнемеловую толщу южного крыла следующей к югу Тианской антиклинали (антиклиналь 20), а на юго-западе — на гипсоносную юрскую толщу ядра последней (рис. 83). Эта толща, в свою очередь, надвинута на южное крыло той же Тианской антиклинали, сложенной здесь верхнемеловыми отложениями, а затем еще далее к юго-западу — на палеоцен-датские известняки, которые под влиянием надвига Кафдонской антиклинали (антиклиналь 21) опрокинуты на 180° и образуют ложную антиклинальную складку, отмеченную при описании Тианской антиклинали.

В районе сел. Калтакуль из-под Кафдонского надвига появляется небольшая антиклиналь Чаррогинская (антиклиналь 34), сложенная здесь сенонскими отложениями.

На юго-западе, на участке Чапсоли—Чаррога, под надвигом опрокинутой к югу Сангпарской антиклинали

вскрывается ядро Тианской антиклинали (антиклиналь 20), сложенное верхнеюрской гипсоносной толщей, а сенонские слои Сангпарской антиклинали полого налегают на палеоцен-датские известняки западного крыла Чаррогинской антиклинали, начинающейся на южном крыле Тианской антиклинали. К югу от Чаррога все коренные породы скрыты под лёссовидной толщей верховий долины р. Яван.

Верхнеюрская толща, слагающая северный склон Сангпарского хребта, зажата между двумя продольными разрывами типа надвига, оказалась выжатой вверх у сел. Сангпар и образовала здесь куполообразное вздутие.

Толща нижнего мела, верхнего мела и палеогена, слагающая безымянную гряду к западу от сел. Шур, принадлежит западному крылу Каршитауской антиклинали (антиклиналь 41), которая слагает хребет того же названия в междуречье Яван—Кафирниган, а разрыв, по которому толща, слагающие безымянную гряду, соприкасаются с верхнеюрской толщей у сел. Шур, является продолжением надвига Каршитауской складки на Северо-Ренганскую (антиклиналь 33а). Верхнеюрская толща, обнажающаяся у сел. Шур, по-видимому, принадлежит ядру последней складки. Все более молодые толщи этой складки здесь срезаны надвигами как с севера, так и с юга. К югу от южного надвига располагается ряд структур, вытянутых в юго-западном направлении; северо-восточные их концы срезаны указанным надвигом. Так, к югу от сел. Шур располагается небольшая высоко поднятая брахиантиклиналь (антиклиналь 35), которая к юго-западу резко затухает. Юго-восточное полого падающее

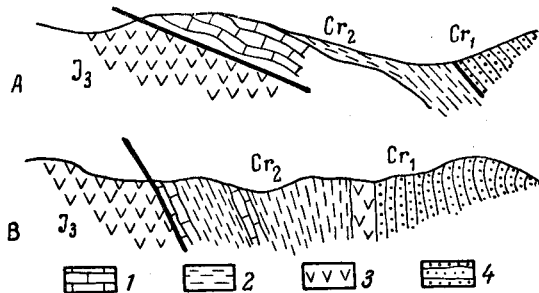


Рис. 83. Надвиг опрокинутого крыла Сангпарской антиклинали на верхнеюрские отложения ядра Тианской антиклинали (20).

А—к западу от сел. Кызылбулак; Б—у Сангпара Южного. Составил П. К. Чихачев

1—известняки верхнего мела; 2—глинистые сланцы верхнего мела; 3—гипсоносные глины и гипс верхней юры и нижнего мела; 4—песчаники нижнего мела

ее крыло переходит в синклиналь, которая в свою очередь, сменяется новой антиклиналью Гилякской (антиклиналь 36). К востоку близ сел. Хокмаля появляется новая складка Хокмалинская (антиклиналь 37), меридионального простирания. К югу шарнир этой складки погружается и она меняет свое простирание на юго-западное. В саяе, проходящем восточнее сел. Чокагир, на восточном крыле Хокмалинской антиклинали обнажаются верхи верхнего мела. На западном крыле, около сел. Хокмаля, можно видеть г-образное изогнутие, которое к юго-востоку от Гиляка переходит в узкую, высоко поднятую Чимчихийскую синклиналь (рис. 84), отделяющую Хокмалинскую антиклиналь от следующей к западу Гилякской антиклинали. На восточном крыле Хокмалинской анти-

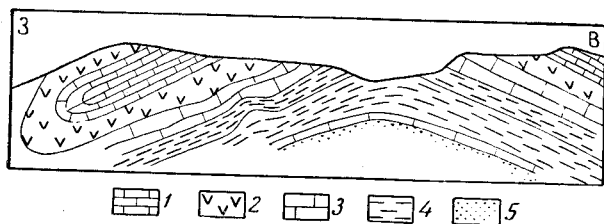


Рис. 84. Северный конец Хокмалинской антиклинали (37) и Чимчихийская синклиналь. По П. К. Чихачеву 1—палеоцен-датские известняки; 2—гипс датского яруса; 3—известняки верхнего мела; 4—глинистые сланцы верхнего мела; 5—песчаники нижнего мела

клинали в районе сел. Хокмаля начинает формироваться Аубетская синклиналь, отделяющая Хокмалинскую антиклиналь от следующей к востоку Ходжа-Абдуллаакинской (ант. 38).

Аубетская синклиналь у северного своего конца высоко поднята и на широте сел. Хокмаля кажется правиль-

ной складкой; в ядре ее здесь залегает палеоцен-датская известняковая толща. К югу шарнир складки погружается и складка опрокидывается к западу. На широте сел. Яланчинор синклиналь очень узкая, оба ее крыла падают к северо-западу, в ядре складки вскрыты палеоцен-датские известняки. На широте Дарайбета синклиналь быстро расширяется, шарнир ее резко погружается; в ее ядре обнажены третичные конгломераты, залегающие почти горизонтально на различных горизонтах палеогена, слагающих эту синклиналь.

Вблизи сел. Джарбулак, несколько севернее его, Хокмалинская антиклиналь пересекается по замку продольным разрывом, по которому палеоцен-датские известняки, а местами и сенонская толща северо-восточного крыла этой антиклинали, надвигаются на третичную конгломератовую толщу, слагающую в этом месте ядро Аубетской синклинали, которая разделяет Хокмалинскую антиклиналь от Ходжа-Абдуллаакинской. В районе сел. Чинор из-под этого надвига появляется новая антиклинальная складка (антиклиналь 39). У северо-восточного своего конца она сложена палеогеном.

Возле сел. Чинор (северо-восточный конец складки) палеоцен-датские известняки северо-западного крыла Хокмалинской антиклинали (антиклиналь 37) оказались надвинутыми (рис. 85) на палеоген этой новой Чинорской антиклинали (антиклиналь 39). К юго-западу шарнир складки поднимается и на поверхности обнажается сенонская известняково-глинистая толща, на которую надвинута также верхнесенонская толща, но принадлежащая северо-западному крылу Хокмалинской антиклинали (рис. 86). Вдоль юго-восточного крыла Чинорской антиклинали также проходит линия разрыва, по которой палеоген, а затем и сенонские известняки соприкасаются с кирпично-красной свитой и несогласно покрывающими ее третичными конгломератами, слагающими ядро Аубетской

синклинали. Галька конгломератов преимущественно мезозойская. Залегают они почти горизонтально, тогда как кирпично-красная свита дислоцирована сильнее.

Осевая плоскость Чимчихилийской синклинали, разделяющая Хокмалинскую и Гилякскую антиклинали, у северо-восточного своего конца опрокинута на юго-восток, к юго-западу она выпрямляется и вскоре затухает.

Как было указано выше, нижнемеловая толща Сангпарской антиклинали (антиклиналь 32) к западу от сел. Сангпар меняет свое простирание на юго-западное. У сел. Яланчинор она опрокинута на юго-восток. Здесь сохранилось не только восточное ее крыло, но и западное. Последнее сложено полной серией верхнего мела, падающей на северо-запад. К югу от сел. Яланчинор Сангпарская антиклиналь дает начало двум антиклиналям. Из них западная (антиклиналь 38) слагает гору Ходжа-Абдуллаака, восточная— хр. Джатымтау (антиклиналь 40). Северо-западное крыло Сангпарской антиклинали переходит в западное крыло Ходжа-Абдуллаакинской, при

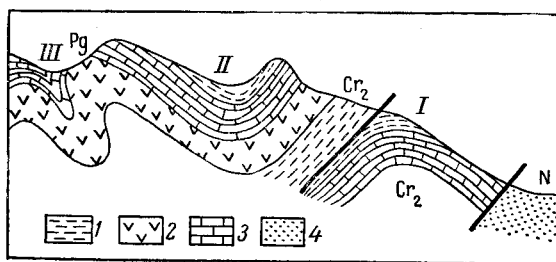


Рис. 85. Надвиг Хокмалинской антиклинали и вторичные складки в западном крыле этой структуры. Составил П. К. Чихачев

1—глины; 2—гипс; 3—известняки; 4—песчаник. I—Чанорская антиклиналь; II—Чимчихилийская синклинали; III—небольшая вторичная синклинали

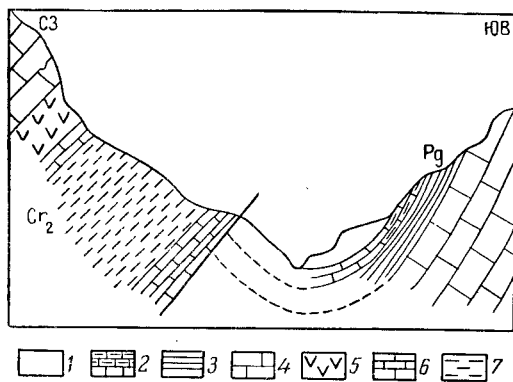


Рис. 86. Надвиг северо-западного крыла Хокмалинской антиклинали у сел. Чинор. Составил П. К. Чихачев

1—осыпь; 2—известняки палеогена; 3—глины палеогена; 4—палеоцен-датские известняки; 5—гипс датского яруса; 6—известняки верхнего мела; 7—глины верхнего мела

Ходжа-Абдуллаакинская антиклиналь выпрямляется и даже несколько опрокидывается на юго-восток; вместе с тем она резко погружается и вблизи сел. Тойкара замыкается. Гора Ходжа-Абдуллаака сложена палеоцен-датскими известняками, у сел Тойкара обнажаются палеогеновые слои, замыкающие складку. К югу от сел. Аубет палеогеновые слои перекрываются верхнетретичными конгломератами, залегающими на них с угловым несогласием.

этом западное падение пластов верхнего мела, слагающих это крыло, сменяется юго-восточным, вследствие опрокидывания складки. В связи с опрокидыванием антиклинали на юго-запад она рассекается продольным разрывом, по которому палеоцен-датские известняки (свита А палеогена) западного крыла Сангпарской антиклинали, находящиеся в опрокинутом залегании и падающие круто на юго-восток, у сел. Аубет и севернее налегают на третичные конгломераты, слагающие ядро Аубетской синклинали.

У наивысшей точки хребта—горы Ходжа-Абдуллаака—

Ходжаабдуллаакинская антиклиналь у места ее появления (к югу от сел. Яланчинор) разбивается, кроме указанного выше, еще одним крупным разрывом, типа надвига. Вдоль этого надвига сначала выпадает ряд горизонтов нижнего мела, а южнее верхнемеловая толща западного крыла следующей к востоку Джетымтауской антиклинали (антиклиналь 40) ложится по плоскости, падающей к юго-западу, на различные горизонты верхнего мела северного конца Ходжаабдуллаакинской антиклинали. К югу разрыв этот затухает, и у сел. Сериздор начинает вырисовываться синклиналь, отделяющая Ходжа-Абдуллаакинскую антиклиналь от Джетымтауской. Шарнир этой синклинали, в связи с затуханием Ходжа-Абдуллаакинской антиклинали, по направлению к юго-западу погружается и синклиналь сужается, а затем у сел. Таудара затухает.

Джетымтауская антиклиналь у северного своего конца (к югу от Ялаччинора) имеет веерообразную форму. Верхнемеловые толщи западного и восточного крыльев этой складки падают по направлению к оси. С востока и запада она ограничена разрывами. Западный разрыв, описанный выше, у Сериздора затухает; в то же время складка опрокидывается на юго-восток. Восточный разрыв, наоборот, к югу имеет большую амплитуду и прослеживается на протяжении всей антиклинали, обуславливая моноклинальное строение.

Среднее течение р. Вахш (между Нурекской и Курган-Тюбинскими петлями)

Санглакский хребет берет свое начало у Нурекской петли р. Вахш, на левом ее берегу, и слагается антиклинальной складкой (антиклиналь 18а), которая является, по всей вероятности, продолжением Тегакской антиклинали (антиклиналь 18). Имея вначале юго-западное простирание, складка эта на параллели сел. Туткаул принимает меридиональное, а затем юго-юго-восточное направление. В северной своей части она имеет веерообразную форму, а в южной — простую симметричную. Приблизительно на параллели южного конца Гулизинданской складки шарнир описываемой складки поднимается, после чего круто погружается, скрываясь в четвертичных наносах. На участке Лянгар-Чанор Санглакская антиклиналь (антиклиналь 18а) опрокинута на запад, что вызвало надвижение слагающих ее нижнемеловых слоев на неоген следующей к западу Каратауской (антиклиналь 22) складки.

Приблизительно на параллели Туткаула из-под упомянутого надвига появляется новая антиклинальная складка (антиклиналь 16а), образующая хребет Сарсаряк. Эта складка является, по всей вероятности, продолжением Ходжаманорской антиклинали (антиклиналь 16а). Сарсарякский же надвиг, по-видимому, служит продолжением Тегакского (см. описание структур верховий р. Вахш).

Антиклиналь Сарсаряк опрокинута на запад и северный ее конец на Каратаускую антиклиналь (антиклиналь 22), скрывая под собой восточную ветвь Хингской синклинали. Не доходя до сел. Сангтуда, антиклиналь круто погружается, но шарнир ее намечается еще к югу выходами палеогена на протяжении нескольких километров. Севернее сел. Багарак из-под Сарсарякского надвига появляется новая антиклиналь (антиклиналь 23).

Пересекая Сангтудинскую петлю Вахша, антиклиналь 23 хорошо прослеживается в горах Кызсайган, затем, вторично пересекая реку, она выявляется в горах Огулсайган, которые отделяются узким ущельем от

своего южного продолжения—гор Табакчи, где наблюдается та же антиклиналь (рис. 87). В северной своей трети эта антиклиналь опрокинута на запад, в средней части (Кызсайган и Огулсайган) на восток, а в южной — имеет веерообразное строение, хотя наклонена больше на запад. Только в самом южном конце оба крыла ее выпрямляются и она затухает в районе родников Чайкильды. На всем своем протяжении антиклиналь сложена верхне-меловыми и третичными отложениями. Синклиналь между этой складкой и Сарсаряком, в месте своего появления (на севере) сильно сжата. На уровне южного конца Сарсаряка она пережата и имеет веерообразную форму, а дальше к югу скрыта под четвертичными наносами. Эта синклиналь сложена третичными отложениями.

Синклиналь, отделяющая антиклиналь Кызсайган от Каратау (антиклиналь 22), выходя из-под Сарсарякского надвига, также сильно сжата и опрокинута на запад. К югу она выпрямляется, но даже в месте погружения под четвертичные наносы Курган-Тюбинской долины имеет падение крыльев до 70° . Сложена она третичными отложениями.

Правый борт среднего течения р. Вахш занят хребтом Каратау, южный конец которого обрывается долиной р. Вахш в том месте, где она делает петлю у г. Курган-Тюбе. Этот хребет образован антиклинальной складкой (антиклиналь 166), зародившейся в центральной части Хингской синклинали (см. описание структур бассейна верхнего течения р. Вахш).

У северного конца Каратауская антиклиналь, сложенная кирпично-красной свитой, сильно сжата. К юго-западу шарнир ее быстро вздымается и в строении

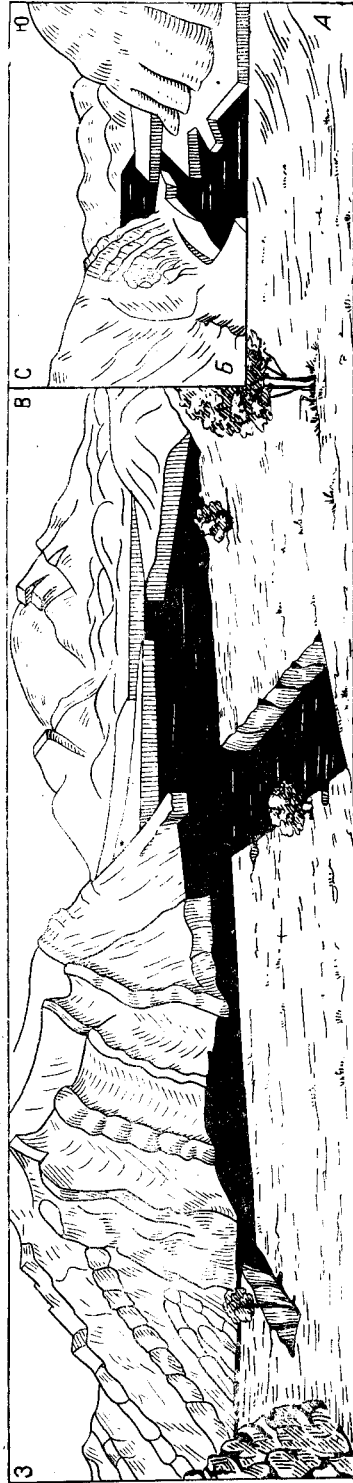


Рис. 87. Южное Сангтудинское ущелье, пересекающее складку хребта Кызсайган (р. Вахш)

А — вид с южной стороны. На заднем плане южный конец хр. Сарсаряк. Прямоугольный затон на переднем плане образован в месте размытого рекой сузакского го-
ризонта; слева его ограничивают известняки бухарского, справа — алыйского ярусов.

Рисунок А. Р. Бурачека

Б — вид с хр. Каратау. Полевой зарисовке И. А. Юшина

ее начинают принимать участие все более низкие горизонты мезо-кайнозойской толщи. Вместе с тем юго-западное направление складки постепенно меняется почти на меридиональное и она опрокидывается на запад, в сторону Яванской долины. Западное крыло здесь скрыто под наносами Яванской долины, возможно, что оно оборвано разрывом.

Междуречье Таурсу—Вахи

В строении этого района принимают участие главным образом складки, протягивающиеся сюда с северо-востока из бассейна верхнего течения р. Вахш и с северо-запада. Все они имеют здесь меридиональное направление. По мере движения к югу разрывы, осложняющие складки, затухают, складки принимают простую симметричную форму и выполаживаются. Вместе с тем появляется ряд новых складок, обычно незначительного протяжения, выраженных особенно на юге невысокими, разбросанными среди равнинных пространств, горками. Как правило эти складки простые, слагаются они преимущественно третичными отложениями. В северной части района строение складок более сложное, в сложении их участвуют и меловые породы.

К югу от Санглака из-под покрова четвертичных отложений поднимается антиклинальная возвышенность Аксуяк (антиклиналь 25), сложенная на всем своем протяжении третичными отложениями. Строение антиклинали правильное — с падением крыльев к западу и востоку под углом 20° . Ось складки проходит по западному склону гряды. На севере складка размыта и закрыта четвертичными отложениями, на юге — она постепенно затухает. Возможно, что эта антиклиналь является непосредственным продолжением Санглакской антиклинали (18а).

Южнее, непосредственно к западу от нижнего течения р. Кызылсу, располагается Каратауская антиклиналь, слагающая меридионально вытянутый хребет Каратау (антиклиналь 26). В сводовой части складки обнажаются верхи палеогена. Антиклиналь несимметрична и наклонена на восток. Ферганские и сузакские слои на восточном крыле имеют обратное падение к западу под углом в 60° . Угол падения пород на западном крыле антиклинали достигает 35° . К югу от вершины Астана ось складки погружается. Продолжение ее намечается до самого Пянджа в неогеновых песчано-глинистых свитах, где углы падения достигают 35° .

Западнее гряды Каратау возвышается также меридионально вытянутый хребет, северный конец которого носит название Чалтау, а южный Тереклитау. Антиклиналь 24 этого хребта начинается у сел. Найзабулак в кирпично-красной свите, слагающей ядро синклинали, отделяющей Санглакскую антиклиналь (антиклиналь 18а) от Сарсарякской (антиклиналь 16б). В месте поднятия оси складки располагается большая возвышенность, сложенная палеогеном и верхним мелом. Южнее параллели Джуркуль ось складки ныряет и затем круто вздымается, образуя высокий гребень Чалтау. Здесь антиклиналь сложена верхним мелом, а полоса третичных пород окаймляет ее по крыльям. К югу отсюда ось складки постепенно погружается и она выражена в районе менее высоким гребнем с перевалами Чалтау, Башбулак, Ташрабат, сложенными третичными отложениями. Меловые породы выходят только кое-где по оврагам. Падение крыльев в северной оконечности Чалтау до 40° , в районе же названных перевалов не превышает 30° . К югу от Ташрабата ось складки снова поднимается, образуя высокий меловой гребень Тереклитау, абсолютные высоты которого достигают 1700 м. Как и в северном конце Чалтау, ферганский и сузакский горизонты здесь смыты и

выходы их сохраняются лишь у подошвы возвышенности. Гребень сложен гипсоносными известняками, подстилающими сузакский ярус. Поднявшись на наибольшую высоту, ось складки к югу круто погружается под углом в 30° .

Лаурская синклиналь, отделяющая Аксуяк от Чалтау, имеет правильную форму с крыльями полого падающими к замку. К югу от Аксуяк все пространство между Чалтау и Таирсу занято неогеном. Однако коренные выходы здесь редки и строение этой синклинали неясно. Южнее выходы коренных пород совсем не наблюдаются.

К западу от южного конца Тереклитау располагается брахиантиклинальная складка Аллатак (антиклиналь 27). Ось ее вытянута в направлении с северо-востока на юго-запад. Падение пород в северной части возвышенности около 25° , в южном конце — до 32° . Восточное крыло, обращенное к Тереклитау, более крутое чем западное, но разница в углах падения не превышает 5° . На большей части своего протяжения гребень сложен известняками, подстилающими сузакский ярус.

Ташрабатская синклиналь между антиклиналью Чалтау (антиклиналь 24) и южным концом Сарсарьякской антиклинали сложена также третичными отложениями. В своем северном конце она имеет нормальное падение крыльев к оси под углом 30° . На уровне южного конца Сарсарьяка западное ее крыло опрокидывается, приобретая обратное падение к западу, под углом 45° . К югу от широты южного конца Сарсарьяка складка скрыта под четвертичным покровом. Мощный покров лёссовидных пород не дает возможности выяснить строение холмистой равнины, расположенной к западу от Алатау, и возвышенности Акбашдыр. К северу последняя переходит в возвышенность Кызылтумшук, получившую свое название от красного цвета склонов, сложенных третичными песчаниками кирпично-красной свиты и галечниками плиоцена. Эта гряда представляет собой антиклинальную складку (антиклиналь 29) с падением крыльев до 45° . Абсолютная высота не превышает 600 м.

Среди расположенной к западу от этой гряды аллювиальной равнины поднимается меридионально вытянутая возвышенность Карабара. Она представляет собой восточное крыло меридиональной складки (антиклиналь 28), сложенное неогеновыми песчаниками и галечниками. Углы падения достигают 48° . Абсолютные высоты не превышают 430 м. К югу от Карабара, у самого Пянджа поднимается небольшая антиклиналь Карадум (антиклиналь 30), сложенная красноцветной свитой неогена, сильно гипсоносной и значительно засоленной в этом месте. Углы падения не превышают 15° . Абсолютные высоты возвышенности, образованной этой антиклиналью, едва достигают 335 м.

Крайняя к западу возвышенность описанного водораздела располагается в месте слияния Вахша с Пянджем и носит название Бурютау. Ее абсолютные высоты достигают 640 м. Она сложена известняками, подстилающими сузакский ярус, собранными в пологую антиклинальную складку (ант. 31). Выходы сузакских и алайских слоев всюду закрыты элювиальными отложениями. Падение известняков в крыльях антиклинали до 19° . Пяндж сечет антиклиналь Бурютау вкрест ее оси.

Междуречье Яван—Кафирниган

Пучок складок, зарождающийся в Сангапарском районе, заполняет все междуречье Яван—Кафирниган, слагая располагающиеся четыре гряды — Джетымтау, Южный Ренган, Северный Ренган, Каршитау. Все

эти складки разорваны по оси и надвинуты одна на другую в юго-восточном направлении. Подвинутые восточные крылья большей частью скрываются под надвинутыми толщами. Наиболее древней, выходящей на дневную поверхность, является гипсоносная толща верхней юры.

Антиклинальная складка (антиклиналь 40), слагающая хр. Джетымтау, является непосредственным продолжением Сантпарской антиклинали (антиклиналь 39). Начиная от южного конца г. Ходжаабдуллажа она опрокинута на юго-восток. Восточное ее крыло сохранилось только от сел. Нарык, на всем остальном протяжении оно скрыто под наносами р. Яван. По всей вероятности, антиклиналь разорвана по замку.

Южный ренган и его продолжение—Даганакиикские горы—слагается антиклинальной складкой (антиклиналь 37а), являющейся непосредственным продолжением Хокмалинской антиклинали. Почти на всем протяжении этих гор складка разорвана по замку; обнажаются только самые верхние горизонты верхнего мела. Более низкие горизонты, включая нижний мел, обнажаются только к югу, в южной части гор Даганакиик. Продолжением гор Южного Ренгана и Даганакиикских гор являются горы Аруктау (см. описание бассейна нижнего течения р. Вахш). Северный Ренган образован антиклинальной складкой (антиклиналь 33а) разорванной по замку и надвинутой на западное крыло Южноренганской антиклинали (37а). Продолжением гор Северного Ренгана является хр. Гарданиушти.

Хребт Гарданиушти слагается антиклинальной складкой, разорванной по замку и надвинутой на западное крыло Даганакиикской антиклинали. Северный конец этой складки к западу от сел. Караманды образует куполообразное вздутие, несколько вытянутое в широтном направлении. Это вздутие обрывается разрывом, по которому произошло его надвигание на южный конец Североренганской антиклинали, где отмечается в связи с этим ряд мелких складок. К северу надвиг быстро затухает и в кирпично-красной свите уже прослеживается. К югу указанное вздутие выволаживается, и складка опять приобретает характер моноклинали, надвинутой на Даганакиикскую антиклиналь. Этот надвиг является непосредственным продолжением надвига Североренганской антиклинали на Южноренганскую.

Антиклинальная складка (ант. 50) хр. Каршитау опрокинута на юго-восток и надвинута на западное крыло антиклинальной складки хребта Гарданиушти—Северный Ренган. С запада на Каршитаускую антиклиналь надвинуто западное крыло антиклинальной складки хр. Бабатаг.

Южнее сел. Шурианбаш ось Каршитауской антиклинали погружается и складка затухает. В западном ее крыле породы падают под углом 50—70°. В северной части хребта восточное крыло складки закрыто покровом четвертичных отложений. У сел. Акбулак оно находится в опрокинутах залегании, причем туронские отложения здесь срезаются и сенонанские ложатся на сенонские. В районе сел. Шуриан складка имеет вид флексуры с пологим западным крылом и крутопадающим восточным (рис. 88). В обоих крыльях складки верхние горизонты разреза представлены отложениями палеогена. Местами эрозий обнажены нижнемеловые слои, слагающие ядро складки. В большинстве же случаев перегибы замка складки слагаются верхнемеловой толщей. У сел. Тутбулак на западном склоне Каршитау можно наблюдать местное нарушение, по плоскости которого известняки алайского яруса, падающие здесь полого на запад, соприкасаются с крутопадающими слоями кирпично-красной свиты. Восточный склон Каршитау представляет собой сводовую часть

складки, на которую и надвинуто восточное крыло этой же структуры, сложенное в основном верхним мелом. В районе сел. Тургак, на юго-восточном склоне хр. Каршитау, наблюдается серия разрывов второго по-

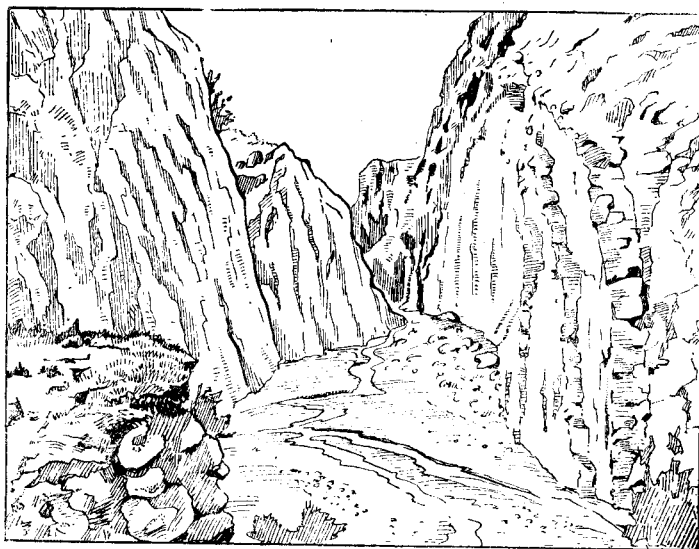


Рис. 88. Восточное крыло Каршитауской антиклинали к западу от сел. Шуриан. Обнажаются палеоцен-датские известняки. По фото П. К. Чихачева

рядка, сопряженных, видимо, с основным надвигом. Близ с. Шурианбаш основной надвиг Каршитауской антиклинали на Северорентганскую складку затухает и постепенно переходит в отчетливо выраженную флексуру.

Междуречье нижних течений рр. Вахш и Кафирниган

Некоторые антиклинальные складки, слагающие междуречье Яван—Кафирниган, протягиваются в этот район, имея почти меридиональное простирание. Наиболее сложное строение имеет протягивающаяся сюда Гарданиуштинская антиклиналь, от которой ответвляется ряд новых складок, иногда нарушенных надвигами. В гряде Ходжаказиан отмечаются вертикальные сбросы, обычно отсутствующие в других районах.

На правом берегу р. Вахш располагается возвышенность Аруктау, являющаяся продолжением Даганакиикской горной гряды, от которой она отделена сквозным ущельем Ганджина. Горы Аруктау представляют собой правильную меридионального простирания антиклинальную складку с куполообразным сводом в районе г. Клелеку, расположенную на западном крыле Даганакиикской складки. Угол падения ее крыльев достигает 35° . Свод антиклинали сложен известняками алайского яруса палеогена, перекрытыми фосфоритонесными глинами сузакской толщи.

К востоку от Аруктау палеоцен-датские известняки образуют небольшую антиклинальную складку (антиклиналь 49) меридионального простирания, также зарождающуюся на западном крыле Даганакиикской антиклинали. Угол падения крыльев этой складки $40-50^\circ$. Восточнее располагается вторая антиклиналь (50), параллельная антикли-

нали 49, являющаяся непосредственным продолжением Даганакиикской антиклинали. В ее строении принимают участие палеоцен-датские известняки и верхнемеловые отложения. Складка эта разорвана продольным разрывом, в результате чего все толщи, слагающие ее, надвинуты у подножья гряды на неогеновые отложения антиклинали 51. На юге все эти складки размыты р. Вахш и проследить их окончание невозможно.

Несколько южнее сел. Шуриан хр. Гарданиушти, обладающий узким водораздельным гребнем, переходит в широкую горную гряду, которая носит название гор Актау, протягивающихся в меридиональном направлении к западу от гор Аруктау. Крупная антиклинальная складка (антиклиналь 43) горы Актау расположена на западном крыле Гарданиуштинской антиклинали (антиклиналь 42), несколько севернее широты сел. Шуриан. На широте перевала Ходжабахоб антиклиналь

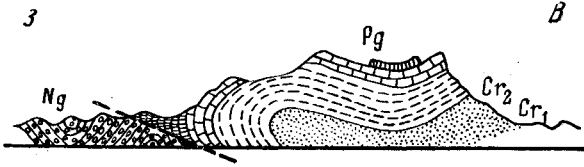


Рис. 89. Разрез через северную часть Актауской антиклинали у пер. Ходжабахоб. Составил П. К. Чичачев

опрокинута на запад и усложнена разрывом небольшой амплитуды, быстро затухающим на юге (рис. 89).

Синклиальная складка, отделяющая Актаускую антиклиналь от Гарданиуштинской, на севере имеет асимметричное строение: восточное крыло

ее более пологое (25°), западное более крутое (45°), в ядре складки обнажены отложения палеогена. К югу шарнир складки поднимается, в связи с чем на широте перевала Ходжабахоб в ядре ее появляются верхнемеловые отложения.

Южнее урочища Келентшты горы Актау по орографическим особенностям и характеру геологического строения делятся на две части — западную и восточную. Западная часть представляет собой слабо расчлененное плато, шириной около 3 км, сложенное в основном палеоцен-датской толщей, слагающей сводовую часть сундучной антиклинали (антиклиналь 43), осложненную мелкими складками второго порядка. Вдоль восточного крыла складки проходит разрыв, по которому верхние горизонты нижнемеловой толщи, слагающей ядро антиклинали, надвинуты на опрокинутые верхнемеловые слои восточного крыла антиклинали. Восточная часть гор Актау слагается палеоцен-датской толщей ядра описанной выше синклинали, разделяющей Актаускую и Гарданиуштинскую складки. Возможно, что здесь имеется ряд сильно сжатых складок, разорванных и надвинутых друг на друга. В одну из этих складок (антиклиналь 44) переходит Гарданиуштинская антиклиналь.

В районе сел. Аксу наблюдается продольный надвиг, пересекающий Гарданиуштинскую антиклиналь примерно по ее оси. Южнее Шаритуза Гарданиуштинская складка сливается с антиклиналью 44. К Гарданиуштинскому надвику здесь примыкает под острым углом второй разрыв. Между этими нарушениями располагается толща, принадлежащая западному крылу новой — Шаритуской антиклинали (антиклиналь 45). С запада на нее надвинуты сначала нижнемеловые, а затем верхнемеловые отложения Гарданиуштинской антиклинали. По восточной ветви Гарданиуштинского надвига верхнемеловая толща, а местами и палеоцен-датская толща Шаритуской антиклинали, надвинуты на неогено-

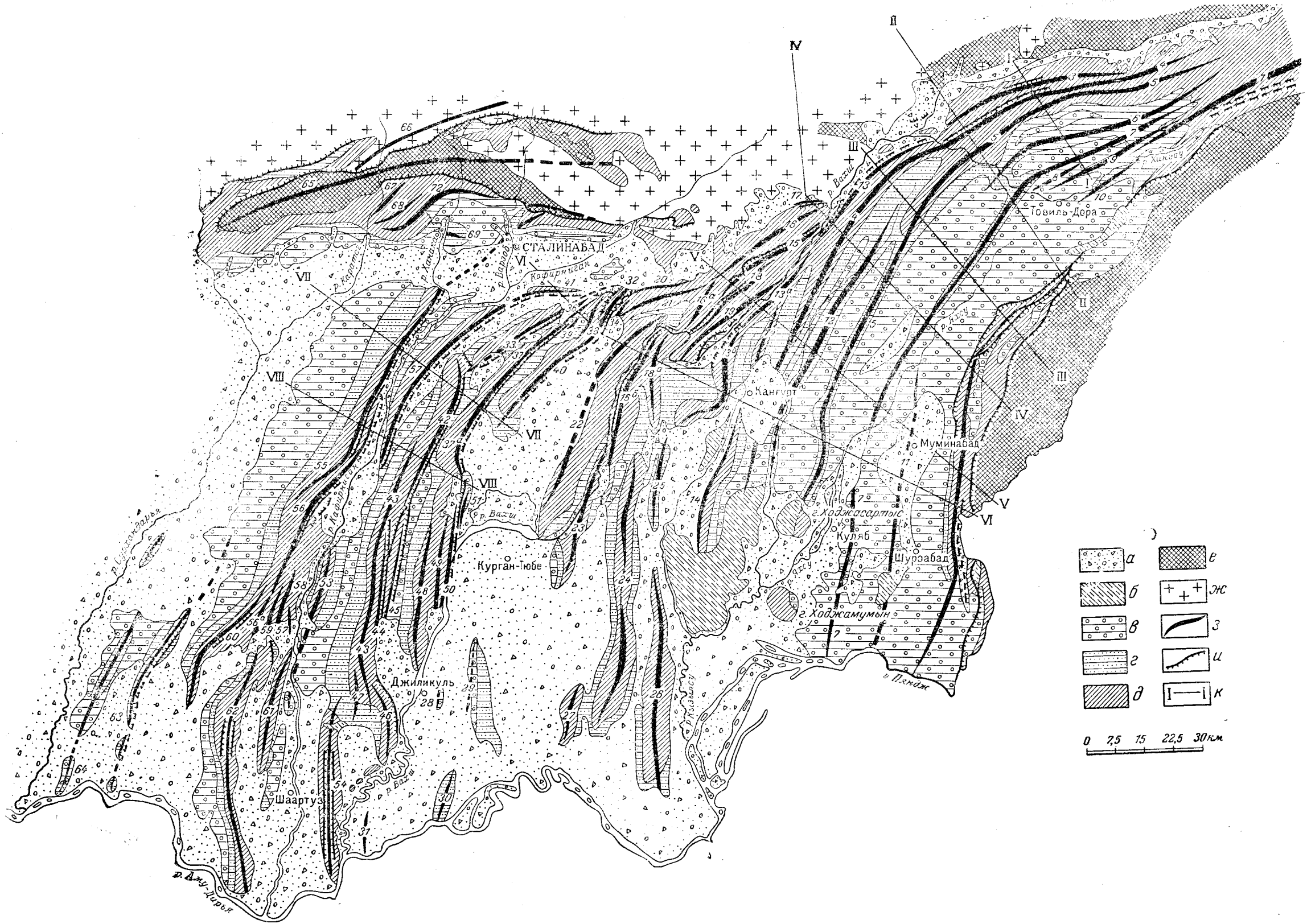


Рис. 74. Схема распространения тектонических элементов Таджикской депрессии.

Составил П. К. Чихачев с использованием материалов Б. А. Борнемана, А. Р. Бурачека, И. Е. Губина

а—четвертичные отложения; **б**—кулябская свита; **в**—неогеновые отложения; **г**—кирпично-красная свита; **д**—мезозойские и морские палеогеновые отложения; **е**—палеозойские отложения; **ж**—изверженные породы; **з**—оси антиклиналей; **и**—линии надвигов и сбросов; **к**—линии разрывов (см. рис. 75 и 76). Арабские цифры на рисунке—нумерация антиклиналей, приведенная в тексте.

вые отложения, слагающие западное крыло Аруктауской антиклинали (антиклиналь 48).

На широте г. Курган-Тюбе из-под западной ветви Гарданиуштинского надвига появляются палеогеновые, а затем и неогеновые отложения ядра синклинали, разделяющей окончание Гарданиуштинской антиклинали от Шаритузской. У южного конца гор Актау обе ветви Гарданиуштинского надвига сливаются в одну линию. Плато западной части гор Актау к югу становится ниже и сильно суживается. Вместе с тем, западное крыло Актауской антиклинали круто падает на запад.

Непосредственно к югу от гор Актау и к востоку от северной части хр. Ходжаказиан расположены горы Кызимчек. Они протягиваются в меридиональном направлении вдоль правого борта р. Вахш на расстояние около 20 км. В строении этой возвышенности принимают участие две параллельные антиклинали, разделенные пологой синклиалью. Западная — Кызимчекская антиклиналь (антиклиналь 43а) является непосредственным продолжением Актауской (антиклиналь 43). Восточная — Дандончиканская складка (антиклиналь 46) разорвана по замку надвигом, по которому палеоген, слагающий эту складку, надвинут на отложения неогена. Проследить эту складку на севере не удается. Там, где Актауская антиклиналь делает коленообразный изгиб, переходя в Кызимчекскую, на западном ее крыле появляется новая складка (антиклиналь 47), к югу резко затухающая.

В междуречье низовьев Кафирнигана и Вахша, к югу от широты г. Кабадиан, простирается на 46 км скалистый пустынный хр. Ходжаказиан. Все формы рельефа этой горной гряды подчиняются особенностям ее геологического строения. Исключительная скалистость хребта объясняется огромной мощностью палеоцен-датских известняков и характером тектоники данного участка. В структурном отношении горы Ходжаказиан представляют собой антиклинальную складку (антиклиналь 54) меридионального простирания, усложненную серией разрывов, направленных преимущественно по простиранию толщ. На севере антиклиналь круто погружается, к югу погружение ее оси происходит постепенно. Радиальная дислокация особенно отчетливо выражена в горах Ходжаказиан к югу от широты сел. Тешикташ. Образование продольных депрессий, располагающихся на пониженных участках восточной и западной окраин хребта, очевидно связано с радиальными перемещениями, так как на бортах этих депрессий можно видеть зеркала скольжения, брекчии трения и отчетливые тектонические контакты верхнемеловых отложений с палеоцен-датскими известняками. Плоскости сбрасывателей наклонены под углами от 55 до 80°. Преобладают сбросы меридионального простирания, однако имеются и поперечные сбросы.

Горы Джетымтау отделены от хребта Ходжаказиан долиной, узкой на востоке и расширенной к западу. Долина выполнена древнечетвертичными отложениями (кулябской свитой).

На левом берегу р. Кафирниган, в 9 км от сел. Ишкабад, возвышается невысокая горная гряда Байрягатау, простирающаяся на 20 км. Средняя абсолютная высота гряды 1000 м. Относительное превышение ее гребня над долиной р. Кафирниган составляет 550 м. Горная гряда Байрягатау представляет собой антиклинальную складку (антиклиналь 61), опрокинутую на запад; свод ее сложен эоцен-датскими известняками. Известняки опрокинутого крыла падают на восток под углом около 50°, местами наблюдаются разрывы. В восточном, нормальном крыле известняки падают тоже на восток, но под углами от 0 до 30°. В подвернутой

части свода антиклинали можно местами наблюдать разрывы, имеющие узколокальное значение. Северный конец складки срезается р. Кафирниган и скрывается под наносами. На юге складка прослеживается в неогеновых отложениях до р. Кафирниган и переходит на правый ее берег.

Междуречье Кафирниган—Сурхан

Основной орографической единицей описываемого междуречья в северной части является хр. Бабатаг. Начинается он у сел. Гиссар, где довольно круто поднимается над Гиссарской долиной, протягиваясь затем на расстояние около 125 км на юго-запад. В пределы Таджикской ССР входит лишь северный его конец, а на юге только его отроги.

Хребет Бабатаг в структурном отношении представляет собой моноклиналную складку юго-западного простирания (антиклиналь 55). Складка эта нарушена по замку надвигом, причем западное ее крыло надвинуто на западное же крыло Каршитауской складки (антиклиналь 52). Линия надвига, приведшего в соприкосновение нижнемеловые гипсоносные глины Бабатага и неогеновые конгломераты Каршитау, проходит у самого подножья Бабатага.

Бабатагская антиклиналь, подходя к Гиссарской долине, несколько меняет простирание и испытывает некоторое погружение оси. На продолжении оси антиклинали на север, на южном склоне Гиссарского хребта у Тойкара расположена небольшая антиклинальная складка (антиклиналь 70), сложенная неогеном (см. описание структур южного склона Гиссарского хребта). Весьма возможно, что эта складка является непосредственным продолжением Бабатагской антиклинали.

Углы падения пород, слагающих северную часть хр. Бабатаг, при переходе от нижних горизонтов к верхним постепенно уменьшаются от 45 до 4°. Возможно, что это связано с совпадением во время процессов осадконакопления и складкообразования.

Линия надвига, проходящая у подошвы северного конца хр. Бабатаг, на широте сел. Мынбатман (территория Узбекской ССР) раздваивается. Одна ветвь продолжается вдоль подошвы хребта, другая отклоняется к западу и прослеживается до широты Ойбулака. Между двумя ветвями надвига залегает толща нижнего мела, перекрытая южнее отложениями верхнего мела. Залегание всей толщи меловых отложений моноклиналное с падением на запад под углом 35°. По восточной ветви надвига, проходящей у подошвы хребта, нижний мел указанной толщи налегает на неоген Каршитау, а по западной ветви верхний мел перекрывается нижним мелом Бабатагской и Каршитауской структур (рис. 90, 91). Протягиваясь к югу, эта складка слагает южную часть хр. Бабатаг (антиклиналь 56а), замещая собой погружающуюся у сел. Бабиचेку основную Бабатагскую антиклиналь.

К югу от родника Джиланбулак на восточном крыле Бабатагской антиклинали развивается ряд второстепенных складок, сложенных главным образом палеоцен-датской известняково-гипсовой толщей. В ядрах этих складок обнажаются пласты сенона. У родника Лалабулак на восточном крыле антиклинали 56а на территории Узбекской ССР появляются две новые складки (антиклинали 59 и 58).

На самом юге хр. Бабатаг кончается двумя отрогами; на территории Таджикистана располагается только восточный, более короткий отрог, который носит название Карсантау. Он сложен известняково-гипсовой толщей, собранной в антиклинальную складку (антиклиналь 56а). Склад-

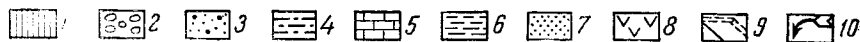
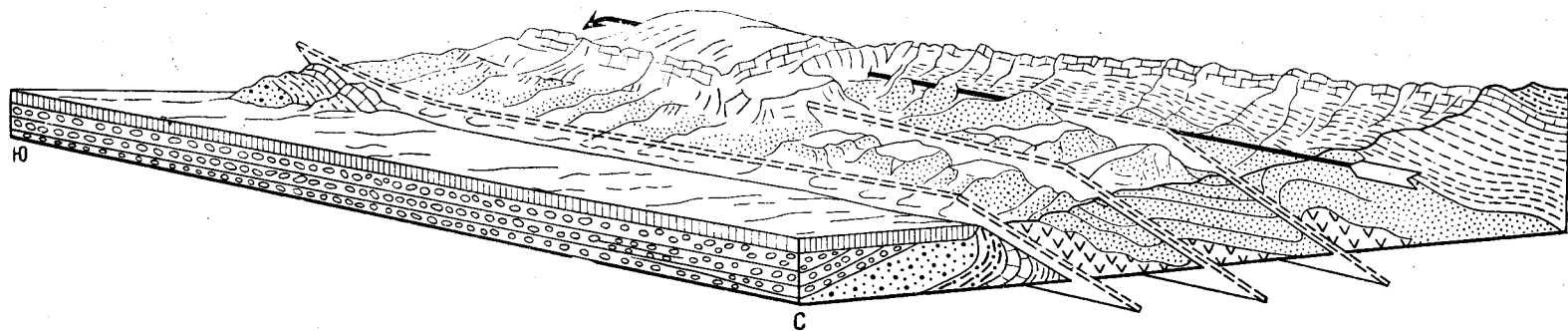


Рис. 90. Схема строения хр. Бабатаг. Составил А. Р. Бурачек

1—четвертичные отложения Q; 2—неогеновые отложения N₁; 3—кирпично-красная свита N₁—Pg₃; 4—палеогеновые отложения Pg; 5—палеоцен-датские известняки Pg—Cr₂; 6—верхнемеловые отложения Cr₂; 7—нижнемеловые отложения Cr₁; 8—верхнеюрская (соленосная) толща sJ₃; 9—плоскости надвигов; 10—ось антиклинали

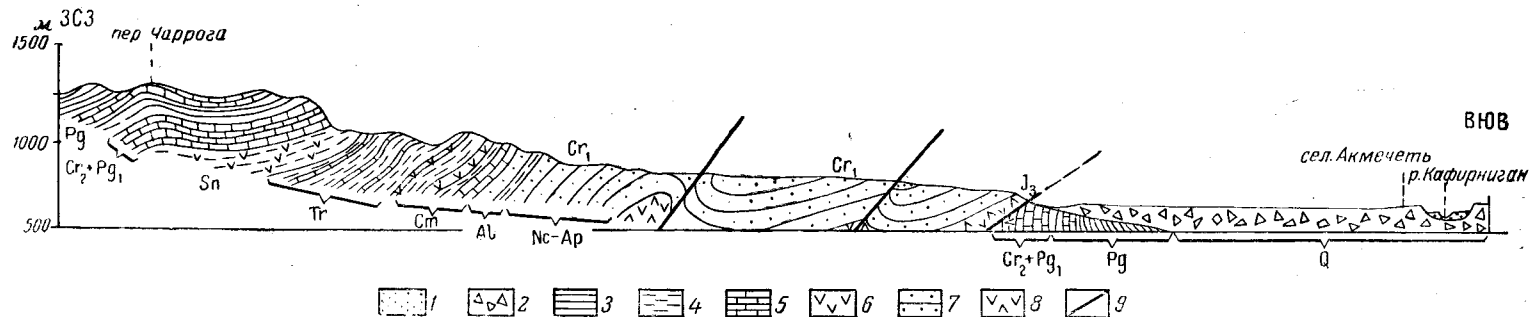


Рис. 91. Геологический разрез через восточный склон хр. Бабатаг у сел. Акмечеть. Составил А. Р. Бурачек

1—аллювий; 2—пролювий; 3—глины палеогена; 4—глины верхнего мела; 5—известняки верхнего мела и палеогена; 6—гипсы верхнего мела; 7—песчано-глинистые отложения нижнего мела; 8—гипсоносные отложения верхней юры; 9—разрывы

ка эта является продолжением антиклинали 56. На восточном крыле этой складки можно предполагать существование разрыва, относящегося, возможно, к группе лалабулакских разломов. Западный склон Карсантау сложен моноклинально падающими к западу пластами палеогена. Южнее родника Намазбулак признаки разрыва на восточном склоне хребта не наблюдаются, и Карсантау представляет собой нормальную антиклинальную складку, погружающуюся к югу с простиранием СВ 30°. У сел. Найзабулак складка замыкается.

Хребет Аруктау является самым восточным из хребтов, расположенных в южной части междуречья Кафирниган — Сурхан. Он вытянут в меридиональном направлении вдоль долины р. Кафирниган примерно на 35 км и имеет в плане почти правильную сигарообразную форму, несколько расширенную в средней части. В геологическом отношении хребет представляет собой антиклинальную складку (антиклиналь 61), осложненную синклинальными прогибами по оси и гофрировкой на крыльях. В строении ее принимают участие почти исключительно пласты палеоцен-датских известняков. Лишь в отдельных пунктах встречаются выходы сенона и палеогена.

К востоку от Аруктау имеются выходы конгломератов неогена. Пласты конгломератов образуют антиклиналь, являющуюся, видимо, южным продолжением антиклинали Байрягау (антиклиналь 53а). На западном крыле антиклинали пласты падают на запад, под углом свыше 30°, на восточном — на восток более полого.

К западу от северного конца Аруктау расположена гряда Устынгау. Она вытянута в меридиональном направлении и несколько изогнута, выпуклая ее сторона обращена на восток. На юге она представляет собой узкий гребень с крутыми, почти недоступными склонами. К северу гряда расширяется, образуя два несколько расходящихся к северу гребня. Гребни эти отклоняются к северо-северо-западу и заканчиваются, не доходя до восточного отрога Бабатага (Карсантау).

В структурном отношении Устынгау представляет собой косую антиклинальную складку (антиклиналь 62), наклоненную к востоку с погружающимся к югу шарниром. В северной половине возвышенности в ядре этой складки обнажаются отложения сенона. Остальная часть гряды сложена эоцен-датскими известняками.

Горы Туюнтау ограничивают с запада Бишкентскую долину. Они представляют собой кряж длиной около 55 км и шириной до 7 км, вытянутый в меридиональном направлении. Геологическое строение хребта сходно со строением Аруктау. Он также представляет собой антиклинальную складку (антиклиналь 61), сложенную в основном палеоцен-датской толщей. Отличие заключается в существовании двух продольных разрывов, проходящих в осевой части хребта. На севере, у колдца Тюякудук, где складка замыкается, на склонах хребта наблюдаются выходы палеогена.

ТЕКТОНИКА ЮГО-ВОСТОЧНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Общий очерк

По геологическому строению на Памире выделяются следующие три главные зоны: Северный Памир, Центральный Памир и Южный Памир (рис. 92). Это деление отражает киммерийско-альпийскую структуру Памира. В герцинском структурном плане ясно различаются только две зоны: Северный Памир, до широты р. Мургаб — Бартанг, и Южный Па-

мир. Средняя зона киммерийско-альпийской структуры (Центральный Памир) возникла на месте краевых сопредельных частей варисских зон.

Северный Памир. Сюда относится Заалайский хребет, восточная часть хребта Петра Первого, Дарваз, бассейн р. Муксу, бассейн озера Кара-Куль, кроме верховьев его южных притоков. Геологическим продолжением Северного Памира на восток и юго-восток являются хребет Кингтау, Кашгарский хребет и Куэнь-Лунь.

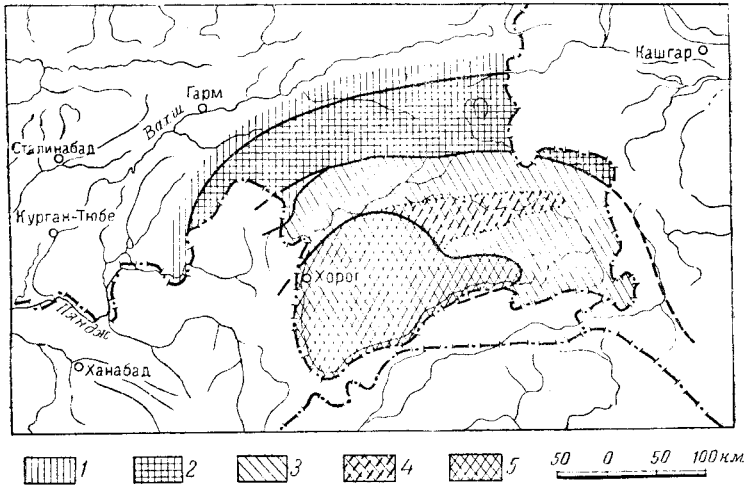


Рис. 92. Структурно-фациальные зоны Памира.
Составил П. Д. Виноградов

1—мезо-кайнозойские подзоны Северного Памира; 2—палеозойская подзона Северного Памира; 3—зона Центрального Памира; 4—северо-восточная оконечность зоны Южного Памира под покровом мезозойских отложений; 5—зона Южного Памира

В структурном отношении Северный Памир представляет собою антиклинорий, созданный варисской и альпийской складчатостями. Киммерийские движения были здесь весьма слабыми.

Центральный Памир. В состав зоны входят хребты Ванчский, Язгулемский, Музкол, Базардара, бассейны рр. Мургаб — Аксу (Юго-Восточный Памир). Продолжением этой зоны на юго-восток являются передовые хребты Каракорума.

В киммерийско-альпийской структуре Памира эта зона представляет собой весьма сложно построенный синклинорий, сильно сжатый в результате движения масс с севера и юга, со стороны соседних антиклинориев. Проявления варисской складчатости установлены только в северной части этой области. Киммерийская и альпийская складчатости были сильными.

Южный Памир. К этой зоне относится главным образом юго-западная часть Памира — хребты Рушанский, Шугнанский, Шахдаринский и Памирский (Аличурский). По своей структуре эта область вместе с ее юго-западным продолжением — хребтом Гиндукуш представляет собой антиклинорий, оформленный киммерийской и альпийской складчатостями. Проявления более древнего складкообразования не выяснены. В юго-восточной части Памира антиклинорий заканчивается погруже-

нием. Его северо-восточная оконечность окаймлена здесь верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями предыдущей зоны.

Границы между выделенными зонами большей частью условны и сопредельные части зон, как правило, образуют переходную область.

Северный Памир

Зона Северного Памира подразделяется на три подзоны. Это, во-первых, полоса мезо-кайнозойских отложений Заалайского хребта, хр. Петра Первого и Северо-Западного Дарваза, затем — широкая срединная полоса палеозойских отложений и, наконец, снова мезозойские отложения, окаймляющие с юга прерывистой полосой палеозойский массив Северного Памира. Последняя подзона тесно связана с зоной Центрального Памира и практически неотделима от нее. Взаиморасположение подзон обрисовывает в общих чертах антиклинальную структуру Северного Памира.

Северная мезо-кайнозойская подзона Памира и Дарваза

Южная граница подзоны проводится по линии контакта мезо-кайнозойских толщ. Ее северная граница с точностью не может быть установлена. Рассматриваемая подзона представляет собой в альпийской структуре переходную область между Северным Памиром и Южно-Гаджикской депрессией.

Осадочные толщи подзоны представлены всеми системами мезозоя и кайнозоя, развитыми, однако, неполно. Это преимущественно терригенные континентальные образования. Осадки триаса в крайней западной части подзоны (в Дарвазе) представлены морскими песчаниками и конгломератами мощностью до 600—800 м. В более восточных районах подзоны (в Заалайском хребте) к триасу относят мощную толщу (1700 м) конгломератов и эффузивных пород, содержащую в сланцевых прослоях верхних горизонтов триас-лейасовую флору. Юрские отложения представлены толщей песчано-глинистых пород речного или озерно-болотного происхождения мощностью до 1000 м, местами, в нижних горизонтах угленосной. Мощность меловых отложений — красноцветной толщи песчаников и сланцев и толщи морских и лагунных осадков — известняков, мергелей, глин, песчаников и гипсов — колеблется от 1800 м в восточной части подзоны до 2,5 км в Дарвазе. В разрезе третичных отложений также выделяются две части: нижняя — преимущественно морские маломощные отложения палеоцен—эоцен, сходные по составу с верхним мелом, и верхняя — мощная толща конгломератов и песчаников олигоцена и неогена. Суммарная мощность третичных отложений в Заалайском хребте достигает 3,5 км, в предгорьях Дарваза она превышает 6 км вследствие сильного увеличения мощности неогеновых конгломератов. Общая мощность мезо-кайнозойских отложений варьирует от 7,8 км в Заалайском хребте до 10,5 км в Дарвазе.

В осадочном комплексе мезо-кайнозоя морские отложения имеют весьма небольшую удельную вес. По отношению ко всей мощности мезо-кайнозоя они составляют не более 12—17%. Остальные 83—88% — это континентальные и лагунные, большей частью терригенные образования. Не менее половины всей мощности мезо-кайнозойского комплекса составляет толща неогеновых конгломератов.

Перерывы в толще осадков подзоны нередки и значительны. В Дарвазе отсутствуют частью нижний, весь средний и верхний отделы триаса. В ряде участков, например в бассейне р. Хингоу и в крайней восточной части подзоны, триасовые осадки отсутствуют полностью. Юрские отложения также полностью отсутствуют в восточной части подзоны. Вероятно, местами сокращенную мощность вследствие размыва имеют и третичные отложения.

Несогласия в толще мезо-кайнозойских отложений также встречаются нередко, но они обычно не имеют универсального значения для всей подзоны, ограничиваясь в своем площадном распространении сравнительно небольшими участками.

Несогласие между вулканогенно-конгломератовой толщей триаса и нижнепермскими отложениями в Заалайском хребте явилось результатом проявления одной из последних фаз варисской складчатости, имевшей важное значение для формирования структуры всего Северного Памира. Однако и эта фаза не была общей для всей подзоны. Она не затронула северо-западной части Дарваза, где нижнетриасовые осадки совершенно согласно и без перерыва залегают на известняках верхней перми.

Несогласие между юрскими отложениями и нижележащими толщами проявляется более или менее отчетливо только в Дарвазе, а в более восточной части подзоны, там, где осадки триаса и юры присутствуют, для этого момента не устанавливается даже и перерыва в образовании осадков. Между меловыми и юрскими отложениями несогласия не наблюдается, но в случае налегания меловых отложений на палеозой, как это имеет место в юго-восточной части Заалайского хребта, несогласие резко выражено.

В толще третичных отложений подзоны имеется несколько поверхностей несогласия. Первое из них отмечается в Заалайском хребте между морскими отложениями палеоцена — эоцена и континентальной толщей олигоцена. Второе несогласие, между отложениями палеогена и неогена, наблюдалось только в некоторых участках предгорий Дарваза. Оба указанных несогласия являются слабыми и имеют только местный характер. Разделенные ими толщи не обладают сколько-нибудь существенными различиями по сложности складчатой структуры.

Наиболее резкое несогласие наблюдается внутри нижней части толщи неогена. В Дарвазе оно разделяет два комплекса резко различных по своим структурным формам. К нижнему сложно складчатому комплексу относится нижняя (хингоуская) свита неогена и все более древние отложения мезо-кайнозоя. На этом комплексе с резким угловым несогласием залегают слабо дислоцированная толща дарвазских неогеновых конгломератов. В Заалайском хребте слабо дислоцированные неогеновые конгломераты области предгорий, относящиеся, по-видимому, к верхним горизонтам неогеновой толщи, налегают с несогласием на отложения олигоцена. С последними несколько восточнее (долина р. Кызыларт) тесно связана нижняя часть толщи неогеновых конгломератов, участвующая вместе с отложениями палеогена и мела в образовании опрокинутых изоклинальных складок и надвигов. Очевидно здесь, как и в Дарвазе, главную фазу альпийского складкообразования составляют движения, проявившиеся в середине или в первой половине неогеновой эпохи. Эта фаза была общей не только для всей площади рассматриваемой подзоны, но, по-видимому, и для всего Памира.

В Дарвазе, кроме рассмотренного несогласия, в толще неогеновых конгломератов, залегающих выше хингоуской свиты, имеется еще не-

сколько поверхностей слабого несогласия. Все они только местного значения. Несогласия между неогеновыми и четвертичными отложениями местами довольно резки.

Наиболее характерным для рассматриваемой подзоны является отчетливо выраженное движение масс к северо-западу и к северу, в сторону Южно-Таджикской депрессии и Заалайского хребта. Следы этого движения проявляются в многочисленных надвигах, в наклоне и опрокидывании складок в указанном направлении. Эта особенность структуры в различной степени присуща всем участкам подзоны, она отчетливо выражена в Дарвазе и особенно сильно в хр. Петра Первого и в Заалайском хребте (см. Приложение 4. Разрезы Северного Памира).

В северо-западном Дарвазе, как уже упоминалось, толща неогеновых конгломератов, образующая простые и пологие складки, налегает на сложно дислоцированный комплекс мезо-кайнозойских осадков. Именно в этом последнем обнаруживается основная тенденция структуры Дарваза — движения и опрокидывания к северо-западу. Здесь в верхней части бассейнов рр. Обиравноу и Обиниоу в опрокинутом моноклинальном залегании находятся отложения триаса, юры и мела. К ним с северо-запада примыкает по разрыву нижняя свита неогена (хингоуская), а с юго-востока — наклоненная к северо-западу антиклинальная складка пермских пород.

Надвиги в мезо-кайнозойских отложениях Дарваза в большинстве случаев невелики по своей амплитуде. Они не выходят за рамки межформационных передвижек. Даже главный надвиг по контакту палеозойских и мезозойских отложений оказался прерывистым, местами затухающим и сменяющимся нормальным налеганием мезозоя на палеозой (рр. Зарбуз, Грынг, Куляхо и др.); в ряде мест он проблематичен, но участками (между Даштиджумом и саем Ваглиль) существует несомненно.

Аналогичные дарвазским структурные формы широко развиты и восточнее, в хребтах Петра Первого и Заалайском. Структура этой части подзоны сложночешуйчатая. Комплексы обычно мелких, опрокинутых к северу складок надвинуты друг на друга. Иногда тектонические чешуи являются фрагментами крупных складок. Изредка наблюдается опрокидывание складок к югу. Количество разрывов огромно. Они сливаются, ветвятся и нередко быстро затухают по простиранию. Амплитуда надвигов сравнительно невелика; в подавляющем большинстве случаев наблюдаются небольшие передвижки относительно друг друга соседних по стратиграфическому положению свит, например, надвиг нижнемеловых отложений на верхнемеловые, верхнемеловых — на третичные и т. п. Нигде в области развития мезо-кайнозоя не установлено участия в этих надвигах палеозойских пород.

В. П. Ренгартен (1934а), детально изучавший строение мезо-кайнозойской складчатой полосы в восточной части Заалайского хребта, отмечает, что ее тектонические элементы (складки и чешуи) небольшие по размерам и неглубокие. В ядрах этих складок не участвуют палеозойские хребты. В. П. Ренгартен высказывает предположение о срыве всего мезо-кайнозойского покрова с палеозойского основания и смятия его в результате надвигания с юга палеозойских масс Северного Памира.

Надвиг, по которому мезо-кайнозойские отложения подзоны контактируют с палеозойскими толщами, несомненно является одним из важнейших структурных элементов Северного Памира. Если в юго-западной части Дарваза, как показали исследования Н. П. Ермакова, переме-

ния по контакту палеозойских и мезозойских толщ незначительны и местами совершенно отсутствуют, то восточнее этот контакт приобретает вполне отчетливо выраженный характер крутого надвига. В Заалайском хребте перемещения по этому надвику, вероятно, достигали нескольких километров. Это сложный надвиг, представляющий собой местами зону разрывов и чешуй. По данным М. И. Шабалкина, он относится к серии таких же крупных надвигов, проходящих несколько южнее, в палеозойской зоне Северного Памира.

И. Е. Губин (1943б) указывает, что общая длина надвига в пределах Памира и Дарваза превышает 400 км.

Н. А. Беляевский включает этот надвиг как составную часть в так называемый Момукский разлом, по которому зона Куэнь-Луня граничит с зоной Предкуэньлуньского передового прогиба. Этот разлом, выраженный целой серией разрывов, протягивается, по подсчетам Н. А. Беляевского, более чем на 1600 км. По наблюдениям этого автора, для всех разломов этой серии характерно крутое падение, но в районе, прилегающем к Памиру, надвиги становятся более пологими.

Из приведенных данных следует, что наибольшие перемещения по разлому имеют место за пределами памирской территории и что к Памиру относится сравнительно небольшая затухающая часть (менее $1/5$) его.

Палеозойская подзона Северного Памира и Дарваза

За северную границу подзоны условно принимается линия контакта между мезо-кайнозойскими и палеозойскими отложениями Дарваза, хр. Петра Первого и Заалайского хребта. В качестве южной границы авторы принимают линию крупного надвига, проходящего по долине р. Ванч, через верховья р. Танымас и далее на восток, севернее Акбайтальской зоны разломов, к оз. Ранкуль.

Мезо-кайнозойские осадки в подзоне почти отсутствуют. Исключительное развитие имеют палеозойские осадочные, метаморфические и изверженные породы.

Наиболее древним осадочным комплексом подзоны считается условно нижнепалеозойская толща кристаллических пород мощностью 2—3 км, развитая в правобережье р. Пяндж у сел. Курговад. У Калайхумба кристаллические породы согласно покрываются толщей филлитов и кварцитовидных песчаников (около 2 км) условно силурийского возраста. Филлитовая толща, в свою очередь, связана постепенным переходом с вышележащей толщей амфиболовых известняков силурийско-девонского возраста (700—1200 м). В южной части подзоны филлитовой толще соответствует по стратиграфическому положению мощная толща метаморфических сланцев, известная под названием «танымасской». С другими толщами подзоны, развитыми севернее, она контактирует тектонически, будучи надвинута на них.

На амфиболовых известняках согласно залегает комплекс вулканогенных пород и метаморфических сланцев условно девонского возраста, мощностью от 1 до 3 км. В Дарвазе этот комплекс перекрывается с несогласием так называемой «спилитовой свитой» нижнего карбона (около 1000 м). Спилитовая свита перекрывается несогласно известняками среднего и верхнего карбона. В более восточных районах Северного Памира нижняя часть толщи карбона представлена известняками, верхняя — сланцами.

Выше известняковой толщи карбона, местами фашиально замещающая ее, залегает весьма мощная серия аспидных сланцев, песчаников, конгломератов и туфов, развитая весьма широко в Дарвазе и на Памире. В Дарвазе, в средней части этой серии имеется мощный горизонт рифовых известняков. Суммарная мощность серии варьирует от 2,5 до 3,5, местами до 4 км. По возрасту она относится к нижней перми, низы ее содержат горизонты карбона.

На размытых местах породах вышеописанной серии залегает один из характернейших горизонтов нижней перми Дарваза и Северного Памира — свита фиолетово-зеленых песчаников, сланцев и туфов, мощностью до 2 км. Более высокие горизонты перми отличаются значительным разнообразием. В Дарвазе они представлены гипсоносной свитой (400 м), затем туфопесчано-сланцевой свитой (90 м) и, наконец, свитой известняков верхней перми (150 м). В Заалайском хребте выше фиолетовой свиты имеется только один маломощный горизонт известняков нижней перми. В более южных районах подзоны (верховья р. Муксу) на фиолетовой свите лежит мощная известняковая толща (около 1800 м), большая часть которой относится к верхней перми.

Мезозойские отложения контактируют с вышеописанными палеозойскими толщами только по окраинам подзон.

Общая мощность палеозойских толщ в Дарвазе и Заалайском хребте равна 12—13 км, в южной части подзоны она, по-видимому, превышает 16 км, за счет увеличения мощности пермской толщи, достигающей здесь 6 км.

Основная роль в толще пород подзоны принадлежит терригенным и вулканогенным образованиям, карбонатные органогенные отложения имеют меньшее значение. Подавляющая масса осадков имеет морское происхождение, роль континентальных и лагунных отложений незначительна.

Все перерывы и несогласия в толще палеозойских осадков относятся к карбону и перми. Одно из несогласий, которое возможно, является результатом каледонского складкообразования, установлено в северо-западной части Дарваза. Нижнекаменноугольные (визейские) отложения налегают здесь с резким угловым несогласием и базальным конгломератом в основании на породы вулканогенной толщи предположительно девонского возраста¹. Другое несогласие, между отложениями нижнего и среднего карбона, установлено в том же районе и выражено столь же отчетливо. Нигде в других более восточных частях подзоны подобных несогласий не наблюдается.

Следующее несогласие наблюдается внутри толщи нижнепермских осадков, между мощной песчаниково-сланцевой серией $P_1 + C_3$ и вышележащей свитой фиолетовых песчаников, конгломератов и эффузивов. Это несогласие, выраженное значительно слабее, чем предыдущие, установлено только в двух участках подзоны — в северо-западном Дарвазе и в восточной части Заалайского хребта (Дуткевич, 1936). В промежутке между этими участками и южнее фиолетовая свита залегает согласно с подстилающими отложениями и имеет здесь максимальную мощность.

Последнее несогласие, наблюдаемое в Дарвазе, относится к середине верхней перми. Верхнепермская туфопесчано-сланцевая свита покрывается со слабым несогласием верхнепермскими же детритусовыми известняками. На этих последних лежат согласно морские отложения ниж-

¹ Девонского и силурийского возраста. — *Прим. ред.*

него триаса, о которых упоминалось выше при описании предыдущей подзоны.

В Заалайском хребте верхнепермские отложения отсутствуют, и на нижнепермских породах здесь залегает с отчетливым несогласием триас-лейасовая вулканогенно-конгломератовая толща предыдущей подзоны.

Краткий обзор перерывов и несогласий в толще палеозойских осадков позволяет сделать следующие выводы. Первые весьма интенсивные проявления складчатости относятся к донижнекаменноугольной эпохе и к концу каменноугольного времени; они были сосредоточены, судя по распространению поверхностей несогласия, на территории Дарваза. Вся остальная часть подзоны наиболее сильное складкообразование испытала в конце пермского периода. Эта последняя фаза варисской складчатости была основной и, по-видимому, единственной варисской фазой почти для всей территории Северного Памира и части Центрального Памира. В Дарвазе она не вызвала несогласия в толще осадков, но влияние ее здесь улавливается по резкому изменению фациальной обстановки на рубеже пермского и триасового периодов, что выразилось, в частности, в мощном притоке обломочных масс в триасовое море Дарваза со стороны возникшей в конце пермского периода возвышенности Северного Памира. Во время проявления заключительной фазы варисского складкообразования для Дарваза имели значение тектонические движения второй половины или конца триасового периода, обусловившие несогласие между триасовыми и юрскими отложениями. Отсутствие мезо-кайнозойских осадков во внутренней части подзоны не позволяет выяснить с желательной точностью характер тектонических движений этого этапа, время их проявления и степень интенсивности. Этот вопрос, к которому мы позднее вернемся, может получить освещение только в результате установления взаимоотношений и сопоставления структурных форм палеозойских и мезо-кайнозойских толщ в краевых частях подзоны.

Северную часть подзоны занимает Сауксайская антиклиналь — один из важнейших элементов складчатой структуры Северного Памира. Наиболее отчетливо она выражена в низовьях р. Муксу. Это очень крупная, северо-восточного направления опрокинутая к северо-западу складка, ядро которой сложено мощной толщей метаморфических сланцев и эффузивов среднепалеозойского возраста. Северное крыло ее, сложенное нижнекарбонными отложениями, подвергнуто и оборвано. Пермские, а также мезо-кайнозойские отложения предыдущей подзоны подмяты и частично перекрыты надвигом северного крыла антиклинали.

Восточнее бассейна р. Муксу ядро Сауксайской антиклинали значительно суживается вследствие сдавливания и сильного развития разрывов. Породы эффузивно-сланцевой толщи, слагающей ядро антиклинали, стоят на головах, будучи сильно сжаты и метаморфизованы. Перегибы складок здесь трудно различать. Разрывы — крутопадающие или вертикальные, совпадают большей частью с плоскостями сланцеватости.

В правобережье р. Муксу и далее к востоку все структурные элементы ядра Сауксайской антиклинали, имеющие здесь восток-северо-восточное простирание, последовательно перекрываются толщами пермских и мезо-кайнозойских отложений, обладающих широтным простиранием. Таким образом, здесь ясно обнаруживается угловое несогласие между простираниями Сауксайской антиклинали и складчатой полосы мезо-кайнозоя, к которой примыкают и пермские отложения.

Юго-западнее центральная часть антиклинали значительно шире. В правобережье р. Пяндж в ядре ее появляются и более низкие гори-

зонты палеозоя. Эта глубокая часть ядра антиклинали отличается большой сложностью строения. Среднепалеозойские толщи образуют здесь серию изоклинальных складок, опрокинутых то на северо-запад, то на юго-восток. Оси складок испытывают местами резкие вздымания и погружения. Разрывы часты и разнообразны, некоторые из них имеют отчетливо сбросовый характер. Как и в Заалайском хребте, здесь наблюдается резко выраженное несогласие между простираниями структурных элементов ядра антиклинали, сложенного толщами среднего палеозоя, и комплекса складок верхнепалеозойских ($C_{2+3} + P$) отложений северного крыла. В районе северной излучины р. Пяндж в Дарвазе общее простирание складчатого комплекса толщи нижнего — среднего палеозоя — СВ 50—60°, верхнего палеозоя — СВ 30°. Следовательно, величина углового несогласия между простираниями среднепалеозойской и верхнепалеозойской структур в этом районе достигает 30°.

Рассмотренные несогласия ясно наблюдаются только в двух указанных выше участках: в северо-западной части Дарваза и Заалайском хребте, т. е. в участках, где дугообразная полоса верхнепалеозойских отложений, окаймляющая среднепалеозойское ядро антиклинали, перекрывает это ядро. В вершине этой дуги, в промежутке от Калаихумба до долины р. Муксу, простирания верхнепалеозойской и среднепалеозойской структур совпадают. Соотношение этих структур в плане можно с некоторым упрощением представить как соотношение дуги и хорды, где дугой является верхнепалеозойская структура, а хордой — ось Сауксайской антиклинали.

Возникновение несогласия между простираниями структурных элементов ядра антиклинали и ее северного крыла является следствием многофазности ее формирования. Начало формирования Саукской антиклинали связано, вероятно, с проявлением предвизейской тектонической фазы. Судетская фаза явилась основным этапом в этом процессе. С этим этапом связано внедрение гранитов в среднепалеозойские отложения ядра антиклинали. Полоса интрузивов протягивается от Калаихумба на северо-восток до Сауксая, не выходя за пределы ядра антиклинали. Их согласие со складчатой структурой среднепалеозойской толщи позволяет предположить сопряженность интрузивного процесса и складкообразования и отнести эти граниты к древневарисской интрузивной фазе. К этому же выводу пришел В. А. Николаев (1936); М. И. Шабалкин подтвердил это находкой гальки альбитовых гранитов в нижнепермском конгломерате.

Движения последней фазы варисской складчатости привели к некоторой перестройке Сауксайской антиклинали. Результатом этой перестройки на участке Дарваза явилось довольно резкое погружение оси антиклинали на юго-запад. Погружение оси, но только в противоположном направлении, намечается и в Заалайском хребте. На участках этих погружений и возникли несогласия между простиранием структурных элементов среднепалеозойского ядра антиклинали и верхнепалеозойской толщей, перекрывшей ядро.

Другим результатом поздневарисских движений явилось возникновение антиклинального поднятия на южном крыле Сауксайской антиклинали. Общие контуры этой поздневарисской антиклинальной складки в плане довольно ясно намечаются полосой нижнепермских отложений в северном и южном ее крыльях. Среднепалеозойское ядро Сауксайской антиклинали расположено в пределах контура, очерченного горизонтом нижнепермских пород, но занимает не центральную его часть, а примы-

кает большей частью по разрыву к северному крылу поздневарисской антиклинали.

Наиболее глубокая часть ядра поздневарисской антиклинальной складки сложена толщей кристаллических пород, наблюдаемых у селения Курговад на Пяндже. Эта толща интродирована гранитами более поздними, чем граниты северной полосы. От этого участка наивысшего вздымания оси антиклинали, которую можно было бы назвать Курговадской, намечается погружение оси и к юго-западу и к северо-востоку. Судя по изменению простираения пермской толщи в Дарвазе с юго-западного на меридиональное, следует ожидать, что на территории Афганистана замыкание антиклинали происходит очень быстро. На северо-востоке замыкание ее намечается довольно отчетливо в бассейне р. Маркансу по сближению полос пермских отложений северного и южного крыльев. В промежутке от Курговада до верховьев р. Маркансу, на расстоянии более двухсот километров, ось антиклинали испытывает плавное и медленное погружение. Ядро антиклинали в этом промежутке не выражено на поверхности в виде выходов нижних горизонтов палеозоя. Поэтому сводовая часть поздневарисской антиклинали рисуется скорее как усложнение южного крыла ранневарисской Сауксайской антиклинали, а не как самостоятельная и крупная структурная единица.

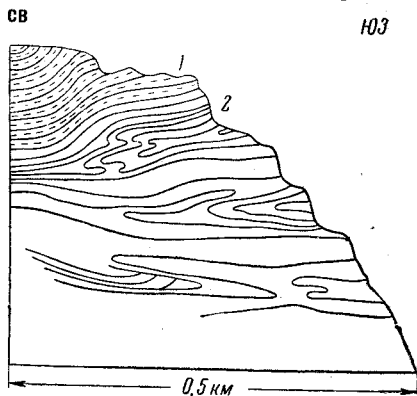


Рис. 93. Складчатость в известняках нижнего карбона. Дарваз. Зарисовка М. И. Рабкина

1—сланцы верхнего палеозоя; 2—известняки нижнего карбона

Нижнепалеозойское ядро Курговадской антиклинали перекрыто тектонически толщей известняков нижнего карбона. Мощность известняков, вследствие срезания надвигом, колеблется от 30 до 470 м. Надвиг прослеживается и далее на восток до пика Крупской, и всюду, на протяжении 100 км, он связан с горизонтом нижнекарбонных известняков. Этот горизонт последовательно перекрывает различные горизонты толщ нижнего и среднего палеозоя, граниты и в бассейне р. Муксу — эффузивно-сланцевую толщу, слагающую ядро Сауксайской антиклинали.

Складки в известняках нижнего карбона отличаются исключительной сложностью (рис. 93), свидетельствующей о пластическом состоянии известняков в процессе складкообразования. М. И. Шабалкину в левобережье р. Муксу, в районе пика Корженевской, удалось наблюдать, что в подстилающих и покрывающих этот известняковый горизонт толщам подобные структурные формы отсутствуют. Очевидно, пластическое состояние было свойственно в тех условиях только известнякам. Этим, вероятно, и следует объяснить тот факт, что на всем своем огромном протяжении надвиг нигде не выходит за пределы горизонта известняков, т. е. за пределы пластического слоя.

Если допустить, что здесь, как и в северо-западных районах Дарваза, известняки нижнего карбона залегали первоначально трансгрессивно на более древних толщах палеозоя, то возникновение надвига, по крайней мере в начальной стадии, можно представить, как срыв покрова этих известняков с нижнепалеозойского основания. Там, где надвиг за-
тухает (бассейн р. Муксу), устанавливается согласное залегание нижне-

карбонových известняков на подстилающей среднепалеозойской толще и отсутствие стратиграфического перерыва между ними. Если предположение о первоначально трансгрессивном залегании известняков нижнего карбона правильно, то нужно признать, что в нижнепалеозойском ядре Курговладской антиклинали имеется древневарисское антиклинальное поднятие, созданное предвизейской фазой.

Мощная сланцевая серия верхнего палеозоя, залегающая на нижнекарбонových известняках в сводовой части Курговладской антиклинали, проходит непрерывной полосой от западной границы Памира к восточной. Строение этого свода внешне представляется довольно простым (см. Приложение 4. — Разрезы Северного Памира, район пика Сталина, ледника Гармо и др.). Толща образует широкую и пологую антиклиналь с углами падения в крыльях порядка $10-20^\circ$. Часто породы лежат горизонтально или слабо волнисто. Эта простота строения, однако, кажущаяся. Сильное развитие кливажа, плоскости которого круто падают к югу, и наличие узких зон мелких сложных складок и пльчатости в сланцах показывают, что мы имеем здесь дело не с первично пологим залеганием слоев, а с сложно дислоцированной толщей. Эта толща, вместе с подстилающими известняками нижнего карбона, участвует в образовании тектонического покрова, перекрывшего ядро Курговладской и, частью, Сауксайской антиклиналей.

В восточной части подзоны верхнепалеозойская сланцевая толща согласно покрывается более высокими горизонтами нижней перми, а эти последние — верхнепермскими отложениями. Далее к югу вновь появляются верхнепалеозойские отложения, а за ними, контактируя по разрыву, — толща метаморфических сланцев среднего палеозоя. Таким образом, здесь намечается крупная синклиналиная складка, подмятая с юга надвигом среднепалеозойской толщи. Линия надвига проходит приблизительно параллельно предыдущим разрывам, с юго-запада на северо-восток, затем меняет направление на восточное и уходит на территорию Синцзяна в юго-восточном направлении, изгибаясь, следовательно, дугообразно к северу. В юго-западной части подзоны, в бассейне р. Пшихарв, надвиг выражается одним разрывом. Восточнее, начиная с верховьев р. Хингоу, надвиг расщепляется и возникает целая серия разрывов, образующих зону сложно чешуйчатого строения. В бассейне оз. Кара-Куль, в области ядра синклинали, ширина зоны нарушений достигает 20 км. Представление о строении Каракульской зоны дает разрез по р. Байгашка (Приложение 4. Разрезы Северного Памира).

В составе отдельных чешуй ядра синклинали принимают участие верхнепермские известняки и сланцы, а также нижнепермские массивные известняки. Чешуйчатая структура создается серией полных надвигов, плоскости которых падают к югу, но иногда образуют волнистую поверхность. Кроме того, здесь наблюдаются и крутопадающие разломы. Амплитуда этих разломов и надвигов невелика. Исключение составляет самый южный надвиг, по которому толща метаморфических сланцев перекрывает пермские породы ядра синклинали. Очевидно все остальные разрывы Каракульского пояса сопутствуют этому главному надвигу. Поверхность надвига всюду имеет южное падение, но на участке хр. Зулу-март она становится вертикальной и даже местами наклоненной к северу.

Вся зона разломов проплавлена гранитами: очень немногие из разломов секут граниты. Полоса интрузивов к востоку быстро расширяется

до размеров почти всей палеозойской подзоны Северного Памира и уходит за восточную границу, в область Куэнь-Луня.

К югу от линии главного надвига Каракульского пояса разломов, вплоть до зоны Центрального Памира, располагается область развития мощной, сложно дислоцированной сланцевой толщи, которую мы сравнивали с филлитовой, предположительно силурийской толщей Дарваза. В правобережье р. Ванч в верхней части толщи имеются горизонты известняков с девонской фауной. Местами в тектонических клиньях встречаются и пермские отложения. По наблюдениям К. Н. Паффенгольца и М. И. Шабалкина (1936) эта толща сложена в большой антиклиналь с ядром в осевой части Баляндкиикского и Танымасского хребтов, осложненный более мелкими складками и разрывами. Ядро этой огромной антиклинальной складки интродуцировано гранитами, относящимися, по мнению В. А. Николаева и Н. К. Морозенко, к поздневарисской интрузивной фазе. Крупный гранитный массив протягивается согласно складчатой структуре от пика Баляндкиик через среднюю часть долины ледника Федченко на южный склон Дарваза. Оба крыла антиклинали оборваны и надвинуты на соседние участки: северное крыло — на описанную выше Каракульскую синклиналь, южное — на мезозойские и палеозойские толщи Центрального Памира. Этими надвигами антиклиналь сильно сужена, максимальная ширина ее едва достигает 30 км. Северное крыло ее к западу полностью срезается надвигом, южное крыло также сильно сокращено и усложнено. Фрагменты южного крыла, представлявшего ранее южную окраинную часть варисской зоны Памира, встречаются в зоне Центрального Памира: они в значительной степени перестроены альпийскими движениями. Их принадлежность к зоне варисской складчатости убедительно доказал П. П. Чуенко (1937), установив резко несогласное налегание отложений нижнего триаса на дислоцированную верхнепалеозойскую толщу сланцев и мраморов.

Мелкие изоклинальные складки, осложняющие общую антиклинальную структуру хр. Баляндкиик, наклонены и опрокинуты к югу. Это сильно выражено в южном крыле антиклинали и наблюдается также, хотя и в меньшей степени, в ее северном крыле. В результате этого усложнения общая антиклинальная структура хр. Баляндкиик выступает неотчетливо и представляет собой, по-видимому, единый комплекс сложных, опрокинутых к югу складок. Следы перестройки обнаруживаются также и в зоне главного Каракульского надвига, плоскость которого местами имеет северное падение (хр. Зулумарт) вместо первоначального южного. Причиной всех усложнений и перестройки поздневарисской антиклинали хр. Баляндкиик является весьма сильно выраженное движение масс с севера на юг, связанное, несомненно, с альпийским складкообразованием, поскольку в это движение вовлечены и все мезозойские толщи.

Южная мезо-кайнозойская подзона Северного Памира

Это область развития обломочных мезо-кайнозойских отложений, окаймляющих с юга палеозойский массив Северного Памира. В течение почти всей мезозойской эры она служила подножием Северо-Памирской возвышенности и берегом мезозойских морей Южного Памира в периоды максимумов трансгрессий. Следовательно, эта подзона являлась одновременно и окраиной Северо-Памирской возвышенности, и окраиной депрессии Центрального Памира.

В эпоху альпийского складкообразования рассматриваемая подзона была перекрыта надвигами с севера и юга. В настоящее время известен только один небольшой ее участок в нижней части долины р. Ванч. Этот участок сложен известняково-сланцевой толщей ордовика—силура, известняками верхнего девона и мощной континентальной толщей обломочных пород предположительно юрского возраста. Все толщи находятся в тектонических взаимоотношениях друг с другом. С юга этот участок перекрыт надвигом толщи нижнего палеозоя, с севера — надвигом южного крыла описанной выше Баяндкиикской антиклинали. В верховьях р. Ванч первый надвиг перекрыт вторым, возникшим, очевидно, несколько позднее.

Соотношение варисской и альпийской структур в зоне Северного Памира

В поздневарисской складчатой структуре Северного Памира различается три главных структурных единицы: 1) Курговадская антиклиналь, 2) Каракульская синклиналь и 3) Баяндкиикская антиклиналь. Юго-восточным продолжением этих структур являются выделенные Н. А. Беляевским поздневарисские антиклинории Внешних и Внутренних цепей Куэнь-Луня и пролегающий между ними синклинорий. Внутренние цепи Куэнь-Луня надвинуты с юга на север на Внешние цепи, в результате чего синклинорий, расположенный между ними, местами частично перекрыт надвигом. Этот надвиг, названный Полурским разломом, прослеживается на многие сотни километров и сопровождается серией дополнительных нарушений.

На Памире Полурский разлом находит свое продолжение в главном надвиге Каракульского пояса разломов. Этим надвигом частично перекрыта с юга Каракульская синклиналь и срезано северное крыло Баяндкиикской антиклинали. Надвиг проходит через верховья Гармо и Бохуда, левобережье р. Пшихарв и уходит далее в юго-западном направлении на территорию Афганистана. На Памире он проявляется как поздневарисский надвиг, возникновение которого обусловлено разрастанием антиклинального поднятия хр. Балиндкиик и в связи с этим движением в сторону прилегающей с севера синклинальной области Кара-Куля. Однако, возобновление движения по этому разрыву в эпоху альпийского складкообразования никаких сомнений не вызывает. Следы перестройки его вполне очевидны.

На Памире не наблюдается единства варисского и альпийского структурных планов, подобного установленному Н. А. Беляевским в области Куэнь-Луня. В поперечном профиле Северного Памира по структурным особенностям ясно различаются две части — северная и южная. Это наиболее отчетливо выражено в восточных разрезах (см. приложение 4 — Разрез от Алайской долины, через верховья рек Зулумарт и Баяндкиик, к долине р. Кудара).

Северная часть подзоны характеризуется развитием надвигов и опрокидыванием складок в северном направлении; в южной части — все элементы складчатой структуры опрокинуты к югу. Таким образом, общая альпийская структура Северного Памира представляется в виде веера складок и надвигов, направленных от некоторого центра к северу и югу. Центром этой веерообразной структуры, как это видно на указанном выше разрезе, является южная часть Каракульского пояса разломов и гранитных интрузий, т. е. ядро поздневарисской Каракульской синклинали.

Как в южной, так и в северной окраинных частях веерообразной структуры Северного Памира в образовании подвернутых складок и надвигов участвует весь комплекс мезо-кайнозойских отложений, кроме верхних горизонтов неогеновой толщи. В этих участках, принадлежащих мезо-кайнозойским подзонам Северного Памира, различия в степени дислоцированности палеозойских и мезо-кайнозойских отложений в значительной степени сглаживаются. М. И. Шабалкин в 1937 г. отмечал, что несмотря на наличие углового несогласия между триасовыми и пермскими отложениями в Заалайском хребте, свидетельствующего о проявлении варисской складчатости, он не наблюдал сколько-нибудь существенной разницы в степени дислоцированности пермской и мезозойских толщ. Из наблюдений Н. П. Ермакова следует, что весь комплекс мезо-кайнозойских отложений Северо-Западного Дарваза, включая нижний горизонт неогена, был подвергнут складчатости вместе с пермской толщей, как одно целое. Подобные наблюдения были сделаны и в определенной части Центрального Памира. Отсюда следует, что оформление общей веерообразной структуры Северного Памира произошло в одну из неогеновых фаз. Однако эта структура не была сформирована полностью альпийской складчатостью. В тех очень немногих случаях, когда мы находим в несколько более внутренних частях палеозойской подзоны мезозойские отложения нормально залегающими на палеозойском основании, всегда обнаруживаются существенные различия в степени дислоцированности этих толщ. Наблюдения К. Н. Паффенгольца (1936) в южной части бассейна оз. Кара-Куль показали, что полого залегающие нижнемеловые отложения (рр. Кызылджик, Музкол, Кызылбелес и др.) перекрывают трансгрессивно весь комплекс изоклиналильных, наклоненных к югу складок сланцевой толщи нижнего и среднего палеозоя. Очевидно, интенсивное проявление альпийской складчатости было ограничено пределами мезо-кайнозойских подзон. Во внутренней же части палеозойской подзоны альпийские движения проявились лишь в пологих изогнутых покрова мезозойских отложений на фоне общего чрезвычайно сильного поднятия всего палеозойского массива. О масштабах поднятия дает представление огромная масса обломочных образований (мощностью более 5 км) — продуктов разрушения этого массива, скопившаяся у его подножия в эпоху неогена.

Сложные пояса изоклиналильных опрокинутых складок, как мы показали выше, уже имелись к началу мезо-кайнозойского тектонического этапа в составе структуры Северного Памира. Они представляли собой основные части (например, крылья складок) крупных варисских структур и в зависимости от положения в структуре обладали некоторыми чертами индивидуальности, выразившимися в характере складчатости, направлении надвигов, наклоне и опрокидывании складок и т. п. В результате общего поднятия палеозойского массива Северного Памира в неогене эти отдельные складчатые комплексы, обладавшие относительной самостоятельностью в варисской структуре, были объединены в общую веерообразную структуру, подчинены ей и соответственно перестроены. Наиболее существенным результатом изменения варисской складчатой структуры явилось преобразование Каракульской синклинали в центральную часть альпийского сводового поднятия в центре веерообразной структуры Северного Памира.

Общий антиклинальный характер строения Северного Памира определяется по окаймлению палеозойского массива осадками мезо-кайнозоя. В этом отношении вся палеозойская подзона выступает как одно целое,

как палеозойское ядро альпийского антиклинального поднятия, преобразованное по единому структурному плану. Структурное единство палеозойского ядра было оформлено альпийскими движениями, но предпосылки к этому были созданы всем предыдущим этапом геологического развития. Общее антиклинальное поднятие Северного Памира, обладающее веерообразной структурой и являющееся суммарным результатом варисской и альпийской складчатости, мы и называем Северо-Памирским антиклинорием.

Центральный Памир

Северной границей зоны Центрального Памира является линия альпийского надвига, проходящего по северному склону Ванчского хребта, через ледник Федченко, верховья рек Танымас, Кокуйбельсу и Музкол. Южная граница проводится по контакту метаморфической серии юго-западного Памира с верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями центральной и юго-восточной частей Памира. В левобережье р. Бартанг и западной части хр. Базардара этот контакт выражен надвигом толщи кристаллических пород на отложения перми, триаса и юры. В более восточных районах положение границы не вполне ясно, условно она проводится по долинам рр. Аличур и Гурумды.

Толща осадочных образований Центрального Памира представлена почти всеми системами палеозоя и мезозоя, развитыми неравномерно на территории зоны. Их максимальная суммарная мощность достигает 22 км. Отложений докембрия не установлено. Третичные осадки развиты незначительно.

Наиболее выдержанными по характеру литологии и мощности являются отложения нижнего и среднего палеозоя, мощностью около 8 км. В составе осадков нижнего палеозоя преобладают кварциты и сланцы; мраморы играют подчиненную роль. Среднепалеозойские толщи сложены главным образом известняками. Отложения верхнего палеозоя, мощностью до 3,5 км, имеют преимущественно сланцево-песчаниковый состав, особенно в нижних горизонтах. Верхние горизонты их более разнообразны: здесь, наряду с песчаниками и сланцами, присутствуют разнообразные известняки, мергели, кремнистые породы, туфы и эффузивные породы. На одном из участков Юго-Восточного Памира установлены угленосные отложения. Все палеозойские отложения, за исключением угленосной свиты перми, по происхождению морские.

Мезозойские отложения отличаются наибольшим разнообразием фаций и колебаниями мощностей. В западной и центральной частях зоны более половины всей мощности мезозойской толщи (общая мощность 6 км) составляют континентальные и лагунные отложения. В Юго-Восточном Памире резко преобладают морские отложения. Общая мощность мезозойского разреза превышает здесь 9 км. Увеличение мощности, по сравнению с западной частью зоны, здесь происходит за счет известняковых рифовых массивов триаса и юры. Эффузивные породы и туфы встречаются в разрезе мезозоя трижды: в нижней юре, в средней юре и в нижнем мелу, образуя толщи от 500 до 1500 м мощностью.

Осадки третичной системы представлены континентальными неогеновыми конгломератами, мощностью до 1 км. Они встречены только в немногих пунктах восточной части зоны.

Интрузивные породы в зоне Центрального Памира пользуются большим распространением. Наиболее древние из них — основные и ультраосновные породы, тяготеющие к полосе нижнепалеозойских отложений

северной части зоны (хребты Ванчский, Музкольский и Ранкульский район). Основная масса гранитных интрузий относится к киммерийским магматическим фазам. С ними связана рудоносность Центрального Памира и интенсивная метаморфизация палеозойских толщ. Значительно меньшее развитие имеют альпийские интрузии — кварцевые диориты, порфириовидные граниты и др. Киммерийские интрузивы залегают согласно со складчатой структурой осадочных толщ, альпийские — являются секущими по отношению к ней.

Внутри огромной толщи палеозойских осадков Центрального Памира известен только один случай несогласия: трансгрессивное налегание известняков среднего—верхнего девона на среднепалеозойскую сланцевую толщу в районе озера Ранкуль. Во всех остальных участках своего распространения в области Центрального Памира верхнедевонские отложения имеют тектонические контакты с окружающими толщами. Второй случай несогласия между известняками верхнего девона и более древними толщами установлен в Афганистане. В Куэнь-Луэ верхние горизонты среднего девона сложены грубыми крупновалунными конгломератами, свидетельствующими о поднятии и разрушении участков морского дна. Взаимоотношения верхнепалеозойской и среднепалеозойской толщ не выяснены.

Нижнетриасовые отложения в северной части зоны (хр. Музкол) залегают с резким несогласием на верхнепалеозойской сланцевой толще, в составе которой присутствуют и пермские горизонты. В более южных районах зоны углового несогласия между триасом и пермью не наблюдается, хотя верхнетриасовые отложения повсеместно залегают на перми со следами размыва и со значительным стратиграфическим перерывом.

В толще юры насчитывается до пяти поверхностей несогласия. Все они проявляются на небольших площадях и только в пределах Юго-Восточного Памира. В западной и центральной частях зоны нигде в толще триаса и юры несогласий и перерывов не установлено. В Юго-Восточном Памире несогласия отмечаются на границе триаса и юры, в середине нижнеюрской толщи, между отложениями нижней и средней юры, между отложениями средней и верхней юры и в середине келловей. Наиболее значительным по площади распространения из всех перечисленных несогласий является нижнеюрское. Местами в северной части зоны устанавливается перерыв в процессе осадкообразования в течение киммериджа, титона и части нижнемеловой эпохи.

Важнейшая для рассматриваемой зоны тектоническая фаза, завершившая стадию геосинклинального развития Центрального и Юго-Восточного Памира, области передовых хребтов Каракорума и, возможно, предгорий Гиндукуша, проявилась в середине нижнемеловой эпохи. Обусловленное проявлением этой фазы несогласие наблюдалось К. Н. Паффенгольцем и М. И. Шабалкиным (1936) в бассейне р. Кокуйбельсу и П. Д. Виноградовым на перевале Акбайтал между верхнеюрскими отложениями и красноцветной толщей нижнего мела. Одним из последствий указанных движений явился длительный континентальный перерыв, наступивший на юге Памира в середине нижнемеловой эпохи и продолжающийся до наших дней.

Последнее несогласие наблюдается между неогеновыми и меловыми отложениями. Оно, вероятно, явилось результатом проявления общей для всего Памира нижнеогеновой фазы, с которой связывается и оформление веерообразной структуры Северного Памира, и возникновение сложно чешуйчатой структуры Центрального Памира.

В северной части зоны Центрального Памира, представляющей собою синклинорий, сконструированный киммерийской и альпийской складчатостями, обнаруживаются ясные следы и более ранних тектонических движений, имевших место в девоне и перми, но эти проявления складчатости не были связаны с формированием Центрально-Памирского синклинория. Это фрагменты иных складчатых сооружений, структурный план которых не был унаследован киммерийскими и альпийскими движениями. Вполне очевидное затухание герцинской складчатости в направлении с севера на юг в пределах Центрального Памира показывает, что эта область представляла собой ранее окраинную часть зоны герцинской складчатости, именно — ее южную окраину. Еще южнее располагалась другая зона герцинского Памира, палеозойская история которой пока не вполне ясна. Несомненно только, что герцинская складчатость, по крайней мере ее последние фазы, здесь не проявлялись. Последние события палеозойской истории этой зоны представляются в виде общего ее поднятия, которое осуществлялось путем слияния отдельных, вначале небольших поднятий морского дна, различных по интенсивности и сопровождающихся местами вулканическими извержениями. Сколь угодно существенных нарушений в залегании слоев осадочных пород при этом не происходило, что подтверждается согласным налеганием триасовых отложений на пермские, наблюдаемым повсеместно на юго-востоке Памира.

Таким образом, мезозойская депрессия зоны Центрального Памира возникла на границе двух основных зон варисской структуры, в области их сопредельных краевых частей, т. е. в области перехода от складчатого верхнего палеозоя к нескладчатому. Возможно, что эта неоднородность строения палеозойского основания депрессии и явилась одной из причин различия геологической истории ее центральной и юго-восточной частей. Наибольшие погружения в мезозойское время имели место в юго-восточной части депрессии, где варисская складчатость либо не проявлялась либо проявлялась весьма слабо. Здесь отмечается наибольшая мощность мезозойских осадков исключительно морского происхождения. В этой же части депрессии в юрское время происходили частые кратковременные поднятия участков морского дна, сопровождавшиеся иногда вулканическими излияниями. Очевидно, эта часть зоны, с наименее консолидированным палеозойским основанием, оказалась наиболее подвижной. В центральной и западной частях депрессии — в области складчатого палеозойского основания мезозойские отложения обладают значительно меньшей мощностью и в их составе преобладают осадки лагунного и континентального происхождения. Здесь в непрерывном разрезе отложений верхнего триаса, юры и нижних горизонтов мела нет никаких признаков несогласия или перерыва в осадкообразовании. Процесс медленного погружения этой области в течение триасового и юрского периодов не прерывался ни разу складкообразованием или поднятиями каких-либо ее участков. Первое и единственное складкообразование в мезозое здесь произошло в середине нижнемеловой эпохи.

Структура зоны Центрального Памира несет следы сильнейшего влияния соседних антиклинориев. Одним из результатов их воздействия явилось возникновение двух систем надвигов. В той части зоны, которая прилегает к Северо-Памирскому антиклинорию, преобладают надвиги южного направления. В южной части зоны, примыкающей к Памиро-Гиндукушскому антиклинорию, все надвиги направлены с юга на север. Таким образом, надвигание происходило от периферических частей зоны

к центру ее. Обе системы надвигов третичного возраста, однако, возможно, что некоторые из южных надвигов возникли еще в конце триаса или в начале юры. Надвиги пересекают друг друга; в одних случаях, например, в западной части зоны (низовья р. Бартанг, хребты Язгулемский и Ванчский), ведущая роль принадлежит надвигам, идущим с юга в бассейне р. Танымас и в хр. Музкол, наоборот, надвиги со стороны Северо-Памирского антиклинория пересекают сложную серию южных надвигов. На участках пересечения этих двух систем надвигов местами возникают узкие зоны особенно сложного строения, как, например, Акбайтальская зона разломов на северном склоне хр. Музкол.

Наиболее сложным строением зона обладает в западной и центральной частях, т. е. в наиболее узкой своей части. Ширина ее здесь не более 50 км. Юго-восточнее зона Центрального Памира расширяется и здесь появляются и начинают преобладать простые складчатые формы, присущие самой зоне и мало отражающие воздействие соседних антиклинорий. Нередко можно наблюдать слабо волнистое, местами почти горизонтальное залегание мощного покрова верхнеюрских известняков — последнего осадочного комплекса из серии геосинклинальных осадков зоны. Надвиги и здесь нередки, но амплитуда их обычно невелика. Это явное упрощение структуры и расширение зоны (в 2—2,5 раза) находится в прямой связи с погружением и выполаживанием Памиро-Гиндукушского антиклинория. Здесь, в районе северо-восточной оконечности антиклинория, значительно упрощается его собственная структура, затухают надвиги в сторону окаймляющей его депрессии. В связи с этим ослаблением его воздействия на прилегающую депрессию усиливается в северо-восточной части последней влияние Северо-Памирского антиклинория. Надвиги со стороны этого антиклинория, как мы упоминали об этом ранее, пересекают в хр. Музкол систему южных надвигов.

Остановимся на рассмотрении некоторых, наиболее крупных структурных элементов зоны Центрального Памира. Самым северным из них является надвиг, представляющий собой геологическую границу зоны. Этот надвиг очень хорошо выражен в правобережье р. Пяндж. Линия надвига проходит через долину Пянджа у сел. Шипад с широким простиранием, затем плавно, но круто поворачивает к северо-западу, и далее круто поворачивает на северо-восток. Непосредственными наблюдениями установлено, что поверхность надвига круто падает к югу, однако чрезвычайная извилистость его фронтальной линии доказывает значительное выполаживание поверхности надвига на небольшой сравнительно глубине.

Описанный выше изгиб линии надвига в правобережье Пянджа позволяет установить масштабы перемещения. Видимая ширина полосы силурийских пород, перекрытых надвигом нижнепалеозойской толщи, достигает 7—8 км.

В верховьях р. Ванч этот надвиг перекрывает толщу континентальных отложений юры, а затем сам перекрывается с севера встречным надвигом южного крыла Баляндкиикской антиклинали зоны Северного Памира. Это также очень крупный надвиг, прослеживающийся и за пределами Памира. Он проходит севернее Акбайтальской зоны разломов, через северную часть Рангульского района, к подножию горного массива Музтагата и далее вдоль Ташкурганского хребта. Н. А. Беляевский называет его «Тагарминским разломом» и указывает, что он является пограничным между поднятием Внутренних цепей Куэнь-Луня и Ташкурганским прогибом.

Тектонический покров нижнепалеозойских отложений, надвинутый с юга на окраину зоны Северного Памира и перекрытый в свою очередь с севера надвигом этой зоны, обладает весьма сложной внутренней структурой. В Ванчском и Язгулемском хребтах нижнепалеозойская толща образует серию тектонических чешуй и клиньев, надвинутых друг на друга в различных направлениях. Сильно сжатые складки наклонены то к северу, то к югу. Только в восточной части этой полосы нижнепалеозойских пород, в районе оз. Рангуль, наблюдается некоторое упрощение складчатых форм. Толща образует здесь довольно пологую крупную антиклинальную складку, усложненную в крыльях более мелкой складчатостью и многочисленными разрывами.

В Язгулемском хребте нижнепалеозойская толща перекрыта с юга пологим надвигом всего комплекса мезозойских пород. Этот надвиг, которому сопутствуют второстепенные разрывы, протягивается от Пянджа на северо-восток до меридиана ледника Федченко. Здесь он обрывается с юга другими надвигом, поверхность которого полого падает к северу. Таким образом, полоса мезозойских пород в Язгулемском хребте ограничена с обеих сторон — с севера и юга, надвигами, поверхности которых падают навстречу друг другу и взаимно пересекаются. В западной части Язгулемского хребта поверхность южного надвига пересекает поверхность северного надвига, в восточной части хребта, как мы указали выше, наблюдается прямо противоположное соотношение — надвиг с северным падением поверхности пересекает поверхность южного надвига.

Восточнее строение полосы мезозойских отложений становится еще более сложным. В бассейне правых притоков р. Кудара — рр. Хаврездара, Танымас, Кокуйбельсу — мезозойские и частью палеозойские отложения образуют зону, шириною 8—15 км, чрезвычайно сложного чешуйчатого строения. Так, например, в верховьях р. Хаврездара в полосе шириной 8 км насчитывается около двух десятков чешуй, перекрывающих друг друга. В левобережье р. Танымас, как установлено К. Н. Паффенгольцем и М. И. Шабалкиным (1936), горизонтально лежащие тектонические покровы располагаются четырьмя «этажами». Все надвиги этого участка относятся к системе северных надвигов, возникновение которых связано с движениями со стороны Северо-Памирского антиклинория в область депрессии Центрального Памира. В надвигах принимают участие отложения от нижнего палеозоя до верхнего мела включительно.

Еще несколько восточнее, в хр. Музкол, рассматриваемая полоса тектонических нарушений имеет иное строение. Она значительно расширяется и здесь ясно различаются обе системы надвигов — северная и южная. Преобладающими, как и на соседнем участке, являются северные надвиги. Главный надвиг этой системы пересекает серию южных надвигов, образующих зону сложно чешуйчатого строения на северном склоне хр. Музкол (Акбайтальская зона разломов). Линия главного надвига всюду ограничивает с юга рассматриваемую полосу мезозойских отложений. На южном склоне Язгулемского хребта главный надвиг сопровождается серией второстепенных разрывов. Восточнее он расщепляется на две основные линии, между которыми и заключена вся Танымас-Акбайтальская зона. Северная линия вскоре сливается с пограничным надвигом зоны Северного Памира, а южная линия, как сказано выше, пересекает Акбайтальскую серию южных надвигов, переходит на южный склон хр. Музкол и там, в устье р. Восточный Пшарт, перекрывается следующим с юга надвигом.

Упомянутый надвиг принадлежит к числу крупнейших в южной системе. На западе он начинается близ устья р. Бартанг, проходит вдоль южного склона Язгулемского хребта, где частично перекрывается некоторыми разрывы северной системы. Далее этот надвиг прослеживается вдоль южного берега Сарезского озера, вдоль северного склона Пшартской гряды, вновь перекрывает один из надвигов северной системы и затем уходит в юго-восточном направлении за пределы Памира. Его продолжением, вероятно, является Упрангский разлом Н. А. Беляевского, который служит геологической границей между мезозойскими складчатыми сооружениями Каракорума и палеозоем Куэнь-Луня. На Памире линия этого надвига не является пограничной между палеозойской зоной Северного Памира и мезозоем Центрального Памира. Очевидно, описываемый надвиг за пределами Памира перекрывает всю более северную часть мезозойской зоны и даже, согласно Н. А. Беляевскому, окраинные складки варисского антиклинория Внутренних цепей Куэнь-Луня и становится, таким образом, границей двух структурных зон. Восточный конец разлома теряется в области Тибета.

Наибольшие перемещения по надвигу, а также наибольшая сложность его в области Памира наблюдаются на западе, в низовьях р. Бартанг. Здесь надвиг выражен на поверхности несколькими линиями разрывов, которые юго-западнее и восточнее сливаются в одну. Соответственно различается несколько тектонических покровов. Амплитуда перемещения, насколько об этом можно судить по ширине перекрытых надвигом участков, достигает нескольких километров. К востоку амплитуда надвига постепенно уменьшается и в хр. Сарыкол, на границе с Китаем, он теряется в толще нижнепермских сланцев.

Последний надвиг южной системы, ограничивающий с юга зону Центрального Памира и являющийся по существу структурным элементом зоны Южного Памира, проходит вдоль левобережья р. Бартанг, где он приводит в соприкосновение серию метаморфических пород Рушанского хребта с мезозойскими отложениями. На этом участке надвиг обладает наибольшей амплитудой перемещения, сравнимой с предыдущим надвигом. Восточнее он теряется среди гранитов Рушана и Базардары, проявляясь отчетливо лишь на небольшом участке к северу от оз. Яшилкуль. Возможно, что его продолжением является небольшой надвиг в левобережье р. Мургаб, разделяющийся восточнее на две линии и постепенно затухающий в толще пермских пород.

Южный Памир

К этой зоне относится юго-западная часть территории Памира. В качестве северной границы зоны принимается линия надвига, по которой комплекс метаморфических пород Юго-Западного Памира контактирует с мезозойскими и верхнепалеозойскими отложениями предыдущей зоны. Эта линия проходит вдоль северного склона Рушанского хребта и через западную часть хр. Базардара, изгибаясь дугообразно к северу. Восточнее граница проводится условно по долинам рр. Аличур и Гурумды. Зона продолжается на юго-запад, на территорию Афганистана.

Основная роль в строении зоны принадлежит мощной серии метаморфических пород, состоящей из многократно переслаивающихся гнейсов, кристаллических сланцев и мраморов, общей мощностью более 7 км. Возраст отложений этой серии пока не установлен. Вероятнее всего их

следует считать докембрийскими образованиями. В южной части зоны у сел. Наматгут с толщей метаморфических пород по разлому широтного простираения контактируют филлитовидные сланцы верхнего триаса, а в Рушанском хребте и по левобережью р. Гунт известны небольшие выходы юрских отложений, соприкасающиеся с гнейсовой толщей также по разломам.

Вполне достоверно установлено несогласное налегание третичных красноцветных конгломератов на породы метаморфической серии и на известняки средней юры. Несогласие между среднеюрскими отложениями и метаморфической толщей наблюдается недостаточно отчетливо, но представляется весьма вероятным, поскольку среднеюрские отложения не метаморфизованы и не участвуют в сложной складчатой структуре метаморфической толщи.

Внутри самой толщи кристаллических пород никаких поверхностей несогласия установить невозможно. Неясны также ее соотношения с другими толщами зоны — нижнепалеозойской (?), верхнепалеозойской (?) и верхнетриасовой.

Некоторые косвенные данные позволяют предполагать существование перерыва в осадкообразовании на территории зоны в течение верхнего карбона и нижней перми. На основании общего флишеподобного облика толщи аспидных сланцев S_3 — P_1 , изученной в хр. Базардара и в Дарвазе, наличия в ней знаков ряби, местами фауны и наличия углистых пород с проблематическими растительными остатками, было высказано предположение о ее прибрежном происхождении. Допускалось, что эта толща отлагалась непосредственно у берега одного из островообразных внутригеосинклинальных поднятий, располагавшегося несколько южнее и юго-западнее, т. е. в области Юго-Западного Памира. Это предположение представляется вполне правдоподобным.

Южный Памир обладает отчетливо выраженной веерообразной структурой (см. прилож. 5). В его северной части, к которой относится северный склон Рушанского хребта, все надвиги, наклон и опрокидывание складок направлены к северу. В южной части зоны — в Шахдаринском и Шугнанском хребтах — все элементы структуры обнаруживают следы сильнее движения в южном направлении. Промежуточная область — центральная часть зоны, к которой относится южный склон Рушанского хребта и частично Шугнанский хребет — представляет собой пояс крутых складок, наклоненных то к северу, то к югу. В целом структура зоны в ее западной части рисуется в виде сложного веерообразно построенного антиклинария. Восточнее антиклинорий разделяется на два крупных, быстро погружающихся к востоку антиклинальных поднятия. Отчетливое антиклинальное строение имеет только южная из указанных структурных единиц. Согласно В. А. Николаеву (1934, 1936), гнейсограниты Памирского (Аличурского) хребта образуют простую пологую антиклиналь. «Погружение этой антиклинали к востоку заканчивается в верховьях Горумды, где гнейсограниты вместе с гранитами Уртабуза скрываются под пеленой мезозоя и верхнего палеозоя».

Северное из указанных поднятий не имеет ясно выраженного антиклинального строения, но его влияние как поднятия ощущается в осадках всего мезозойского разреза. Ось этого поднятия намечается по цепи выходов гранитов, протягивающейся от восточной части Рушанского хребта на восток, под покровом верхнепалеозойских и мезозойских осадков, через северный склон хр. Базардара, Пшартскую гряду, массив Мынхаджир к Сарыкольскому хребту. О поднятии этой зоны в эпоху верхнего триаса

можно судить по изменению состава и мощности карнийских морских осадков к северу и к югу от Пшартской гряды. Осадки нижнего и среднего триаса сохранились от размыва лишь севернее ее, а южнее они встречаются в виде валунов. В норийском веке, дважды в течение лейаса и в титон-валанжинское время это поднятие служило барьером для морских трансгрессий, наступавших с юго-востока. Вероятно, кратковременные осушения и подвижки отдельных участков морского дна в юрское время на Юго-Восточном Памире, сопровождавшиеся местами значительными нарушениями залегания слоев, размывом и вулканическими явлениями, были также обусловлены активностью этих антиклинальных поднятий: северного — в середине келловей и южного — в конце батского века.

Между рассмотренными антиклинальными поднятиями восточной оконечности антиклинория располагается мезозойская депрессия, выполненная мощной толщей осадков верхнего триаса и юры. Это бассейн р. Аличур-Гурумды. На западе депрессия начинается приблизительно у оз. Яшилькуль, а восточнее она сливается с депрессией Юго-Восточного Памира, представляя, следовательно, часть последней. Она возникла, по видимому, в нижнеюрское время. В осадках верхнего триаса не отмечается разницы между депрессией и соседними антиклинальными поднятиями. В отличие от района Пшартской гряды, здесь различия между поднятиями и депрессией впервые намечаются в лейасе. Нижнеюрских осадков на участках поднятий нет, и среднеюрские известняки ложатся с несогласием на совместно дислоцированные отложения перми и верхнего триаса (хр. Базардара). В области Аличурской депрессии мощная толща вулканогенных и морских глинисто-карбонатных пород лейаса налегает с несогласием на сланцы верхнего триаса. Очевидно, после пароксизма складчатости на рубеже триасового и юрского периодов и кратковременной денудации Аличурская депрессия продолжает существовать как область преимущественного погружения и осадкообразования, в то время как соседние к северу и югу участки испытывают в течение всей нижней юры поднятие и размыв.

Таким образом, формирование основных структурных единиц восточной части антиклинория — двух антиклинальных поднятий и прогиба между ними — происходили главным образом в течение юрского периода и позже, хотя признаки этого процесса местами (в районе Пшарта) обнаруживаются в осадках триаса. Предлейасовой складчатостью, сыгравшей важнейшую роль в формировании структуры западной части антиклинория, в хр. Базардара был создан сложный комплекс мелких складок меридионального простирания, меняющихся несколько севернее на северо-западное. Этот заворот простирания складок как бы повторяет контур зоны Южного Памира, намечаемый по распространению метаморфической толщи. Складки нижнеюрской толщи и более молодых отложений имеют широтное простирание. Таким образом, здесь местами наблюдается пересечение под прямым углом древнекимерийских структурных элементов более поздними.

В общем восточная оконечность Памиро-Гиндукушского антиклинория не обладает такой сложностью строения, какая наблюдается в его западной части, в области его наибольшего вздымания и расширения. Здесь антиклинорий не обособляется резко от сопредельной депрессионной зоны Центрального Памира. Затухание структуры антиклинория выражается в разделении его на более мелкие и простые структурные единицы, которые быстро погружаются к востоку, выполаживаются и посте-

ленно сливаются с окаймляющей его депрессией Центрального — Юго-Восточного Памира.

Ранее указывалось, что движение со стороны Памиро-Гиндукушского антиклинория вызвало чрезвычайно сильное усложнение структуры соседней зоны Центрального Памира. Это усложнение выразилось в образовании целой системы южных надвигов, придавших сложно чешуйчатый характер структуре этой зоны (см. прилож. 5). В западной ее части, в полосе шириною 50 км, установлено пять крупных надвигов с амплитудой перемещения до нескольких километров и множество второстепенных разрывов. В этих надвигах участвуют все мезозойские толщи Западного Памира. Намечаются, однако, существенные различия в степени сложности складчатых форм разных по возрасту толщ. Меловые и юрские отложения только в зонах сгущения разрывов дают высокоразвитые складчатые формы, а на других участках складки этих отложений являются простыми и довольно пологими. Что касается триасовых отложений, то степень сложности их складчатых форм мало отличается от таковой в метаморфической толще. На северном склоне Рушанского хребта эти отложения образуют пояс сильно сжатых, местами типично изоклиналильных, наклоненных к северу складок. Юрские отложения, залегающие на сложно дислоцированной метаморфической толще, у перевала Штам в Рушанском хребте контактируют с последней тектонически, образуя очень пологую синклиналь.

Несравненно более сложным строением обладает южное крыло антиклинория (см. прилож. 5). Так, вся восточная часть Шахдаринского хребта, шириною около 40 км, представляет собой огромную, очень пологую антиклиналь. Более внимательное изучение этой структуры позволило С. И. Клуникову (1936а) предположить, что «...оба крыла этого свода представляют одно крыло гигантской лежачей и даже перевернутой антиклинали, поджатое крыло которой здесь не обнажается». Перемятое ядро этой антиклинали и ее подвернутое крыло, как полагал С. И. Клуников, обнажаются в западной части Шахдаринского хребта. Антиклиналь опрокинута в направлении на юг.

Характерным для строения этой части зоны С. И. Клуников считал широкое развитие складок волочения, которые «...представляют проявления дифференциального движения в крыльях более крупных складок». Это неравнокрылые косые складки, опрокиннутые в направлении движения масс, причем короткие крылья складок всегда являются подвернутыми. В этих складках «...верхние (стратиграфические) слои передвигаются по нижележащим в направлении шарнира антиклинали...». Осевые плоскости складок волочения параллельны осевой плоскости крупной складки, усложнением крыла которой они и являются. Падение плоскостей кливажа в общем согласуется с падением осевых плоскостей крупных складок. Размеры складок волочения варьируют в весьма широких пределах, начиная от мельчайшей птigmatитовой плейчатысти до огромных складок. Мелкие складки волочения являются вторичными по отношению к более крупным складкам, а эти последние в свою очередь представляют собой усложнения в крыльях еще более крупных антиклиналей.

Согласно М. И. Рабкину, В. А. Масленникову, Н. А. Хореву и др., структура метаморфической серии Шахдаринского хребта представляется в виде несимметричной антиклинали с слабо дислоцированным пологим северо-восточным крылом и более сильно смятым юго-западным крылом. Ядро структуры сложено самой древней в разрезе серии горанской свитой.

К северу от р. Шахдара, в Шугнанском хребте, падение пород становится крутым. Здесь развита система крутых складок, пристроенных к тыльной части Шахдаринской антиклинали. В этой срединной части антиклинория, как показали исследования С. И. Клунникова и В. И. Попова, а позднее — Б. П. Бархатова, в Шугнанском хребте и на южном склоне Рушанского хребта, крутые складки в метаморфической толще и разрывы не обнаруживают преобладания движения в каком-либо одном направлении, они наклонены то к югу, то к северу.

Выше мы неоднократно указывали, что метаморфическая серия Юго-Западного Памира с севера, востока и частично с юга окаймляется верхнепалеозойскими и верхнетриасовыми отложениями, которые имеют интрузивные контакты с некоторыми гранитами этой серии и местами участвуют в ее складчатой структуре. Что касается юрских отложений, то в тех немногих случаях, когда они были встречены в пределах зоны и на ее границах, они всюду обнаруживали сравнительно слабую складчатость и резкие несогласия с триасом и породами метаморфической серии. Очевидно, предлейасовая фаза является основной, с которой связано оформление общей веерообразной структуры Памиро-Гиндукушского антиклинория.

Эпохи более раннего складкообразования и магматизма в настоящее время выделить невозможно. Следы их, однако, известны, С. И. Клунников (1936а) указывал, например, что местами (сай Юлмазар, пер. Дузахдара и др.) он наблюдал отчетливое прорывание гранитами, одновременными главной фазе складкообразования, уже сформировавшихся инъецированных гнейсов. Он указывает также на маломощный горизонт породы, определяемой им как конгломерат с гнейсовой, мраморной и гранитной галькой, расположенный в средней части разреза метаморфической серии, в основании свиты полосатых мраморов. Наличие метаморфизованных пород в гальке конгломерата, если он действительно таковым является, должно было бы рассматриваться как доказательство проявления не менее двух фаз метаморфизации, разделенных во времени значительным промежутком. Следовательно, предлейасовой фазе предшествовали неоднократные проявления складчатости и магматизма, однако вполне достоверных данных об этом нет.

Значительно легче поддаются расшифровке более поздние движения. В области восточной оконечности антиклинория поверхностями несогласия фиксируются движения в середине лейаса, на рубеже нижней и средней юры, в верхней юре и середине нижнего мела. В большинстве своем это местные подвижки, ограниченные небольшими сравнительно площадями. Лишь нижнемеловая фаза (каракорумская) имеет крупное региональное значение.

Судя по тому, что в чешуйчатой структуре Центрального Памира, созданной движениями со стороны Памиро-Гиндукушского антиклинория, принимают участие верхнемеловые отложения, следует признать весьма значительной роль альпийской складчатости. Это была, по-видимому, одна из первых неогеновых фаз. Неогеновые отложения всюду на юге и в центральной части Памира представлены рыхлыми слабо дислоцированными красноцветными конгломератами и песчаниками. Очень часто они обрываются сбросами, но нигде не участвуют в складках и надвигах мезозойских толщ. В бассейне р. Пшарт неогеновые конгломераты налегают с несогласием на размытые меловые отложения. Возможно, что здесь проявилась та же нижнеогеновая фаза, которую мы отметили как одну из важнейших в зоне Северного Памира. Отчетливые проявления

новейшей тектоники установлены в Аличурской долине, где широтные сбросовые трещины пересекают древнечетвертичные отложения. С этой системой разломов связаны выходы горячих ключей Яшилькуля.

* *
* *
* *

Памир это горный узел, где сходятся мощные складчатые сооружения Кузнь-Луня, Каракорума и Гиндукуша. В этом известном определении теперь следует оттенить ту важную сторону, что эти сооружения здесь не только сходятся, но некоторые из них здесь заканчиваются, зату- хают.

Северный Памир, Дарваз и прилегающая часть северо-восточного Афганистана представляют собой северо-западный конец гигантской складчатой дуги Кузнь-Луня, окаймляющей с юга Сериндию. В области Юго-Западного Памира заканчивается погружением и выполаживанием огромный Памиро-Гиндукушский антиклинорий. Окаймляя его оконечность, между ним и Северным Памиром пролегает мезозойская депрессия Центрального Памира, суженная в западной своей части и широко раз- вертывающаяся на Юго-Восточном Памире и далее, в области северных цепей Каракорума. Гнейсогранитный массив Центрального Каракорума, протягивающийся южнее мезозойской депрессии, не соединяется на Па- мире с Гиндукушем, как это обычно изображалось на тектонических схе- мах (Д. И. Мушкетов, Д. Н. Вадиа и др.), и не составляет вместе с ним единую складчатую цепь.

Таким образом, Памир представляет собой область, где сочленяются окончания трех крупнейших складчатых сооружений Внутренней Азии, протягивающихся сюда с двух сторон: Кузнь-Лунь и Каракорум — с юго-востока, Гиндукуш — с юго-запада.

Из сказанного выше следует, что Памир не может рассматриваться в качестве геологического узла, где явления складчатости достигают наи- высшей кульминации. Сравнение складчатой структуры Кузнь-Луня и Ка- ракорума со структурой Памира показывает, что все тектонические явле- ния там выражены несравненно сильнее, чем на Памире.

Изложенные в данном очерке материалы раскрывают и другие важ- ные черты в строении Памира. Определяющими в структуре Памира являются два антиклинория, два огромных веера складок, в каждом из которых с одинаковой силой выражены тенденции движения к северу и к югу. Структура Памира не несет следов преимущественного движения в каком-либо одном направлении. Следовательно, Памир нельзя рассма- тривать ни как складчатую систему, целиком надвинутую с юга на север, ни как систему, созданную или перестроенную в результате односторон- него давления с юга. Дугообразный изгиб структурных элементов Памира рассматривался ранее рядом исследователей как «великое» Памирское смятие, обусловленное «натиском Индии на Ангарский материк». В основе этой и подобных ей концепций лежит неверное представление о Памире, как об инертной массе, деформация которой обусловлена воздействием внешних, по отношению к ней, сил. Два указанных выше антиклинория являются итогом весьма длительной собственной истории развития струк- туры Памира, истории особой для каждого из указанных сооружений, охватывающей ряд геологических периодов и не менее двух крупных тек- тонических этапов. Последний этап — альпийский, явился общим, одно- временным для этих сооружений, но и в этом этапе они не утратили своей индивидуальности.

Дугообразный изгиб складчатых цепей Внутренней Азии имеет в своей основе первично дугообразное очертание геосинклинальных зон, которое было определено контурами платформ Гондваны и Сериндии. Однако на Памире и тектонические процессы играли в дальнейшем существенную роль в формировании структурных дуг. Так, например, вздымание и разрастание Памиро-Гиндукушского антиклинория в эпохи киммерийского складкообразования привело к весьма существенной перестройке южной окраины варисского Северного Памира и усилило дугообразное изгибание его структурных элементов. Равным образом и дугообразные простираения мезозойских толщ Центрально-Юго-Восточного Памира определены в своей основе возникновением Памиро-Гиндукушского антиклинория, северо-восточную оконечность которого они окаймляют. Очевидно, развитие рассмотренных тектонических процессов, влиявших на формирование структурных дуг, ограничивалось территорией Памира. Следовательно, их нельзя привлекать для объяснения особенностей складчатой структуры внепамирских территорий. По отношению к этим областям (например, Алаю) Памир играл бы роль такой же внешней силы, как и «Пенджабский клин» Гондваны по отношению к Памиру.

СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ ТАДЖИКСКОЙ ССР

Территория Таджикской ССР в сейсмическом отношении представляет явление исключительное. Землетрясения происходят здесь чаще, чем где бы то ни было в других районах Советского Союза, за исключением, быть может, зоны Курильских островов.

Если Средняя Азия в целом отличается наибольшим количеством регистрируемых землетрясений в сравнении со всеми остальными районами Советского Союза, то на Таджикистан приходится не менее 70% всех среднеазиатских очагов землетрясения.

За последние 30 лет, начиная с 1927 г., результаты наблюдений сейсмических станций позволили определить для территории Таджикистана географические координаты эпицентров более чем двух тысяч землетрясений, что составляет около 15% от числа всех регистрируемых станциями подземных толчков. На рис. 94 приведена карта эпицентров, координаты которых вычислены Е. А. Розовой (Геофизический институт АН СССР).

С 1900 г. общее число отмеченных землетрясений подходит к 800 (табл. 28), что дает около 3 землетрясений в год для условной единицы

Таблица 28

Число зарегистрированных землетрясений на территории Таджикистана

Районы	Десятилетия					Всего
	1900— 1909 гг.	1910— 1919 гг.	1920— 1929 гг.	1930— 1939 гг.	1940— 1949 гг.	
Южный Тянь-Шань	19	19	30	59	141	268
Таджикская депрессия	17	12	32	151	124	336
Памир	27	40	53	52	20	192

площади (25 000 км²). Тот же коэффициент для каждого из регионов: Туркестано-Гиссарской системы, Таджикской депрессии и Памира — соответственно равен 3,0, 5,2 и 1,3. Другими словами, Таджикская депрессия оказывается средоточием большинства местных сейсм.

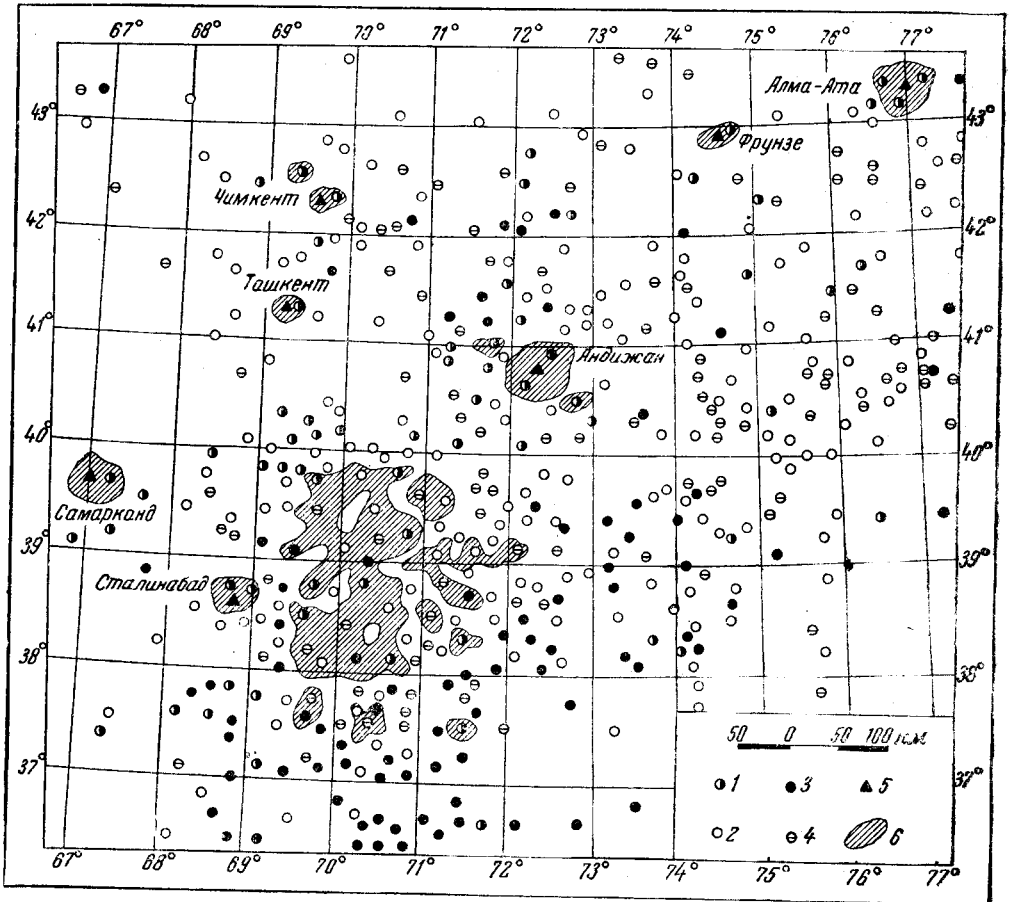


Рис. 94. Схема расположения эпицентров землетрясений в Средней Азии.

Составила Е. А. Розова

Глубина очагов: 1—поверхностная; 2—нормальная; 3—промежуточная; 4—неизвестная; 5—сейсмические станции; 6—области максимальной концентрации очагов землетрясений

Группа землетрясений Южного Тянь-Шаня

В пределы Таджикистана входит лишь часть очагов Туркестано-Гиссарской группы землетрясений. Среди почти 300 землетрясений, известных здесь за последние 50 лет, многие отличались значительной силой в эпицентре и обширной областью распространения.

1897 г., 17.IX, «Уратюбинское» землетрясение, до 7—8 баллов¹ в эпицентре (Джизак, Заамин, Ура-Тюбе). Имеются сведения из большого количества пунктов; в Самарканде повреждены здания. Область распространения весьма велика: от Казалинска до Аму-Дарьи, не менее 450 000 км². Изосейсмальные зоны сильно вытянуты в широтном или северо-северо-западном направлении, от Андижана до Хивы. Плейстоценовая область пролегла по северным предгорьям Туркестанского хребта. Эпицентр линейен, сильно вытянут в широтном направлении. Судя по со-

¹ Здесь и далее принята шкала для определения силы землетрясений ОСТ—ВКС 4537, М., 1933.

отношению площадей изосейсмальных зон, очаг лежит на значительной глубине. Связь очага с глубоко погруженными широтными дислокациями, отражением которых на поверхности являются современные структуры северных склонов Туркестанского хребта, сомнений не вызывает.

Свободное распространение колебаний к северо-западу до Хивы указывает на аналогичную ориентировку погребенных варисских складчатых сооружений.

1907, 21.X, разрушительное Каратагское землетрясение (рис. 95). Погибло около 1500 чел. Эпицентр, в котором сила толчков превышала

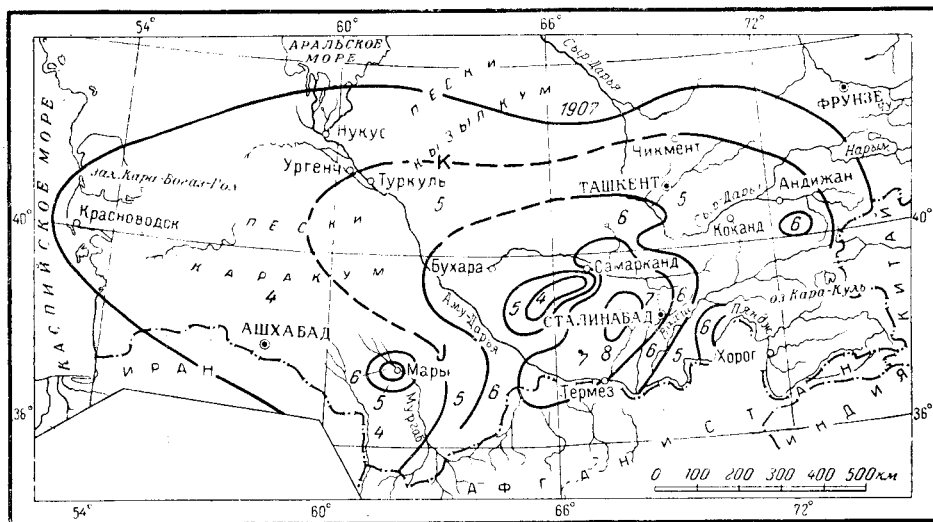


Рис. 95. Карта изосейст Каратагского землетрясения 21 октября 1907 г.
Составил Г. П. Горшков

9 баллов, расположен близ Каратага, к северо-западу от него, на южных склонах Гиссарского хребта, в том его участке, где широтные простирания переходят в юго-западные (бассейн р. Туполанг). В очертаниях обширной плейстосейстовой области отчетливо отражен указанный поворот простираний современных структур. Колебания распространились очень далеко, вплоть до Красноводска и Нукуса на западе и Чимкента на севере. Очаг заложен на значительной глубине, но внешне связан с крупными элементами геоструктуры, формирующими переход от поднятий Гиссарского хребта к депрессии Юго-Западного Таджикистана. Изосейсты располагаются в явной зависимости от геологического строения района, повторяя в основном изгибы границ между основными геологическими формациями. В некоторых удаленных пунктах интенсивность сотрясений оказалась непропорционально высокой, до 6 баллов (в Марах, Оше, Хороге, Бухаре). Возможно, что основной удар в очаге послужил к возбуждению дополнительных самостоятельных импульсов в других местах, где к тому моменту накопились соответствующие напряжения; подобные примеры, как известно, нередки.

1934, 18.XI, слабое землетрясение, охватившее площадь до 200 000 км² (рис. 96). Сила толчков в центральной части не превышала 6 баллов. Сведения имеются из 40 пунктов. Четкого эпицентра нет, но соответствующая ему точка расположена в центральной части Туркестанского хребта,

между меридианами Ура-Тюбе и Ленинабада. Наиболее сильные проявления отмечены в Пенджикенте, Даштыказы, Гарме, Исфаре, Чорку. Вычисление координат эпицентра по данным сейсмических станций приводит к разноречивым результатам. Изложенные обстоятельства, а также и прямые вычисления указывают на большую глубину очага — до 250—300 км.

1941, 20.IV, разрушительное Гармское землетрясение; эпицентр (до 8—9 баллов) расположен в южных склонах Гиссарского хребта,

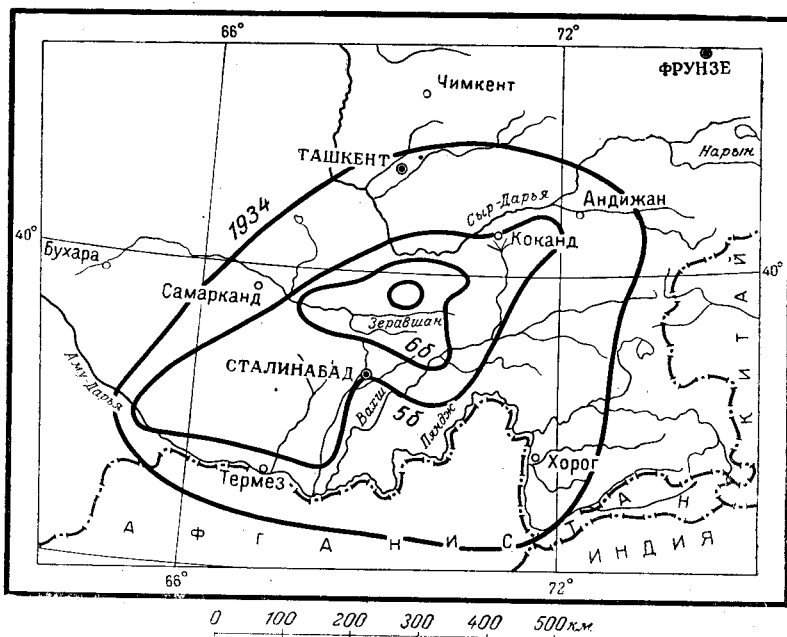


Рис. 96. Карта изосейст землетрясения в Туркестанском хребте 18 ноября 1934 г. Составил Г. П. Горшков

вблизи Гарма (долины рр. Камароу и Ясман). Обвалы в горах, оплывины, камнепады, трещины в почве. Длина эпицентральной зоны около 40 км. Изосейсты вытягиваются в восток-юго-восточном направлении. Глубина очага от 15 до 30 км. Колебания, в слабой степени, дошли до Китаба, Самарканда, Ташкента, Ферганы. Землетрясение подробно изучено И. Е. Губиным (1943в). Несомненная связь этого землетрясения с подвижками современных широтно-ориентированных структур Гиссарского хребта. До конца года отмечались во множестве повторные толчки числом более 100 и силой иногда до 6—7 баллов.

1949, 10.VII, катастрофическое Хаитское землетрясение в Гармской области. Эпицентр $38,7^{\circ}$ с. ш., $71,1^{\circ}$ в. д., в районе селений Хаит—Джиргеталь. Смещение почвы в Москве достигло 1 мм и превысило величину смещения от землетрясения в Ашхабаде 6.X.1948 г. Наибольшие разрушения произошли в пределах узкой зоны, вытянутой вдоль долины верхнего течения р. Сурхоб, от пос. Джиргеталь до сел. Хаит и Қалайляйоб, а затем вдоль долин рек Ясман и Камароу, в пределах южного склона Гиссарского хребта. Длина плейстосейстовой зоны — 60—70 км, ширина — 6—8 км. Разрушено до основания или засыпано обвалами и земляными лавинами и оплывинами несколько селений, в том числе почти полностью

погребен под оплывиной Хаит. Сила в эпицентре не ниже 9 баллов. Семибалльная изосейста, включающая Гарм, охватывает площадь около 5000 км², пятибалльная — до 250 000 км² (включая Сталинабад, Ташкент, Ленинабад, Фергану, Андижан, Куляб и ряд других городов).

В тектоническом отношении эпицентральная зона характеризуется наличием ряда крупных сближенных крутых широтно-ориентированных разрывов, по которым приведены в соприкосновение высоко поднятые палеозойские отложения с относительно опущенными мезозойскими и третичными отложениями. Ряд признаков, в том числе и геоморфологических, свидетельствует о молодости и крупном масштабе вертикальных перемещений, сопровождающихся развитием указанных выше разрывов. Следует полагать, что продолжающийся рост горных сооружений и сопровождающий его процесс развития крутых сбросов являются причиной возникновения Хаитского землетрясения.

Описанные землетрясения связаны с окраинными участками грандиозного пучка современных структур, определяющих основные черты тектоники Туркестано-Гиссарского горного сооружения. Можно ли думать, что центральные части этого единого оротектонического комплекса свободны от сейсмических катастроф? Региональные сейсмические станции указывают на равномерное распределение эпицентров по всей описываемой площади.

Неинструментальная статистика содержит сведения о весьма сильных подземных ударах, затравивавших центральные части системы — бассейн Зеравшана, Фандарьи и др., но подробности неизвестны. Вряд ли можно сомневаться в том, что при наличии дифференцированных подвижек центральные части крупных горных систем не менее активны в сейсмическом отношении, чем их периферические, краевые зоны.

Свойства и особенности эпицентральных и плейстосейстовых зон с несомненностью указывают на связь местных землетрясений с основными элементами современной тектоники, а в формах изосейст отражаются основные черты геологического строения района в целом. Сложный антиклинорий Южного Тянь-Шаня оказывается средоточием множества землетрясений, среди которых наиболее крупные характеризуются большой силой в эпицентре, обширной областью распространения колебаний, значительной глубиной очага и, по-видимому, высокими энергетическими показателями.

Крайние северные районы Таджикистана — Моголтау, Кара-Мазар — в тектоническом отношении принадлежат уже к Северному Тянь-Шаню. Сейсмические станции дают для этого района немного эпицентров; большая их часть находится в пределах полосы контакта между северо-западными участками Ферганы и соседними горными возвышенностями.

Неинструментальных сведений больше; в Ленинабаде, например, за 80 лет отмечено более 50 землетрясений, но большинство из них связано с очагами, расположенными южнее, и в городе они лишь изредка достигали 6—7-балльной силы. Нет сомнений, что в сейсмическом отношении Западная Фергана и Кармазарские горы спокойнее, чем Восточная Фергана и Туркестанский хребет.

Группа землетрясений Таджикской депрессии

Восточная и северо-восточная части депрессии отличаются весьма высокой плотностью поля эпицентров. Неинструментальная статистика за короткий период регистрации с 1900 г., накопила сведения о 350 значительных землетрясениях. Среди землетрясений отчетливо выделяются два

главных типа: сильные, но весьма ограниченные по площади распространения подземные толчки, и весьма слабые, но широко распространяющиеся колебания. Остановимся на некоторых примерах.

1930, 22.IX, сильное (8—9 баллов) Файзабадское землетрясение (рис. 97). Область разрушительного эффекта весьма невелика — не более 100 км². Эпицентр резко линейен, его длина около 12 км. Это узкая полоса, проходящая по северным склонам Сурхобского хребта. Сильно разру-

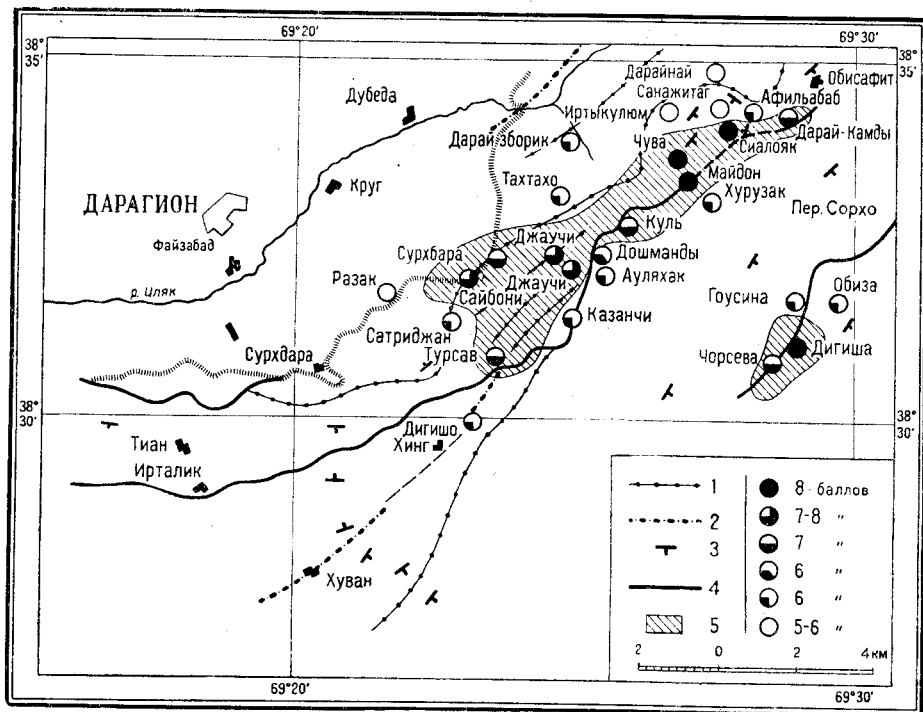


Рис. 97. Схема Файзабадского землетрясения 22 сентября 1930 г.
Составил Г. П. Горшков

1—осевые линии антиклиналей; 2—осевые линии синклиналей; 3—падение пластов; 4—линии разрывов;
5—плейстоценовые области

шены селения Чува, Майдан, Сялояк, Дигиша и др. В плане эпицентр совпадает с линией надвига, проходящего в толще нижнемеловых красноцветных пород. На южных склонах Сурхобского хребта имеется второй эпицентр, совпадающий с другим надвигом, проходящим параллельно первому.

Очаг весьма неглубок — от 0 до 10 км (по Г. П. Горшкову) — и явно связан с системой чешуйчатых надвигов, отражающих движение поверхностных масс с юго-востока на северо-запад. В нескольких километрах к северу от эпицентра сила толчков резко снизилась — до 4—5 баллов, что связано с быстрым затуханием упругих колебаний, исходящих из мелко заложеного очага и следующих вкост простирания складчатых сооружений. Значительная по мощности толща рыхлых третичных и четвертичных отложений, развитых в долине р. Иляк, также играет роль амортизатора глушителя упругих колебаний (что нередко отмечается в аналогичных условиях).

1935, 8.X, разрушительное (8—9 баллов) Тавильдаринское землетрясение. Остаточные деформации в почве. Эпицентр в районе селений Арганкуль, Мионаду, Дараихорон (близ Тавильдары). Плейстосейстовая область по площади равна эпицентральной. Последняя вытянута в юго-западном направлении, величина длинной оси около 7—8 км. Сила толчков быстро падает в северо-западном и юго-восточном направлениях, т. е. вкрест простираения тектонических структур. В юго-западном направлении колебания гаснут медленнее: в Тавильдаре 6 баллов, в Ховалинге (100 км от эпицентра) 4—5 баллов. Множество повторных толчков. Землетрясение является полным аналогом Файзабадского и связано с подвиж-

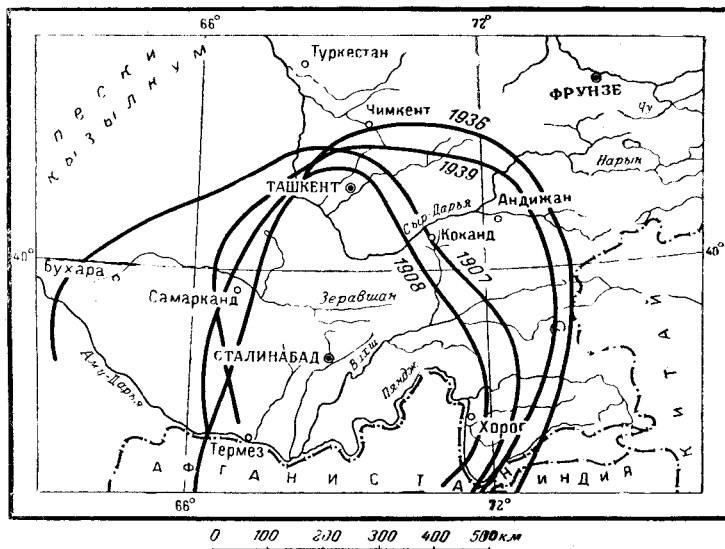


Рис. 98. Области распространения землетрясений Южного Таджикистана 13 апреля 1907 г., 24 октября 1908 г., 29 июня 1936 г., 21 ноября 1939 г. Составил Г. П. Горшков

ками мелкозаложенных структур в мезо-кайнозойских отложениях. Глубина очага, по И. Е. Губину, 6—8 км.

Землетрясения, подобные описанным, нередко отмечаются в пределах Таджикской депрессии и являются одной из типичных особенностей ее сеймотектонического режима. Таковы, кроме отмеченных, землетрясения: 13.XI-1895 г. (Каратегинское); 31.VIII-1934 г. (среднее течение р. Хингоу); 30.V-1939 (Сафетхосейдон). Многие из них исследованы весьма детально. Геологическая обстановка во всех случаях в общих чертах одинакова: эпицентральные зоны таких сильных, но крайне ограниченных по площади распространения толчков связаны с линиями надвигов в смятых осадках мезо-кайнозоя. Можно думать, что подобные разрывные нарушения не проникают далеко вглубь коры, а ограничиваются формациями мела и третичных, ибо нигде, даже в самых сложных тектонических узлах, на поверхность не выводятся более древние образования. Гипоцентры описанных землетрясений вряд ли выходят за пределы дислокаций мела и третичных. Отсюда все их особенности: небольшая глубина, весьма малая область распространения колебаний, низкая энергетическая характеристика, но нередко большая сила в эпицентре—резко линейным, узком и четко ограниченом. Это типичные эписейсмь.

Наряду с ними в Таджикской депрессии бывают нередко землетрясения совсем иного характера (рис. 98). Так, 13.IV-1907 г. здесь во многих пунктах были отмечены очень слабые колебания. Они нигде не превышали 5 баллов, но ощущались на пространстве от Хорога до Ленинабада, Ташкента и Чарджоу. Аналогичное землетрясение произошло 24.X-1908 г. 3.II-1935 г. были отмечены 5-балльные колебания в Бауманабаде, где был эпицентр, и одновременно на всем пространстве до Самарканда, Куляба, Айваджа. Аналогичные колебания отмечались 3.IV-1935 г., 29.VI-1936 г. и т. д.

Землетрясение 21.XI-1939 г. проявилось в Самарканде, Сталинабаде, Тавильдаре и Хороге с силой до 5 баллов, а в Андижане, Коканде, Пенджикенте, Санзаре и Ташкенте — до 4 баллов. Сейсмические станции не дают точных координат эпицентра. Расхождения в цифрах весьма велики и зависят от методов, с помощью которых ведутся вычисления ($35,0^\circ$ с. ш., $69,0^\circ$ в. д.; $38^\circ 01'$ с. ш., $69^\circ 08'$ в. д.; $37^\circ 10'$ с. ш., $70^\circ 35'$ в. д.). Эпицентр условно может быть принят где-то в районе среднего течения р. Пяндж. Все эти особенности, как и в предыдущих случаях, указывают на большую глубину очага; действительно, вычисления приводят к цифрам порядка 300 км.

Подобные землетрясения отличаются особыми характерными свойствами, которые объясняются весьма глубоким заложением гипоцентров (200—250—300 км). Отсюда слабый внешний эффект в эпицентре (нередко отсутствие достаточно определенного эпицентра), что имеет место при значительных количествах выделяющейся в очаге энергии; последнее необходимо допустить в виду того, что потрясенная область оказывается в таких случаях весьма обширной.

Группа землетрясений Памира

Землетрясения территории Горно-Бадахшанской автономной области изучены весьма слабо. Сведения неинструментального порядка поступают отсюда нерегулярно, сейсмические станции находятся в стороне. Лишь одно из местных землетрясений, Сарезское 1911 г., оказалось объектом специальных исследований, в результате которых остался все же нерешенным вопрос о вызвавших его причинах. В качестве таковых одни исследователи (Букинич, 1913, Щербаков, 1932) предполагали обычные тектонические причины — другие (Вебер, 1915, Горшков, 1935) — грандиозный обвал. Судя по тому, что в очертаниях изосейст этого землетрясения очень много общего с другими событиями подобного масштаба в Средней Азии, следует отдать предпочтение первому варианту.

Того же порядка было, по-видимому, Шивское землетрясение 1923 г., совсем не изученное. Его очаг находился в Афганистане, недалеко от Хорога.

Любопытные сведения доставили наблюдатели метеорологической станции на леднике Федченко, отметившие целый ряд сильных подземных толчков в районе этого ледника осенью 1932 г.

Весьма сильным оказалось землетрясение 14.XI 1937 г., эпицентр которого находился в Афганистане, к юго-востоку от Куляба. Сила этого землетрясения достигала 7—8 баллов. Сведения получены из 30 пунктов. Шестибалльная изосейста проходит через Термез, Сталинабад, Оби-Гарм, Хорог. В целом для Памира известно с 1900 г. до 175 землетрясений, из которых большая часть приходится на Хорог и Мургаб.

Как отмечалось, интересной и важной особенностью многих таджикских, в особенности памирских и связанных с ними афганских землетрясений является большая глубина очага. Действительно около половины местных эпицентров соответствует очагам с глубиной до 300 км. Очаги такой же глубины встречаются и в пределах Таджикской депрессии. Севернее таких очагов гораздо меньше. По Е. А. Розовой, гипоцентры с глубиной залегания очага 100 км распределяются более или менее равномерно по всей Средней Азии, в то время, как гипоцентры с глубиной залегания 200 км располагаются в основном между меридианами 69° и 72° к югу от параллели 38°.

* * *

Возрастание глубины очагов в направлении с севера на юг представляется весьма существенным фактом, имеющим большое геологическое значение. Эпицентральные карты показывают, что глубокофокусные землетрясения связаны в основном с альпийскими складчатыми зонами, что особенно отчетливо выражено по берегам Тихого океана, а частью и в пределах Средиземноморской складчатой зоны. Последняя (мезозойская геосинклиналь) на территории Средней Азии не выходит за границы Памира, чему примерно соответствует и площадь распространения глубокофокусных очагов¹. Восточнее и западнее области распространения глубокофокусных очагов пока известны в малом числе.

Между меридианами 67 и 75° в. д. плотность эпицентров глубокофокусных землетрясений достигает максимума. Любопытно, что отчетливо выраженное пятно глубокофокусных землетрясений ложится на узел измятий известного Пенджабского «синтаксиса» — резкого измятия всех складчатых сооружений, изгиба, в котором принимают участие альпийские структуры Гималаев, Гиндукуша и Памира. Основная роль в этом изгибе принадлежит структурам альпийского возраста.

Все изложенное позволяет сделать вывод, что альпийские складкообразовательные движения исходили и исходят из весьма глубоких источников и, возможно, что ими затронута не только кора, но и подстилающая ее сиалическая оболочка.

В этих условиях становится очевидным, что непосредственная связь очагов с поверхностными тектоническими нарушениями может быть установлена только для эписейсм, в таких, например, специфических условиях, которые имеют место в пределах Таджикской депрессии. Что касается большинства землетрясений, обладающих очагами нормальной глубины (50—40 км), а тем более весьма глубокими (60—300 км), то в таких случаях элементы макросейсмичности лишь в общих чертах соответствуют геологическому строению поверхностных частей коры и в основном зависят от расположения, строения и взаимоотношения глубоко погребенных структур, внешним отражением которых служат тектонические элементы земной поверхности.

Сжатие коры и подкорового основания в районе Памирских дуг приводит также к утолщению сиалического слоя, т. е. по преимуществу «слоя гранита». Не останавливаясь на этом подробно, отметим, что, например, на Урале, т. е. в пределах зоны, давно лишенной сейсмической активности и обладающей в настоящее время всеми свойствами платформы,

¹ Согласно новым данным сейсмологов Таджикской Академии наук Д. П. Кирноса и Д. А. Харина, наиболее глубокофокусные эпицентры сильных землетрясений концентрируются в узкой зоне сочленения альпийской геосинклинальной области Центрального Памира с метаморфическими толщами Южного Памира. — *Прим. ред.*

мощность «слоя гранита» (точнее слоя, отвечающего скорости продольных упругих колебаний в $5,5 \text{ км/сек}$) равна 10 км . В Тянь-Шане, являемся частью той же варисской складчатой зоны, но нарушенной позднейшими движениями, мощность «слоя гранита» и сопровождающих его кислых пород приблизительно равна 20 км (при той же скорости распространения упругих продольных волн). Наконец, в южных частях Средней Азии мощность сиалического слоя, по данным Г. П. Горшкова (1936), достигает 35 км . Такова закономерность в изменении структуры коры, намечающая переход от платформенных участков на севере к геосинклинальной складчатой зоне на юге.

По мнению Е. А. Розовой, гипоцентры среднеазиатских землетрясений лежат преимущественно на двух уровнях: на глубине $0-10 \text{ км}$ ($30-40\%$ от всех изученных случаев) и на глубине около 30 км ($40-50\%$). Оба эти уровня соответствуют представлению о двух фокальных поверхностях (фокальная поверхность — уровень преимущественного расположения очагов), из которых первая отвечает подошве осадочной оболочки (кровля «слоя гранита»), а другая — подошве «слоя гранита». Глубина фокальных поверхностей и поверхностей прерывности увеличивается в направлении на юг. Согласно Е. А. Розовой, имеются данные, позволяющие предполагать, что на глубинах около 100 и 200 км также проходят фокальные поверхности. Последние две поверхности нам представляются вполне реальными (особенно на глубине 100 км). Что же касается первых двух, то они вряд ли могут считаться доказанными.

Сейсмическое районирование территории Таджикской ССР

Сейсмическое районирование имеет своей целью определение потенциальной сейсмической опасности, грозящей данному району. Другими словами, задача заключается в составлении карт расчетной сейсмической балльности, т. е. карт, содержащих указания для каждого пункта относительно максимальной силы возможных землетрясений. Таким образом, сейсмическое районирование является составной частью проблемы прогноза землетрясений.

Первоначальная схема сейсмического районирования территории Таджикской ССР была составлена Г. П. Горшковым (1933, 1935, 1936). За последние годы Геофизическим институтом АН СССР были проведены большие работы по интерпретации сейсмограмм региональных станций Средней Азии; кроме того, несколько изменились прежние формулировки многих положений сейсмогеологии. В связи с этим появилась необходимость пересмотра действующих схем сейсмического районирования. Эта работа закончена в 1946 г., в результате была составлена новая схема сейсмического районирования Таджикской ССР.

Для территории Таджикистана новая схема является несложной (рис. 99). Имея в виду все изложенные выше сведения неинструментальной статистики, материалы региональных станций и общие сейсмогенетические заключения, мы обязаны допустить возможность проявления на значительной части территории Таджикистана землетрясений силой до 8 баллов. Во многих случаях необходимо считаться с реальной возможностью проявления и 9-балльного эффекта, особенно вдоль значительных линеаментов и других функционирующих тектонических линий на всей территории Памира, включая хребет Петра Первого и Алайскую долину, а также в пределах Гиссарского и Алайского хребтов.

Северо-восточная часть Таджикской депрессии также входит в зону 8-балльной интенсивности, однако здесь условия несколько иные. Восьмибалльный эффект, а в отдельных случаях и девятибалльный, здесь возможны лишь в пределах узких, четко ограниченных полос, связанных с отдельными действующими дизъюнктивными линиями, сопровождающимися пликативными нарушениями в меловых и третичных отложениях, вы-

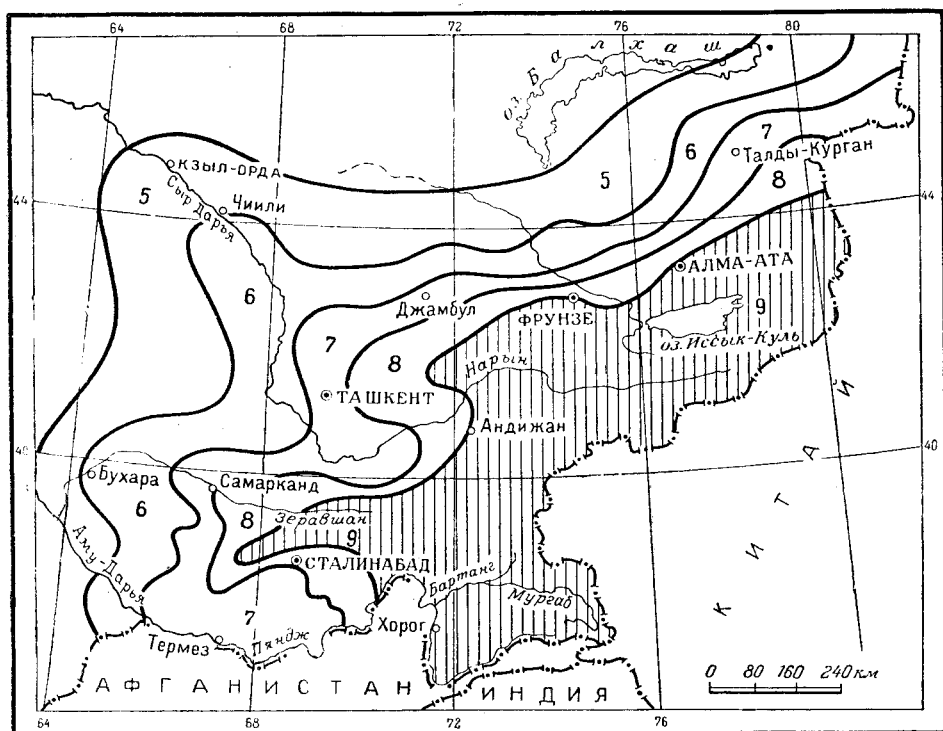


Рис. 99. Схема сейсмического районирования территории Средней Азии.
Составил Г. П. Горшков

полняющих депрессию. В остальных районах, т. е. на крыльях крупных пликативных структур, в промежуточных синклинальных впадинах (типа Яванской), т. е. в местах развития мощных рыхлых осадочных образований третичного и четвертичного возраста, землетрясения вряд ли могут достичь значительной силы. Колебания как при мелких очагах, так и глубоких, гаснут здесь быстро и потому не следует повышать цифру расчетной балльности выше 7. Выбор подобных участков пониженной сейсмической опасности представляет также задачу детального сейсморайонирования; на общей карте мелкого масштаба выделение таких зон затруднительно.

Юго-западные участки Таджикской депрессии в сейсмическом отношении спокойнее, но ряд зарегистрированных здесь землетрясений 7-балльной силы заставляет пока, до проведения более детальных работ, отнести весь этот район к 7-балльной зоне, с возможностью понижения расчетного балла на единицу при удовлетворительной общей геологической обстановке.

К 7-балльной зоне относится также территория Западной Ферганы, Моголтау, Кара-Мазара и соседние участки Голодной степи. Землетрясения здесь проявляются реже, чем в других местах рассматриваемой территории, и местных очагов почти нет.

В заключение приведем список населенных пунктов Таджикской ССР с указанием расчетной сейсмической балльности.

Наименование пункта	Сейсмическая балльность	Наименование пункта	Сейсмическая балльность
Бальджуан	8	Пархар	7
Бауманабад	7	Пенджикент	8
Вахшстрой	7	Регар	7
Ворошилобад	7	Сталинабад	8
Гарм	9	Тавиль-Дара	9
Джиликуль	7	Ура-Тюбе	8
Джиргеталь	9	Ховалинг	8
Калайхумб	9	Шаартуз	7
Конгурт	8	Шураб	7
Кировабад	7	Шуроабад	8
Кокташ	8	Яван	8
Колхозабад	8		
Комсомолабад	9	Горно-Бадахшанская автономная область	
Куйбышевск	7		
Куляб	8	Бартанг	9
Курган-Тюбе	7	Ванч	9
Ленинабад	7	Ишкашим	9
Матча	9	Кара-Куль	9
Микоянабад	7	Кудара	9
Муминабад	8	Кызыл-Рабат	9
Нау	7	Мургаб	9
Нижний Пяндж	7	Рушан	9
Оби-Гарм	8	Хорог	9
Орджоникидзебад	8		

Глава VI

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Таджикистан в большей своей части представляет типичную горную страну, высоко поднятую над уровнем моря, сильно расчлененную, с большими контрастами высот, обладающую сложным геоморфологическим строением.

Основные контуры современного рельефа Таджикистана достаточно четко были намечены уже к началу неогена. К этому периоду выявились области, которые в последующее время испытывали главным образом поднятие и подвергались энергичной денудации, и области преобладающего погружения и накопления продуктов разрушения.

С течением времени происходило разрастание областей поднятий за счет областей осадконакопления; в периферических частях последних накопление шло одновременно со складкообразованием и нередко прерывалось поднятиями, пока, наконец, они не оказались вовлеченными в сферу преобладающего восходящего движения и не прицленились к основным областям сноса.

Области преимущественного сноса характеризуются большими относительными высотами, резкостью и скульптурностью форм, а области преимущественного накопления отличаются малыми относительными высотами, более сглаженными, в большинстве случаев аккумулятивными формами рельефа.

Геоморфологические ландшафты Таджикистана резко не отличаются от примыкающих пространств Средней Азии. Исключение составляют ландшафты только Восточного (Центрального) Памира, с комплексом своеобразных черт, нигде более не повторяющихся на обширном пространстве СССР.

Вопросами геоморфологии рассматриваемых геологических районов занимался целый ряд исследователей. Так, данные по геоморфологии Северного Таджикистана получены в основном по наблюдениям Б. Н. Наследова, Н. П. Васильковского, Ю. А. Скворцова и И. С. Шукина; Северо-Восточного Таджикистана — Н. П. Васильковского, И. П. Герасимова, Ю. А. Скворцова, П. К. Чихачева и И. С. Шукина. В Центральном Таджикистане маршрутные геологические исследования проводились под руководством А. П. Марковского, С. И. Клунникова, и специальные геоморфологические — И. С. Шукиным (1936 г.) Впервые геоморфологическое описание Юго-Западного Таджикистана было составлено А. Р. Бурачеком (1934 г.), орографическое М. А. Гиляровой (1936 а, 1936), в 1931—1934 гг. П. К. Чихачев проводил специальные геоморфологические наблюдения.

Специальным геоморфологическим изучением Памира занимались Д. В. Наливкин, Н. Л. Корженевский, Я. С. Эдельштейн, М. И. Шабалкин, В. И. Попов и К. К. Марков.

При современном уровне знаний дать исчерпывающий анализ развития рельефа Таджикистана в целом и отдельных его форм затруднительно. Для этого недостаточно данных, характеризующих последовательность событий при формировании рельефа в ряде районов. Специальных же морфологических и геоморфологических исследований проводилось до сих пор здесь мало. В данном очерке дается лишь самое общее представление об особенностях и основных этапах истории развития рельефа.

СЕВЕРНЫЙ ТАДЖИКИСТАН

Большая часть территории Северного Таджикистана занята Кураминско-Моголтауским поднятием, которое в течение всего периода развития современного рельефа являлось областью преобладающего сноса. Это поднятие образует в настоящее время две орографические единицы — Кураминский хребет и горы Моголтау. Кураминский хребет служит естественным водоразделом р. Сыр-Дарья и ее крупного притока р. Ангрен. В пределах Таджикистана нет ни одной реки, воды которой достигали бы этих основных артерий края — они теряются в предгорных шлейфах. Развитие гидрографической сети северного и южного склонов хребта регулируется исключительно местными базисами денудации.

Реки Северного Кара-Мазара, почти параллельно спускающиеся с водораздельных высот, многочисленны и довольно однообразны. При выходе из гор они не образуют широких конусов выноса и в своих низовьях проходят по широкой и непрерывной полосе лёссовидных суглинков. Галечный аллювий развит только в тальвеговых частях саев.

Северные склоны Карамазарских гор рассечены в поперечном направлении на узкие гряды с мягкими формами рельефа; только в верховьях рек рельеф становится более скалистым. Особо выделяется небольшая гряда Калканата, отделенная от основного водораздельного гребня гор Кара-Мазар широкой, выполненной мезо-кайнозойскими отложениями, синклинальной депрессией.

Реки южного склона Кураминских гор, в отличие от рек северного склона Карамазарских гор, имеют большую длину, более полноводны и выносят к подножию обильный галечный материал. Бассейны рек Уткемсу, Карамазарсая обособляют широтный хребтик Кызылчеку, длиной около 25 км, соединяющийся с осевой частью Карамазарских гор небольшим меридионально вытянутым гребнем.

В зависимости от состава слагающих пород изменяется и рельеф гор. Так, в области широкого развития гранитов, в юго-западной части, склон расчленен резко, но однообразно. В восточном Кара-Мазаре, где преобладают эффузивные и в меньшей мере интрузивные породы, развит своеобразный рельеф глубоко расчлененных долин, широких в низовьях и узких, скалистых в своих верхних частях. Здесь нередко сочетаются крупные, резко рассеченные массивы и мелкие хребты со столообразными вершинами. В области развития мезо-кайнозойских пород формируются широкие всхолмленные пространства с мелкосопочником. Своеобразную ландшафтную часть Кураминских гор представляет водораздел между верховьями рр. Уткемсу и Карамазарсаем, носящий название плато Тавак (блюдо). Это почти совершенно горизонтальное и ровное, небольшое плато, поднятое до абс. высоты 2118 м. С севера Тавакское плато ограничено Баштавакским разломом, а восточные, западные и южные его окраины представляют собой каньонообразные обрывы склонов, спускающихся с него саев.

В районе Кызчеку, ограничивающем Карамазарские горы с юго-запада, и южнее располагается область развития своеобразного пустынного и голого предгорного мелкосопочника, представляющего собой здесь как бы соединительное звено между Кураминским хребтом и горами Моголтау. Район сложен эффузивами и рассечен сильно развитой системой саев бассейна Уткемсу и Карамазарсая, по которым выносятся галечниковый материал в Мурзарабат-Дальверзинскую (Уткемсу) и Самгарскую (Карамазарсай) степи.

Горы Моголтау входят в пределы Таджикистана главным образом юго-восточным склоном, резко поднимающимся над Ферганской равниной, протягиваются в юго-западном направлении на 30 км. Склон этот изрезан глубокими (летом безводными) скалистыми ущельями, днища которых покрыты грубообломочными продуктами разрушения.

Сохранившиеся в ряде мест в Кураминском хребте осадки мезокайнозоя, залегающие на выровненной поверхности древнего домелового несплена, позволяют с достаточной убедительностью восстановить очерк Кураминско-Моголтауского поднятия до расчленения его эрозией. По данным Н. П. Васильковского, оно представляет собой складку большого радиуса с пологим северным крылом и крутым, возможно оборванным, южным. Это обстоятельство, а также различное высотное положение базисов денудации северного и южного склонов Кураминского поднятия обусловило морфологические особенности этих склонов.

Обилие в неогеновых отложениях Ангренской долины и Ферганской впадины гальки пород, слагающих Кураминский хребет, свидетельствует о том, что уже в неогене Кураминское поднятие служило поставщиком терригенного материала. Эрозионная деятельность протекала с различной интенсивностью; намечаются этапы усиления и ослабления. Наблюдение над террасами речных долин, произведенное в Кураминском хребте Ю. А. Скворцовым, позволило ему наметить здесь четыре основных цикла денудации, характерные для развития всех долин бассейна Сыр-Дарьи в четвертичное время (нанайский, ташкентский, голодностепский и сырдарьинский).

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ТАДЖИКИСТАН

Северо-восточный Таджикистан занимает западную часть так называемой Ферганской впадины. Располагаясь на месте обширной депрессии, существовавшей здесь в меловое и палеогеновое время, Ферганская впадина получила орографическое оформление в неогеновое время, когда началось энергичное поднятие Кураминского и Туркестанского хребтов. В неогеновое и четвертичное время она продолжала быть областью наибольшего накопления осадков. Сюда с окружающих поднятий сносились продукты разрушения, отлагаясь в виде мощных конусов выноса. Как показал В. Н. Вебер (1934), эти конусы выноса с течением времени продвигались в сторону осевой части впадины, нередко сливаясь друг с другом, образуя широкие, слабо наклоненные к центральной части впадины, предгорные равнины.

Тектонические движения конца неогена и начала четвертичного периода создали ряд брахискладчатых поднятий, большей частью расположенных параллельно бортам впадины. Одновременно продолжалось накопление мощных древнечетвертичных конгломератов, сопоставляемых с осадками древнечетвертичного (нанайского) цикла денудации Ю. А. Скворцова. В это время началось энергичное эрозионное расчлене-

ние всех поднятий, формирование в центральной части Ферганской впадины долины р. Сыр-Дарья.

Таким образом, геоморфологическое строение Ферганской впадины характеризуется наличием ряда различных в генетическом отношении элементов, обуславливающих своеобразие ландшафтов: 1) формы плоскостной пролювиальной аккумуляции (предгорные равнины); 2) структурные, в основном складчатые (часто брахискладчатые) гряды или цепи возвышенностей; 3) эрозионно-аккумулятивные формы долины Сыр-Дарья.

Длительный процесс предгорного пролювиального накопления, прерывающегося площадным размывом (от неогена до настоящего времени), привел к формированию нескольких уровней равнинных площадей. Сопоставление этих уровней с террасами Сыр-Дарья позволяет отметить те же четыре цикла денудации, которые были установлены Ю. А. Скворцовым для бассейна Сыр-Дарья.

Установленный В. Н. Вебером (1934) рост Ферганской впадины происходил путем постепенного (относительного) погружения ее центральной части и вздымания обрамления, связывая в единый процесс все процессы новейшего морфогенеза Ферганы. Постепенно захватывая периферические части впадины, поднятия вызывали продвижение сухих дельт к центральной ее части. При этом сужение долины Сыр-Дарья и скачкообразное врезание реки в накопленные до того толщи создавало террасы. Интенсивное же эрозионное расчленение превращало образующиеся аккумулятивные предгорные равнины и монолитные структурные массивы в цепи и гряды останцовых возвышенностей.

Некоторую роль в формировании мелких аккумулятивных форм рельефа пустынного ландшафта Ферганской впадины играли процессы развевания. В результате был создан, например, своеобразный ландшафт песков Кайракумы к югу от Супетау.

Предгорные равнины

Северная предгорная равнина расположена на правобережье Сыр-Дарья к юго-востоку от гор Моголтау и Кураминского хребта. С юга, в пределах Таджикистана, северная предгорная равнина ограничивается складчатым поднятием системы гряд Акчоп-Супетау. Местами эта равнина расширяется до 14 км, а местами сужается до 2 км. Высота равнины 400—500 м. В отдельных своих частях равнина носит различные названия: уроч. Даш, Егизкара, Каракон (Камышкурганская впадина), Пунганская равнина и т. д.

В продольном профиле (с юго-запада на северо-восток) равнина имеет волнистый вид, пересекаясь сухими руслами временных потоков. Сложена равнина из целого ряда плоских, сливающихся и перекрывающих друг друга, предгорных конусов выноса. У подножия Кураминских гор в районе селений Шайдан-Чадак лежат мощные, слабо сцементированные галечники, принадлежащие самым древним ныне сухим дельтам рек. Современные реки врезаются в них местами до глубины 100 м. Южнее эти отложения конусов выноса скрываются под более молодыми, затем снова выходят на поверхность, образуя трамплины в гряде Акчоп-Супетау и намечая, таким образом, синклинальное строение местности между Кураминским хребтом и горами Акчоп-Супетау.

Конусы выноса бассейна Карамазарса образуют несколько приподнятый водораздел рек, стекающих к Самгару и в Камышкурганскую

впадину. Такой же водораздельный подъем, но гипсометрически менее выраженный, имеется к востоку от сел. Камыш-Курган.

Вся равнина летом почти безводна, и только у самых подножий гор выходят родники.

Южная предгорная равнина располагается на левобережье Сыр-Дарьи. На западе равнина более широкая и выходит за пределы Ферганской впадины, а на востоке, где предгорья и передовые цепи Туркестанского хребта дальше выдвигаются к северу, она сужается.

С юга на север равнина пересекается долинами рек, постоянно несущих воду (Аксу, Исфара, Ходжабакирган), и главным образом многочисленными сухими руслами временных потоков. Восточная ее часть более возвышена, чем западная, глубже расчленена долинами, логами, сухими оврагами.

Поверхность предгорного шлейфа представляет собой волнистую наклонную равнину, которая, постепенно повышаясь, протягивается далеко на юг, до самых предгорий Туркестанского хребта или до подошвы параллельных ему передовых хребтов.

Северный уступ южной предгорной равнины или уступ четвертой, а иногда третьей террасы Сыр-Дарьи (о которой будет сказано ниже), расчленен немногими долинами рек и многочисленными силевыми или временными потоками. Вследствие этого край предгорной равнины имеет неровный лопастной вид. Конусы выноса нередко образуют как бы фестончатую оторочку у подножия уступа, спускаясь на террасы Сыр-Дарьи. От р. Аксу к западу, примерно до сел. Науганды, северный край предгорной равнины несколько приподнят над прилегающей с юга местностью, образуя так называемую Наугандинскую грядку. К северу от нее располагаются обширные площади аллювиально-пролювиальной наклонной равнины, сложенной четвертичными галечниками и лёссовыми толщами. Эта равнина к западу от Беговата отделяется небольшим, частью замкнутым уступом от плоской поверхности Голодностепского плато, сложенного более молодыми аллювиально-пролювиальными отложениями.

В восточной части левобережья по водоразделу Ходжабакирган—Исфара узкая полоса наклонной предгорной равнины с юга ограничена широким вытянутой грядой Белесенык, являющейся передовой кулисой предгорий Туркестанского хребта. На севере она обрезается долиной р. Сыр-Дарьи. Западнее предгорная равнина ограничивается с юга невысокой Уратюбинской грядой, сложенной палеозойскими и палеогеновыми породами.

Складчатые поднятия

Система гряд Акчоп-Супетау

От сел. Дигмай по левому берегу р. Сыр-Дарьи на восток-северо-восток до г. Самгара на правом берегу в виде невысокого увала и едва выраженных холмов протягивается складчатая гряда. Ущельем р. Ходжабакирган она разделяется на две возвышенности — Дигмай и Исписар, относительная высота которых не превышает 200 м. Образование ущелья связано с поднятием гряды в четвертичное время, в которую по мере ее поднятия и врезалась р. Ходжабакирган.

Вблизи г. Самгара высота гряды резко увеличивается и к северо-востоку от него — в гряде Акчоп достигает 1300 м. Сохраняя прежнее направление, гряда заканчивается отдельными холмами — останцами в уроч. Каракон. Восточный ее отрезок, отделенный понижением гребня, носит название Акбель. Западный Акчоп, начинаясь у Самгара, протя-

гивается на 20 км к восток-северо-востоку. Общая длина гряды от г. Самгара до уроч. Каракон — 40 км.

К южному склону северо-восточного конца гряды Акбель примыкает новая гряда, протягивающаяся почти в широтном направлении и известная под названием Супетау. Место их стыка прорезано ущельем Карварек, по которому стекают временные потоки из Камышкурганской котловины на юго-запад и юг, через пески Кайракум к Сыр-Дарье. Гряда сильно размыта, и орографическим ее продолжением на левом берегу Сыр-Дарьи являются холмы Науката. К востоку гряда Супетау также распадается на отдельные холмы и невысокие увалы, которые прослеживаются почти до сел. Пан.

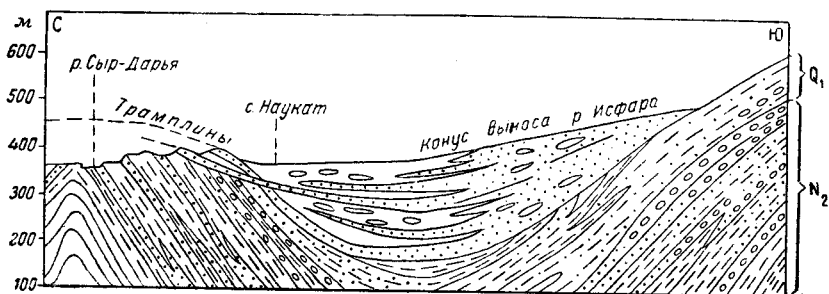


Рис. 100. Схема строения западной части Ферганской впадины.
По Н. П. Васильковскому

Совершенно безводные летом, покрытые лишь скудной растительностью хребты Акчоп, Акбель и Супетау имеют пустынный вид. Южные их склоны круто обрываются к долине Сыр-Дарьи, северные более низкие и пологие. Склоны изрезаны короткими и крутыми оврагами, вырытыми временными водотоками. Крупных оврагов, пересекающих хребет, очень немного. Наибольший из них, открывающийся недалеко от Самгара, имеет вид каньона с почти отвесными стенками, глубиной до 200 м. Есть и продолжные ущелья, протягивающиеся параллельно оси хребта. Таково, например, Бардыкульское ущелье в горах Акбель, известное своими месторождениями каменной соли. Оно имеет вид крутостенного оврага 150—200 м глубины и 18 км длины и открывается в уроч. Каракон. К юго-востоку от него протягивается параллельный овраг — Малый Бардыкуль. Овраги нередко бывают загромождены глыбами, или в них наблюдаются высокие отвесные уступы — пороги, образованные выходами более твердых пород.

В строении всех указанных гряд принимают участие неогеновые отложения, характеризующиеся наибольшими для района Ферганы мощностями. Здесь широко развиты мощные гипсоносные и соленосные отложения миоцена. Во время альпийского складкообразования неогеновые отложения были собраны в кулисообразно расположенные складки, усложненные, в связи с наличием пластичных соленосных и гипсоносных толщ, явлениями диапира. По окраинам гряд наблюдаются полого наклоненные толщи древнечетвертичных конгломератов («трамплины» Н. П. Васильковского). На склонах гряд, на высотах 100—120—180 м, имеются террасированные древние поверхности, прикрытые сходными конгломератами; в гребневой части гряд в ряде пунктов также отмечаются горизонтально лежащие идентичные вышеуказанным конгломе-

раты (рис. 100). Все это говорит о том, что поднятие происходило в древнечетвертичное время и в несколько этапов. Образование террасированных древних поверхностей—«трамплинов» сопровождалось накоплением шлейфовых конгломератов и по времени, по всей вероятности, относится к нанайскому (древнечетвертичному) циклу. На склонах имеется ряд более молодых террас, врезанных в толщу конгломератов и расположенных на разных уровнях.

Образовавшиеся поднятия в течение длительной четвертичной истории подвергались глубокому размыву. В результате были выведены на поверхность все свиты, слагающие складки вплоть до соленосной и гипсоносной, залегающих в их ядрах. Произошло также расчленение единого, вытянутого в северо-восточном направлении, поднятия на ряд гряд (Акчоп, Акбель, Супетау и др.). Северные склоны этих гряд, сложенные менее стойкими, плохо сцементированными древнечетвертичными конгломератами, сильно разрушены, размыты и постепенно переходят в предгорную равнину. Непосредственно у северных их подножий намечаются наиболее пониженные участки предгорной равнины— ложа временных потоков и котловины (у северо-западного подножия Кызылджарских холмов, у северного подножия Бахмалраватских холмов и гряды Жанбулакчоп, Камышкурганская котловина и др.).

Ходжамушкент-Уратюбинская гряда

Отделяя от южной предгорной равнины Шахристанскую котловину, по левобережью Сыр-Дарьи протягивается Ходжамушкент-Уратюбинская гряда. Она обладает резкими молодыми чертами эрозионного расчленения, будучи разделена на отдельные звенья целым рядом поперечных ущелий и проходов. Некоторые из них в настоящее время выполнены обломочным материалом. На меридиане сел. Шахристан между Балачакыром и Сармычем гряда прерывается широким (2,5—3 км) проходом с несколькими сухими галечниковыми руслами и двумя расположенными между ними сопками, сложенными третичными красноцветными породами. Эти останцы являются свидетелями бывшего здесь соединения между обоими неровными отрезками гряды. На западном своем отрезке до Каттасая гряда протягивается почти широтно в виде единой полосы, а от Каттасая образует как бы сдвинутые к северу и расходящиеся две дугообразные ветви, соединяющиеся на востоке у массива горы Кух и замыкающие Уратюбинскую котловину. В наиболее возвышенных частях гряды поднимается здесь на 300—400 м над прилегающей равниной и полого опускается к ней на востоке. Восточный отрезок гряды, за указанным проходом, сразу же начинается большими высотами, возрастающими в сторону г. Ура-Тюбе. В 5 км к югу от этого города главный массив этой части гряды прорезан р. Каттасаем. Восточнее Ура-Тюбе основу гряды образует вытянутая в широтном направлении гора Кух, прорезанная узким поперечным ущельем Даганасая, за которым она продолжается в виде возвышенности Алтыангыр до следующего поперечного оврага Амбардарасай. Гора Кух, сложенная палеозойскими породами (известняками), окаймляется с юга цепью невысоких сопков, вытянутых в виде выпуклой к юго-востоку дуги, доходящей до сел. Истарчи. Две большие сопки (Ханская и Крепостная), сложенные палеозойскими породами, замыкают с севера эту котловину, в которой и располагается город Ура-Тюбе.

В поперечном направлении Уратюбинская гряда обнаруживает несимметричное строение. Ее южный склон более крутой, изрезан короткими ущельями со скалистыми склонами; северный очень пологий, расчлененный длинными логами и саями на ряд меридиональных гряд, постепенно понижающихся к северу и сливающихся с предгорной равниной Шахристанской котловины. Поперечные ущелья и проходы, заложенные, вероятно, еще до поднятия гряды, служили естественными каналами для выноса к северу продуктов разрушения, которые отлагались в виде предгорных конусов выноса. Эта равнина (Шахристанской котловины) была образована в одну из ранних фаз развития рельефа, соответствующую, очевидно, ташкентскому циклу (Q_2).

Наугандинская гряда

Наугандинская гряда состоит из цепи платообразных останцов (Джангамазар, Каракемес, Хавастак, Ширинкыз, Кашке и др.), подходящих на востоке к долине Сыр-Дарьи у ст. Хилково и соединяющихся перемычкой с Уратюбинской грядой по линии Искандеркизанги. Вершины их поднимаются над окружающей равниной на 500—600 м. Гряда сложена неогеновыми песчано-глинистыми и конгломератовыми отложениями, перекрытыми, особенно в краевых зонах, толщами рыхлых нижнечетвертичных галечников. Последние слагают и перемычку Искандеркизанги. Возникновение этой гряды связано с образованием складчатого поднятия совсем недавнего времени.

Долина Сыр-Дарьи

Река Сыр-Дарья — главная водная артерия края — имеет хорошо разработанную долину с четырьмя аллювиальными террасами. Ширина этих террас непостоянна, особенно на правобережье, где некоторые из них оказались перекрытыми пролювиальным шлейфом; в других случаях они достаточно широкие и отчетливо выраженные. Лучше всего сохранились все четыре террасы на левом берегу Сыр-Дарьи между возвышенностями (Ленинабадские или Беговатские ворота). Здесь, против ст. Хилково, выделяется самая низкая первая терраса с обрывчиком к самому уровню реки около 0,5 м. Вторая терраса прослежена у ст. Хилково и сел. Беговат. В межень река врывается в нее до 1,5—2 м, а в половодье она заливается водой. Ширина террасы 1—1,5 км, (в других местах до 3—4 км). Местами она отчленена от берегов рукавами Сыр-Дарьи и образует острова. В районе Голодной степи поверхность этой террасы изобилует старицами, болотистыми участками, озерами и поэтому ее здесь называют «озерной».

Следующая терраса ограничена от предыдущей уступом высотой в 5—10 м. Поверхность ее заметно повышается в сторону реки и к западу от Беговата переходит в плато Голодной степи, что дает основание называть ее, по терминологии Ю. А. Скворцова, голодностепской (Q_3). Уступ высотой в 15—20 м, иногда до 30 м, круто поднимающийся на юге Голодной степи, представляет северный край четвертой надпойменной террасы. Обычно он перекрыт предгорным шлейфом Туркестанского хребта (см. описание южной предгорной равнины).

На правом берегу Сыр-Дарьи выделена третья терраса, занимающая наибольшую площадь между грядой Акчоп, Супетау и Сыр-Дарьей (уроч. Кайрак-Кум). Поверхность ее понижается с севера на юг, от

450—500 м у южной подошвы гряды до 320—330 м у Сыр-Дарьи. Северная часть террасы в пределах сравнительно узкой полосы (от 2 до 3,5 км) представляет плато, сложенное продуктами разрушения гряды, южная часть, ограниченная уступом, покрыта новейшими рыхлыми образованиями — глинами, суглинками и рыхлыми песками. Последние большей частью подвижные, несут лишь скудную растительность (саксаул), что придает местности характер типичной песчаной пустыни. Главная масса песков Кайрак-Кумов представляет продукты развевания неогеновых песчаников, что подтверждается их минералогическим составом, сходным с составом песчаников. Кроме того, в образовании подвижных песков, принимают участие лёссово-глинистые аллювиальные образования, слагающие террасу. Насколько энергично идет развевание лёссовых толщ, можно судить по останцам высотой до 4 м. И. Ф. Готшлак (1915) описал здесь борозды и котловины выдувания до 1—1,5 м глубины, обычно вытянутые в направлении господствующих ветров с юго-запада на северо-восток.

Из форм песчаных накоплений в Кайрак-Кумах встречаются как типичные двурогие подвижные барханы, так и небольшие песчаные косы; барханы движутся к северо-востоку.

Третьей террасе, очевидно, также соответствует поверхность Камыш-курганской впадины (уроч. Каракон). Возвышающийся же над нею уступ (70-метровая терраса), врезанный в древнечетвертичные конгломераты, соответствует, вероятно, ташкентской террасе (Q_2). Обширный участок третьей террасы сохранился также возле сел. Гурумсара, главным образом за пределами Таджикистана. В других местах поверхность третьей террасы по правобережью Сыр-Дарьи перекрывается пролювиальным шлейфом.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН

Центральный Таджикистан, известный в географической литературе под названием Кухистан (страна гор), являлся, начиная с неогена, областью, подвергавшейся интенсивной эрозии.

Центральный Таджикистан состоит из трех протягивающихся в широтном направлении, несколько расходящихся на западе хребтов: Туркестанского, Зеравшанского и Гиссарского. На юго-востоке к ним присоединяется еще один, обособленный и являющийся как бы передовой цепью Гиссарского хребта — Каратегинский хребет.

Наиболее древней орографической единицей является Гиссарский хребет, возникший, возможно, даже в олигоцене. По мере поднятия хребта сносимый с него материал отлагался у подножий, образуя третичные красноцветные толщи. При этом выработалась и речная сеть, представлявшая, по-видимому, систему поперечных долин северного и южного склонов.

Позднее поднимались Зеравшанский и Туркестанский хребты и их отроги, а также южные передовые гребни Гиссарского хребта. При быстром поднятии поперечных гряд реки обращали свое течение и выработывали поперечные же долины, но с обратным уклоном. В промежутке между хребтами возникали продольные долины рек Зеравшан, Ягноб, Арглы, Яснам и др.

Если преобладала эрозия, то поднимавшиеся гряды или хребты проливались поперечными ущельями, реки в которых сохранили первоначальное направление течения. Известен ряд таких поперечных (анте-

цедентных) долин, как-то: Актанги, Аучи, Аксу в Туркестанском хребте; Магиан, Кштутдаря, Фандарья в Зеравшанском хребте, Каратаг, Варзоб, Кафирниган, Собрух и др. долины в Гиссарском хребте. Интересно то обстоятельство, что поперечные ущелья образуют лишь реки, текущие в северном направлении к северу от Гиссарского хребта и в южном — к югу от него. Это подтверждает предположение о том, что поднятие шло последовательно от Гиссарского хребта на юг и на север.

Часто поперечные долины пересекают хребты более высокие, чем водораздельные, располагающиеся в передовых отрогах. Большая часть Центрального Таджикистана имеет абсолютные высоты 800—1000 м, и лишь на востоке до 6000 м.

В долине Зеравшана, у г. Пенджикента, между отдельными грядями Уратюбинских возвышенностей, а также в долине Арглы, наблюдается значительное накопление аллювиального и пролювиального материала, вся же остальная страна представляет собой область интенсивной эрозии.

В зависимости от литологии и геологической истории рельефа, довольно резко меняется характер денудационных процессов. Так, в наиболее пониженных участках, а также в местах развития значительных полей мезо-кайнозоя, денудация идет по пути расчленения рельефа разветвленной сетью сравнительно неглубоких саев, в результате чего формируется поверхность мелкопочника — адыра. Наиболее типичные адыры встречаются в Пенджикентском районе по левобережью Зеравшана в области распространения третичных конгломератов. В сланцевых толщах при интенсивной глубинной эрозии вертикальные обрывы быстро разрушаются и снижение водоразделов следует за врезанием долин. Образуются островершинные расчлененные гребни с широкими долинами между ними и колоссальные осыпи. Наиболее отчетливо этот тип рельефа развит по правобережью Зеравшана.

Там, где породы довольно устойчивы и эрозия менее интенсивна, рельеф принимает характер скалистых кряжей. Водоразделы расчленены неглубоко и лишь кое-где выступают скалистые вершины. Участки с подобным рельефом встречаются главным образом в передовых хребтах, часто приурочены к переходу от адыров к грубо расчлененному скалистому рельефу.

Своеобразный тип рельефа наблюдается в местах глубокого эрозионного расчленения пород, достаточно устойчивых, чтобы сохранять вертикальные или почти вертикальные стенки, обычно в палеозойских известняках, а иногда в гранитах. Именно эти груборасчлененные формы с каньоновидными ущельями и пальцеобразно торчащими вершинами придают характерный вид южному склону Гиссарского и северному склону Туркестанского хребтов.

В высокогорных областях развиты формы альпийского ледникового типа, особенно хорошо выраженные в известняках и гранитах и хуже в сланцах. Верховья крупных долин, как продольных, так и поперечных, имеют корытообразный выпуклый профиль, и вследствие этого со дна продольных долин почти не видно водоразделов Туркестанского, Зеравшанского и Гиссарского хребтов.

Следы древнего оледенения наблюдаются на высотах до 2000 м. К настоящему времени нет еще достаточных данных, чтобы говорить определенно о числе оледенений, имевших место в Кухистане. С. И. Клуников допускает существование лишь двух оледенений, следы которых представлены двумя вложенными трогами и двумя системами ясно выраженных морен и флювиогляциальных отложений.

В. Е. Гордиенко (1936), проводившая наблюдения в верховьях Ягноба, приводит следующую схему истории жизни Ягнобских ледников. В первую стадию мощного оледенения ледник спускался до сел. Науметкан или даже до Хириртаба, оставив после себя морены в долине Ягноба. В районе этих селений на водоразделе двух составляющих р. Кумбель отмечены гранитные валуны. Затем наступил длительный период действия речной эрозии, характеризовавшийся пропиливанием известняковой гряды р. Барзанги, образованием Псканских ворот, углублением каньонов в нижних частях саев.

О наличии второй стадии оледенения свидетельствует штриховка на склонах долины Барзанги (формирование днища Гульбаса, являвшегося «предледниковой площадкой»). В нижних частях р. Ягноб происходит дальнейшее углубление долины.

В третью стадию произошло отступление ледника и длительная его задержка, которой, возможно, соответствуют продольные валы морены у концов ледников Барзанги и Такали (русло реки врезается в флювиогляциальные отложения и образует основную террасу, выраженную в пределах Гульбаса).

Последнее оледенение имело несколько стадий отступления — обычно 4—5, выраженных конечными моренами.

Современное оледенение захватывает многие водораздельные части хребтов. В пределах Таджикистана оледенение не отмечается только в средней части Гиссарского хребта, в Туркестанском хребте к западу от пика Пирях и в Зеравшанском хребте к западу от р. Кштутдаря. Среди ледников преобладают каровые, но нередки и хорошо выраженные долинны. Особо выделяется Зеравшанский ледник длиной 24 км. Значительных размеров достигает также ледник Рама и ряд других. Все ледники находятся в стадии быстрого отступления. Высота современной снеговой линии колеблется от 4000 до 4200 м.

Для юго-западной части Центрального Таджикистана характерно обилие озер различного происхождения. Здесь наблюдаются как небольшие моренные озера и озера, подпертые конусами выноса, так и довольно крупные завальные озера, например, озера Искандеркуль, Куликолон, Каракуль, семь озер р. Шинк и др. Часто наблюдаются древние озерные впадины, уже спущенные, в которых сохранились лишь прорванные плотины да тонкослоистые озерные отложения. Обвальное нагромождения имеют вообще значительное распространение и не только в качестве озерных плотин. Особенно развиты они по р. Ягноб.

На значительном протяжении и в северных предгорьях Туркестанского хребта, и в долине Зеравшана наблюдаются многочисленные террасы, указывающие, по-видимому, на последовательные стадии поднятия страны. В остальных долинах как продольных, так и поперечных, террасы либо вообще отсутствуют, либо являются узлокальными, обусловленными местными явлениями: завалами, тектоническими подвижками и т. п. В настоящее время по рекам не прослежено непрерывных пойменных участков большого протяжения. Боковые притоки крупных рек часто образуют в устьях конусы выноса, пересекаемые водотоками.

Значительное развитие в Центральном Таджикистане имеют древние денудационные поверхности, погребенные ранее под мезо-кайнозойем. Позднее они были дислоцированы и ныне вновь вскрыты. В рельефе они создают своеобразный куэстовый ландшафт, который особенно хорошо выражен в местах развития палеозойских известняков.

К областям развития мезо-кайнозойских отложений приурочены оползневые явления.

Несмотря на широкое распространение известняков, значительные карстовые явления в них наблюдаются редко, что стоит, по-видимому, в связи с интенсивной глубинной эрозией, опережающей развитие карста. Некоторое развитие получает карст лишь в мезозойских гипсах.

Большие снегопады и крутизна склонов способствуют развитию лавин. Лавинные русла во многих местах покрывают склон характерными рытвинами с нагроможденными по краям камнями. Питание многих ледников происходит в значительной мере за счет лавин (ледники туркестанского типа).

Бурное таяние снегов и ливневые дожди часто вызывают образование силевых потоков, которые достигают большой мощности в Пенджикентском и отчасти Уратюбинском районах.

Туркестанский хребет и его северные передовые гряды

Поверхность северной пониженной части Центрального Таджикистана (район г. Ура-Тюбе) представляет собой довольно слабо расчлененные адыры. Отдельные наиболее крупные гряды, сложенные мезокайнозоем и отчасти палеозоем, прорезаны поперечными долинами рек Туркестанского хребта. По выходе этих долин из гор в них наблюдается до четырех веерообразно выклинивающихся террас. Между грядами развиты пролювиальные шлейфы. Шахристанская котловина вытянута с запада на восток на 45 км при ширине 10—17 км. Поверхность ее сложена рядом конусов выноса и изрезана на южной и северной окраинах глубокими оврагами, сухими галечниковыми руслами.

Северный склон Туркестанского хребта и его передовые гряды сложены в основном палеозойскими известняками, дающими груборасчлененные скалистые формы рельефа, хотя гребни их, как например, у хр. Курганак, иногда имеют малорасчлененную линию. В виде широтных полос среди известняков развиты сланцевые свиты. К ним преимущественно приурочены мелкие продольные долины и расширения крупных поперечных долин. Крупная поперечная долина р. Арглы, отделяя главный Туркестанский хребет от передового хребта Курганак, резко поворачивает, прорывая его узким поперечным Аучинским ущельем. В настоящее время долина Арглы в значительной мере погребена под пролювиальным материалом, выносимым ее боковыми притоками.

Характерным для северного склона Туркестанского хребта является куэстовый ландшафт, обусловленный наличием древних денудационных поверхностей, моноклиально падающих к югу. Наибольшей известностью пользуется плоскогорье Супа в верховьях р. Заамин.

Главный водораздельный гребень Туркестанского хребта в западной части сложен сланцевыми толщами и имеет типичный для этих толщ расчлененный рельеф; кроме того, он несет следы древнего оледенения.

Известняки, плотные песчаники и изверженные породы в восточной части хребта обуславливают неприступный скалистый рельеф. Довольно значительных размеров достигает здесь современное оледенение. Отдельные вершины поднимаются более чем на 5500—6000 м (пики Пирах, Акчукур, Янгисабак и др.).

Крутой южный склон Туркестанского хребта сложен верхнесилурийскими сланцами и песчаниками и представляет собой однообразный

ландшафт расчлененных островершинных гребней и колоссальных осыпей. В западной части г. Пенджикента вскрыта наклоненная к югу денудационная поверхность палеозойских известняков с взбегающими на нее фестонами мезо-кайнозоя. Отдельные участки этой поверхности прослеживаются и восточнее, причем предполагаемая верхняя граница этой моноклиальной структуры (куэсты) проходит лишь несколько выше вершин водораздела, что говорит о сравнительно слабой денудации и, следовательно, молодости Туркестанского хребта.

Долина р. Зеравшан

Между Туркестанским и Зеравшанским хребтами через весь Центральный Таджикистан проходит долина р. Зеравшан, которая почти на всем протяжении имеет вид ущелья, промытого по простиранию песчано-сланцевых толщ среднего палеозоя. Врезаясь более или менее по вертикали, река постепенно смещалась к северу и лишь в районе Захмат-абада до настоящего времени сохранила первоначальное направление.

Река Зеравшан берет начало в горах, окружающих Зеравшанский ледник. Высоты достигают здесь свыше 6000 м. Эта область максимального развития ледников, языки которых спускаются до 2800 м, является наиболее труднодоступной частью Центрального Таджикистана.

Верхняя часть долины Зеравшана имеет характер широкого ледникового трога с ровным дном и незначительным уклоном. Реки текут здесь в низких берегах, часто перемещая среди наносов свои русла. Склоны долин в нижней их части обрываются крутым обрывом. Примерно в 20 км от конца Зеравшанского ледника река постепенно врезается в дно долины, образуя террасы. Приближаясь к г. Пенджикенту, р. Зеравшан входит в широкую Самаркандскую котловину, расширяется и приобретает широкую пойму. Склоны ее долины выполаживаются и по левобережью имеют характер адыров.

В долине Зеравшана террасы прослеживаются не на всем ее протяжении, а только там, где она расширяется в связи с наличием мягких, хорошо размываемых пород. Лучше всего прослеживаются пять террас. У сел. Сангистан, по данным А. В. Ненастьева (1936), ширина пятой террасы до 20 м, высота 103 м. Сложена терраса серовато-коричневыми конгломератами, более мелкими вверху и крупными внизу, цемент преимущественно известковый. Эта терраса почти отвесной стеной обрывается к поверхности четвертой террасы. Четвертая терраса, плохо сохранившаяся и сильно размтая, сложена крупногалечными конгломератами. Цемент также известковый. Третья терраса наиболее характерна для долины Зеравшана. Ширина ее в некоторых местах достигает 0,5 км. Терраса врезана в коренные породы и покрыта слоем галечника, перекрытого сверху лёссовидными суглинками (на ней размещены почти все селения долины Зеравшана). В Самаркандской котловине к этой террасе приурочены наиболее мощные лёссовые накопления. Ю. А. Скворцов склонен относить ее образование к голодностепскому циклу денудации (Q₃). Вторая терраса имеет ширину 20—30 м; сложена — аллювием, под которым лежат галечники с прослоями песка. Первая терраса (пойменная) имеет небольшую ширину и сложена галечниками.

А. В. Ненастьева (1936) намечает следующую последовательность в развитии долины Зеравшана:

- 1) заложение долины происходило одновременно с образованием горной страны;
- 2) выработка долин; непрерывное углубление и размывание коренных пород; материал выносился из горной части в Самаркандскую котловину, где накапливались мощные древнечетвертичные конгломераты;
- 3) повышение базиса эрозии; прекращение размыва — аккумулятивная стадия;
- 4) после того как галечники были отложены примерно до уровня 5 террасы, произошло понижение базиса эрозии, вызванное поднятием страны. Зеравшан стал врезаться в галечники, размывая их и образуя террасы. Образование террас шло медленно, и они успевали размываться. Так продолжалось до образования третьей террасы, когда река стала уже пропиливать коренные породы. В это время базис эрозии снова повысился и стали отлагаться галечники, но быстро произошло понижение в связи с новым поднятием страны и в результате можно наблюдать вложенную вторую и первую террасы. Период образования второй террасы был коротким, третья терраса не успела размываться, поэтому она и сохранилась лучше остальных.

Хребты Зеравшанский и Гиссарский

В водораздельной части Зеравшанский хребет сложен палеозойскими известняками и имеет скалистый расчлененный рельеф. Ряд вершин хребта превышает 5000 м и их покрывают мощные ледники.

На западе Зеравшанский хребет почти теряет характер водораздела, будучи прорезан тремя поперечными ущельями рек Фандарья, Кштутдарья и Магиандарья; на востоке он как бы сливается с Гиссарским хребтом, образуя водораздел между рр. Зеравшан и Сурхоб. Продолжение палеозойских толщ Гиссарского хребта пропилено поперечными (антецедентными) ущельями рр. Сорбух, Кабуд и др. Разнообразие мелких форм рельефа зависит главным образом от литологического состава и строения палеозоя, формирование крупных элементов рельефа обусловлено альпийскими тектоническими движениями. Хребты изгибаются, сходятся и расходятся в соответствии с изменением альпийских тектонических структур.

В средней части Центрального Таджикистана между Зеравшанским и Гиссарским хребтами протекает р. Ягноб. Долина ее в верховьях имеет широкую плоскодонную трогообразную форму, а в среднем и нижнем течении представляет собой узкое скалистое ущелье. Террасы (3 уровня) намечаются только в верховьях. К западу от рр. Фандарья и Искандардаря между Зеравшанским и Гиссарским хребтами наблюдается ряд отдельных скалистых горных массивов, разделенных поперечными ущельями. Таковы: Чимтарга (5650 м), Ганза (5400 м), Хазретсултан (4005 м) и др. Эти массивы сложены преимущественно палеозойскими известняками и, как правило, превышают водораздельную часть Гиссарского хребта. Адыры бассейна рр. Магиан и Шинк приурочены к депрессии, сложенной мезо-кайнозойскими отложениями. Гиссарский хребет достигает наибольшей высоты в западной и восточной частях (до 4500 м), сильно понижаясь в центральной (пер. Хоки — 3500 м, пер. Анзоб — 3350 м). Северный его склон сложен известняками, сланцами и изверженными породами и по характеру рельефа весьма сходен с Зеравшанским хребтом и промежуточными массивами. Южный

склон — в противоположность северному — длинный, сильно расчлененный; проекция южного склона в 4—5 раз длиннее проекции северного. Отличаясь существенно в деталях, он, в общем, является как бы зеркальным отображением северного склона Туркестанского хребта. Здесь также наблюдаются передовые гряды, зажатые среди палеозоя клочки мезозойских отложений с их характерным рельефом, а также отдельные участки обнаженных древних денудационных поверхностей и поперечные долины.

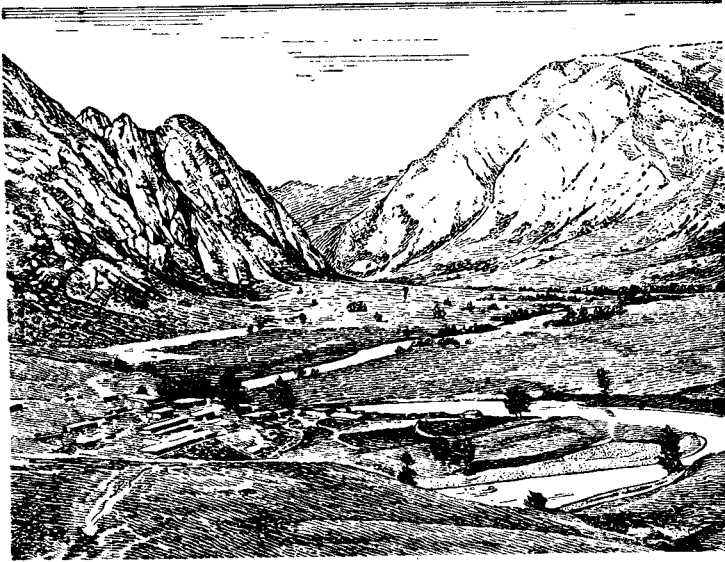


Рис. 101. Долина р. Канязь выше сел. Канязь.
По фото А. В. Григорьева

Реки склонов—многоводны. Они пересекают геологические структуры вкрест простирания и расчленяют хребет на множество второстепенных, «поперечных» относительно главного хребта, водораздельных гряд (рис. 101), усложняют орографию Гиссарского хребта. Наиболее крупными из них являются: Кафирниган, Варзоб, Каратаг, Лючоб, Ханака, Туполанг. Самая западная из рек южного склона Гиссарского хребта — р. Туполанг (левая составляющая р. Сурхан) — является по существу западной границей Гиссарского хребта. В ее верховьях Гиссарский хребет разделяется на две ветви: одна из них — главная, более высокая — уклоняется круто к юго-западу и разветвляется (уже за пределами Таджикистана) на несколько второстепенных хребтов, достигающих своими отрогами Аму-Дарьи; другая — менее высокая — идет на северо-запад и, понижаясь, теряется в пределах Бекбудиной степи.

По характеру рельефа южный склон Гиссарского хребта может быть разделен на три вытянутых в широтном направлении района: палеозойский массив на севере, полоса высоких предгорий, сложенная мезозойскими породами, и адыры на юге. В высотном отношении районы отграничиваются друг от друга довольно ясно выраженными уступами.

Рельеф палеозойского массива отличается скалистыми формами. Основным агентом, формирующим рельеф этого района, является реч-

ная эрозия, сопровождающаяся процессами физического выветривания. Большинство крупных рек и их боковые притоки образуют глубокие ущелья с крутыми, скалистыми, отвесными стенками (рис. 102). Течение рек — бурное. Нередко река занимает все дно ущелья, и пешеходные тропы в таких местах лепятся по карнизам. Толща наносов в русле обычно не превышает несколько метров.



Рис. 102. Ущелье р. Варзоб.
По фото П. К. Чихачева

По склонам долин в осадочных или эффузивных палеозойских толщах образуются прихотливые утесы и скалы. В районе распространения гранитов склоны имеют более сглаженные, но все же скалистые формы. На южном склоне Гиссарского хребта встречаются и высокие платообразные поверхности, прекрасно изображаемые на детальных топографических картах. Эти останцы древней равнины обычно покрыты почти горизонтально залегающими мезозойскими породами.

Полоса высоких предгорий является переходным геоморфологическим районом от палеозойских массивов на севере к району адыров на юге. Сложена она довольно сильно дислоцированными мезозойскими и нижнетретичными породами. Чередование твердых известняковых пород с мягкими песчано-глинистыми толщами привело к образованию в рельефе крутых обрывов с выступающими карнизами и гребнями более твердых пластов.

Район адыров, окаймляющий с юга Гиссарский хребет, в западной части сложен молодыми третичными отложениями, слабо дислоцированными, покрытыми мощным плащом лёссовидных пород. Широкое сильно волнистое плато адыров слабо наклонено к югу. Ряд глубоких меридиональных долин рассекает его, отделяя высокие, часто довольно узкие водоразделы, которые в свою очередь расчленяются мелкими оврагами и ответвлениями главных долин, создавая холмистый (адырный) ландшафт. Долины имеют отлично выраженные террасы и плоские днища.

ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ТАДЖИКИСТАН

Рельеф Юго-Западного Таджикистана представляет собой сложную систему складчатых возвышенностей (Таджикская виргация), занимающих восточную часть Таджикской депрессии.

Возникновение этой депрессии относится к началу мезозоя. В неогене в центральной части Юго-Западного Таджикистана происходит формирование Вахшского антиклинория; в западной части депрессии оформляются юго-западные отроги Гиссарского хребта. Особенно энер-

гично поднимаются окраины депрессии, превращаясь в высокогорную область. Одновременно начинают оформляться впадины (Яхсуйская и Сурханская), ставшие во второй половине неогена областями мощного осадконакопления.

Альпийские складчатые процессы сопровождались поднятием как отдельных структур, так и их групп, в результате чего создавалась орографическая основа рельефа Юго-Западного Таджикистана. На относительную молодость рельефа Юго-Западного Таджикистана указывает значительная высота, на которую подняты неогеновые и древнечетвертичные отложения и то, что современные формы рельефа находятся в полном соответствии со структурными элементами, которые не успели измениться в процессе денудации.

Наибольшую сложность имеют дислокации в хребте Петра I, где наблюдаются сильно сжатые, часто веерообразные складки. Здесь же находятся и наибольшие в Таджикской депрессии абсолютные отметки. В бассейне р. Кафирнигана антиклинальные складки разорваны по оси и надвинуты на соседние к востоку, перекрывая подвернутые восточные крылья. Антиклинали, слагающие хребты в бассейне р. Вахш, сближены на севере и разделены широкими синклинальными понижениями на юге. В юго-восточной части района (бассейн Аксу и Кызылсу) развиты особенно мощные неогеновые конгломераты. Антиклинали здесь узкие, а синклинали широкие и пологие; несмотря на большую протяженность, в рельефе они не выражены. В местах затухания складок абсолютные высоты (так же как относительные) значительно понижаются. Формы рельефа заметно упрощаются, но структурность сохраняется. В связи с расхождением складок и уменьшением абсолютных высот по мере движения на юг, рельеф предгорий постепенно сменяется слабо холмистой равниной.

Отмечая непосредственную зависимость общего характера рельефа от характера тектоники, необходимо подчеркнуть, что формирование деталей рельефа, протекающее под воздействием внешних факторов, определяется в значительной степени литологическим составом пород.

По геоморфологическим признакам и особенностям истории развития рельефа Юго-Западный Таджикистан можно разделить на несколько районов (рис. 103).

1. *Вахшский антиклинорий*, расположенный по верхнему Вахшу до линии Файзабад—Бальджуан, характеризуется наличием высоко поднятых массивов, состоящих из сближенных, часто веерообразных складок, образующих одно складчатое поднятие (хребет Петра I, Вахшский гребень).

2. *Складчатые поднятия низовий Вахша и Кафирнигана*, занимающие большую часть Юго-Западного Таджикистана. Район характеризуется меньшими амплитудами поднятий, постепенно убывающими к югу, а также структурностью рельефа. Горные гребни соответствуют антиклинальным складкам и разделяются постепенно расширяющимися к югу долинами.

3. *Яхсуйская впадина*, расположенная в бассейне рр. Яхсу и Кызылсу у подножия Дарваза, характеризуется в северной части своеобразным руинным рельефом и испытывает значительные новейшие поднятия, а в южной — наличием диапировых куполов, возвышающихся среди широких аллювиальных пространств.

4. *Гиссарская долина*, занимающая северную суженную часть Сурханской передовой впадины, является частью крупной продольной эро-

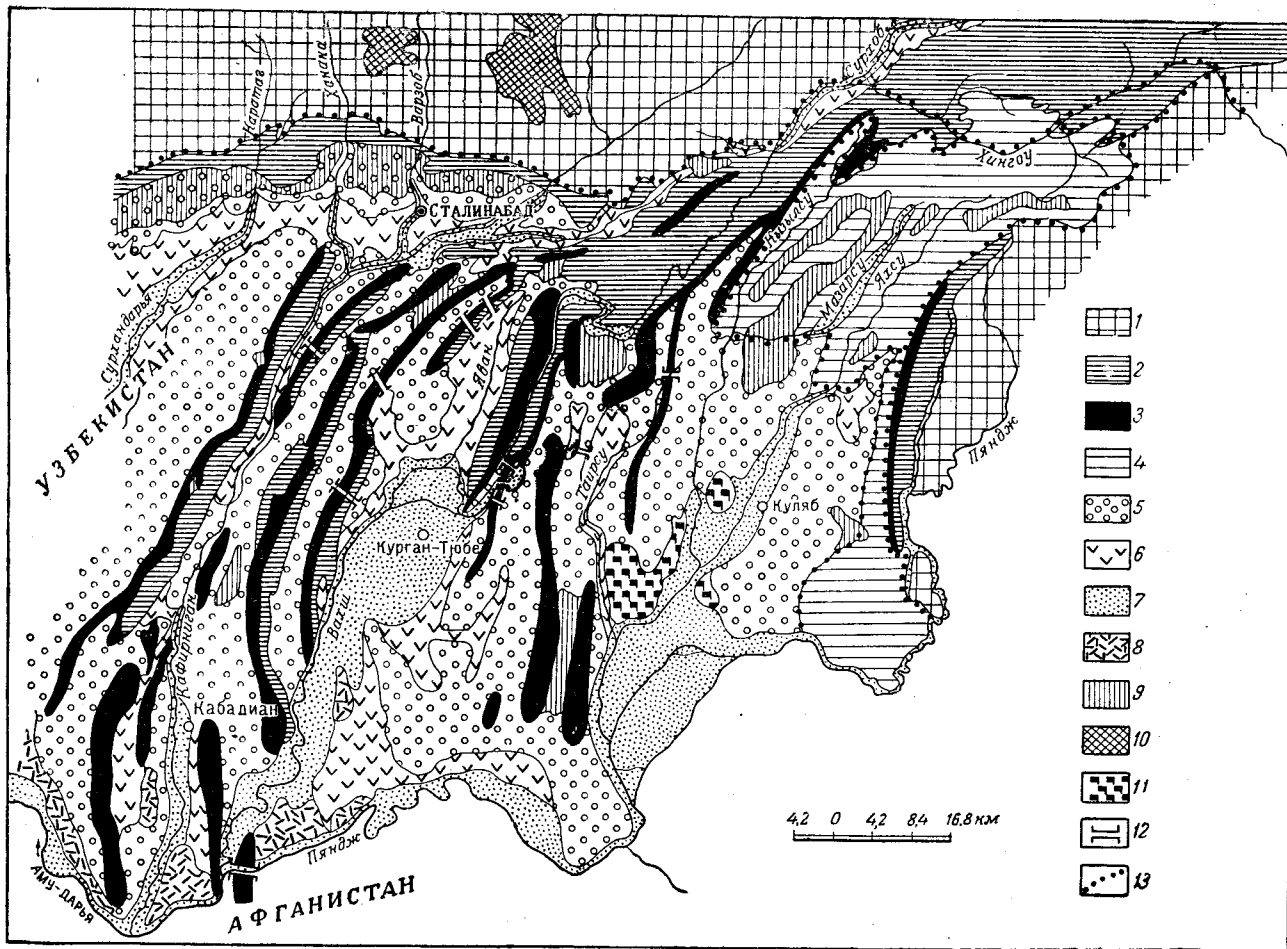


Рис. 103. Геоморфологическая схема Юго-Западного Таджикистана.

Составил А. Р. Бурачек

1 - скалистый рельеф областей распространения палеозойских отложений; 2 - скалистый рельеф областей распространения мезозойских и палеогеновых отложений; 3 - горные склоны, бронированные палеоцен-датскими известняками; 4 - руинный и ребристый рельеф областей распространения придарвазских неогеновых отложений; 5 - адыры; 6 - древние предгорные пролювиальные отложения; 7 - речные террасы; 8 - рельеф песчаных аккумуляций; 9 - сглаженные формы рельефа поверхности древней деуляции; 10 - останцы древнего третичного рельефа; 11 - карстовый рельеф; 12 - сквозные долины; 13 - границы районов

зионной впадины, по которой в начале четвертичного периода проходил мощный поток, омывавший подножия Гиссарского и Каратегинского хребтов.

Занимая суженную северо-восточную часть Таджикской депрессии, район Вахшского антиклинария в течение мезозоя и палеогена представлял собой область интенсивного накопления осадков. В начале неогена он вовлекается в общее поднятие Гиссара и Дарваза и перестает быть областью осадконакопления; во второй половине неогена этот район уже размывается, давая некоторое количество обломочного материала, сносившегося в Яхсуйскую передовую впадину. Последующие дислокации и поднятия приводят к образованию высокого складчатого горного массива — хр. Петра I. На востоке наивысшие точки его гребня покрыты вечным снегом, а по долинам спускаются ледники. В западной части хребта Петра I и в Вахшском гребне в связи с виргацией складок происходит снижение высот: они уже не поднимаются до границы вечного снега.

Интенсивная складчатость, вызвавшая скученность структур, новейшие поднятия и длительная, начиная с неогена, интенсивная эрозионная деятельность — значительно усложнили структурно-морфологические черты рельефа. Сохраняется только орографическое совпадение простирания хребта с простиранием слагающих его тектонических структур.

С севера хребет Петра I ограничен наиболее древней для Юго-Западного Таджикистана долиной р. Сурхоб, приуроченной к контакту палеозойского массива Каратегина и мезозойских пород, слагающих хр. Петра I. Р. Хингоу, ограничивающая хребет с юга, часто пересекает породы вкрест их простирания, образуя узкие ущелья. Долина р. Хингоу сравнительно с долиной Сурхоба более молодая и узкая. Террасы р. Хингоу были изучены В. И. Поповым, и к ним может быть целиком применена схема речных террас, разработанная этим исследователем для Дарваза, о чем будет сказано ниже.

Северный склон хр. Петра I замытый, на нем широко развит лёссовый покров; южный — скалистый и на всем протяжении изборозжен выступающими карнизами плотных пород.

Отчетливо выраженные на склонах хребта Петра I уступы древних денудационных поверхностей легко параллелизуются с таковыми в Дарвазе.

Бронированных форм рельефа в хребте Петра I мы не встречаем, хотя долины многих небольших речек, притоков Сурхоба и Хингоу, ориентированы по простиранию пород. Они начинают появляться западнее — возвышенность Хазретиша — типичная бронированная антиклиналь, а гребень, тянущийся на северо-восток от сел. Мазарэмир, пример бронированной моноклиальной структуры.

Вахшский гребень является орографическим продолжением к западу хр. Петра I и отделен от него ущельем р. Хингоу. На большей части своего протяжения он представляет собой поднятие, сложенное двумя сближенными складками, северный склон которого оборван продольным сбросом. Реки Вахш и Обигарм, ограничивающие Вахшский гребень с севера, текут по широкой древней долине, сливающейся с долиной р. Сурхоб. В тальвегах рек наблюдаются следы фазы пролювиального накопления (см. ниже) в виде мощных конусов выноса, образующих предгорный шлейф. Шлейф — террасирован, причём террасы часто несут на себе вторичные конусы, соответствующие им по возрасту (рис. 104). Современные реки, террасирующие древние шлейфы, врезаются узкими

каньонами в коренные породы древнего дна долины. Речных террас, частью врезанных в более древние породы, частью аккумулятивных, здесь насчитывается до шести. Каждая из них часто распадается на более мелкие ступени, общее число которых местами достигает 13. Аналогичную картину можно наблюдать и по р. Хингоу. Все эти террасы по своей высоте не выходят из пределов верхнего аккумулятивного уровня пролювиальной фазы, выделенной А. Р. Бурачеком, а потому могут быть отнесены к современной фазе речной эрозии.

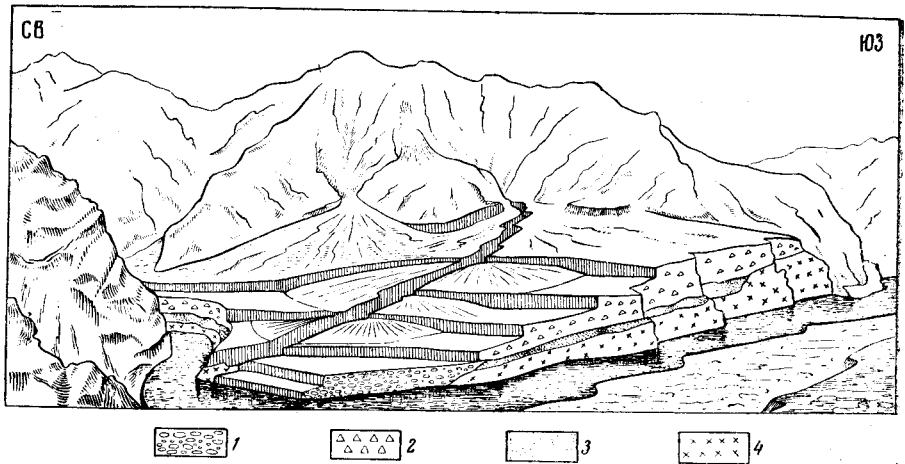


Рис. 104. Террасированный современной рекой древний конус выноса. Вид на левый берег Вахша от устья р. Обигарм.

С полевой зарисовки А. Р. Бурачека

1—отложения современной фазы речной эрозии; 2—отложения фазы пролювиального накопления; 3—отложения первой фазы речной эрозии; 4—коренные палеозойские породы

Ниже устья р. Обигарм Вахш прорезает глубокое ущелье по простиранию мезозойских пород и выходит из древней долины, опоясывающей подножие Гиссарского хребта, направляясь к югу. В этой, несомненно более молодой части долины Вахша наиболее узкая и скалистая, изредка в ней сохраняются участки современных террас.

Орографически район представляет собой ответвляющуюся от Вахшского гребня систему новых складок, расходящихся и затухающих в южном и в юго-западном направлениях. Это область структурного рельефа. Каждый горный гребень — антиклиналь; каждая большая долина — синклиналь, или зона тектонического нарушения. Редким исключением являются короткие участки долин, пересекающие, вопреки общему правилу, антиклинали (рис. 105).

Структурность положительных форм связана с легким разрушением третичной толщи, в результате смыва которой со сводов складок обнажаются палеоцен-датские известняки, бронирующие формы складок. Форма горных гряд строго соответствует формам слагающих их складок. А. Р. Бурачеком они сведены к двум основным типам: бронированным антиклиналям (горы Туунтау, Аруктау, Алатау и др.), развитым в южной части района, где интенсивность складчатости затухает, и бронированным моноклиналям (северные концы хребтов Бабатаг, Каршитау и Сарсаряк)—на северо-западе. Бронированные антиклинали часто имеют правильную сигарообразную форму. В условиях пустынного климата

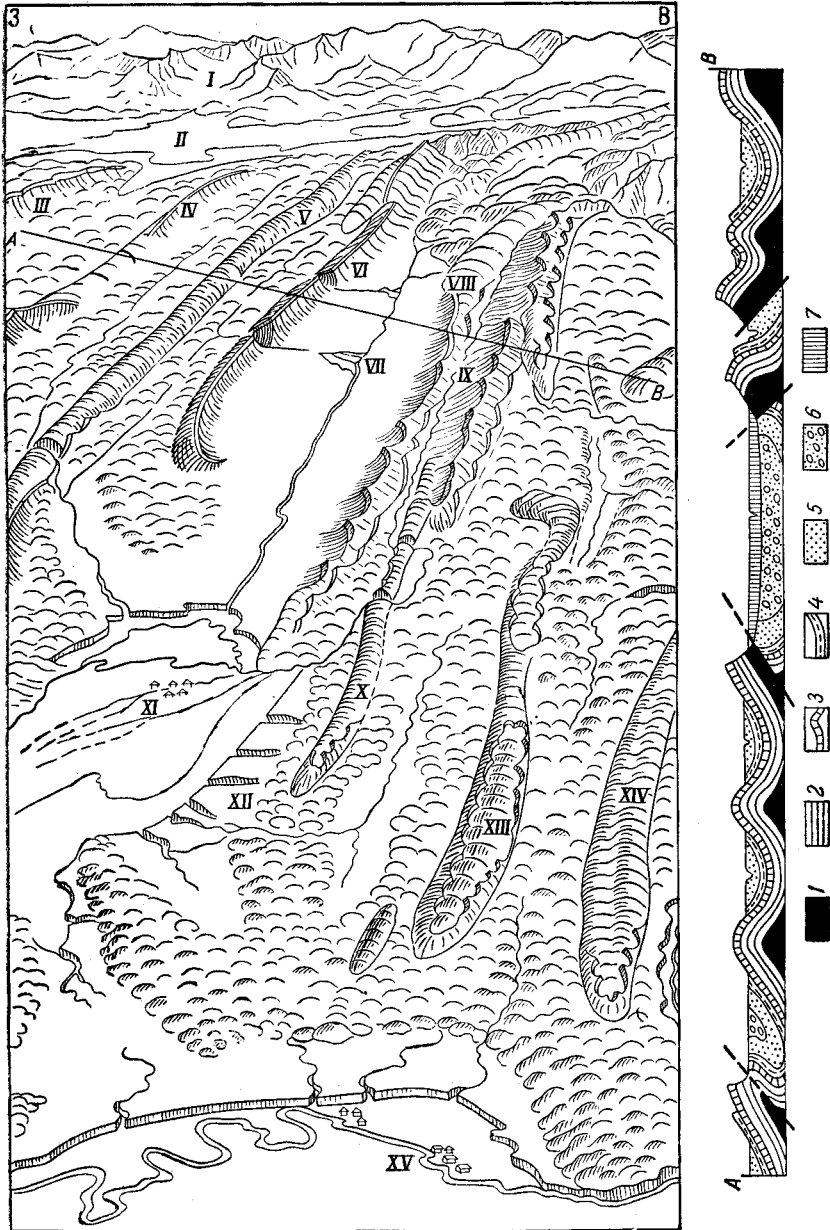


Рис. 105. Схема рельефа центральной части Таджикской депрессии.
Составил А. Р. Бурачек

I—предгорья Гиссарского хребта; *II*—Гиссарская долина; *III*—горы Каршитау; *IV*—горы Ренган; *V*—горы Восточного Ренгана; *VI*—горы Джетьмтау; *VII*—Яванская долина; *VIII*—горы Каратау; *IX*—горы Сирсаряк; *X*—горы Табакчи; *XI*—город Курган-Тюбе; *XII*—плато Акгаза; *XIII*—горы Тереклитау; *XIV*—горы Каратау; *XV*—город Сарайкамар

Разрез по линии АВ

1—нижнемеловые отложения C_2 ; *2*—верхнемеловые отложения C_3 ; *3*—палеоцен-датские изветстки C_2 -Pg; *4*—палеогеновые отложения Pg; *5*—кирпично-красная свита Pg_2 -N₁ (массагетская серия); *6*—неогеновые отложения N, (бактрийская серия); *7*—четвертичные отложения Q

препарировка тектонической структуры бывает настолько совершенной, что даже небольшая гофрировка крыльев складок выступает в виде продольных валов. Поперечные овраги имеют крутые борта и ступенчатые

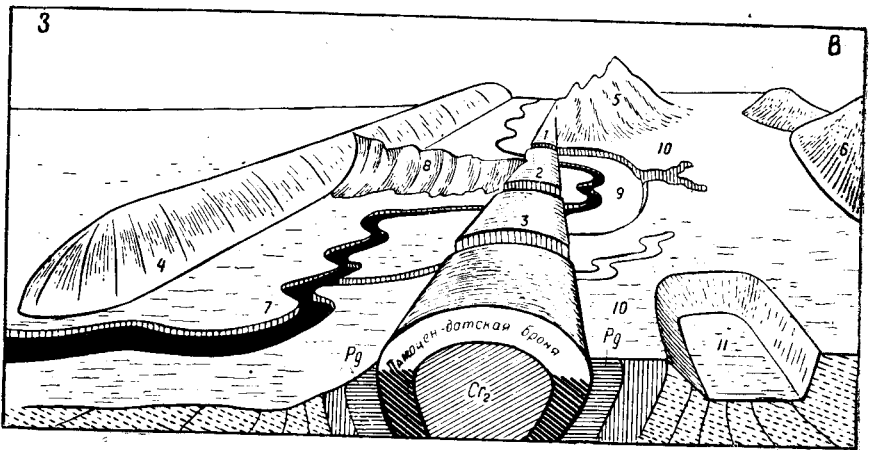


Рис. 106. Схема Сангтудинских сквозных долин в хребте Табакчи.

Составил А. Р. Бурачек

1, 2, 3—сквозные долины; 4—хребет Каратау; 5—южный конец хребта Сарсаряк; 6—хребет Чалтау; 7—р. Вахш; 8—перемычка из олигоценовых песчаников, легко денудирующаяся; 9—Сангтудинская долина; 10—поверхность древней денудации; 11—северный конец Ташарабатской впадины

продольные профили. Овраги одного склона, пропиливая гребень, захватывают верховья оврага противоположного склона и образуют сквозные долины (рис. 106) (ущелья Каршитая, Вахшского Алатау, Даганакиик-

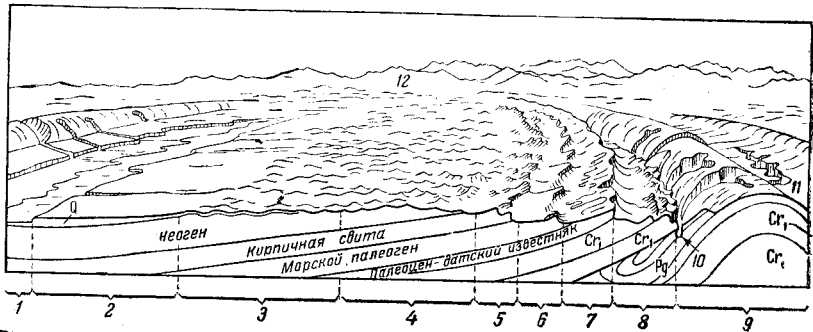


Рис. 107. Схема структурного рельефа Южно-Таджикской депрессии.

Составил А. Р. Бурачек

1—долина современной реки; 2—предгорная равнина; 3—пояс альдров; 4—пояс рассеченных альдров; 5—скалистый пояс кирпичной свиты; 6—палеогеновые треугольники; 7—бронированный пояс, склон моноклиальной возвышенности, бронированный палеоцен-датскими известняками; 8—рельеф размытого мелового ядра, сглаженные склоны верхнего мела и скалистый рельеф верхнего мела; 9—бронированная антиклиналь, пропиленная сквозной долиной; 10—моноклиальная долина современной реки; 11—поверхность древней денудации, пропиленная молодым оврагом; 12—высокогорная область (область развития палеозойских отложений)

ское между Табакчи и Огулсайган и др.). Оборванный склон обычно сложен меловыми отложениями (рис. 107). В них эрозия образует глубокие поперечные ущелья со ступенчатым продольным профилем и островершинные гребни, пересекаемые скалистыми карнизами. Границей гладкого

бронированного склона моноклиальной гряды служит отвесный уступ палеоцен-датских известняков. Относительная высота структурных гряд достигает более 1 км.

Подшвы бронированных склонов погружены в третичные континентальные толщи, которые благодаря своей однородности и небольшой плотности не дают скульптурных форм. Лишь наиболее плотные из них (песчаники кирпично-красной свиты) образуют оторочку причудливых скал. В зоне распространения более рыхлых отложений формируются адыры. Долины, рассекающие адыры, имеют пологие поперечные профили и пологие сглаженные склоны, плавно переходящие в тальвег. Поверхность адыров покрыта мощным сплошным чехлом лёсса, сглаживающего формы рельефа и придающего ему однообразно волнистый характер.

Крупные долины приурочены к синклиналям, сложенным третичными отложениями. В бортах долин намечается несколько террасовых уровней, которые в южной части района могут сравниваться с пролювиальными или аллювиальными равнинами (Пархарчубекская, Кургантюбинская и др.).

Следует отметить современные конусы выноса, окаймляющие подошвы горных гряд. На юге большие площади занимают грядовые и бугристые пески, происходящие от развевания главным образом аллювия. На горных склонах нередко происходят грандиозные оползни, засыпающие иногда целые кишлаки. Часто встречается лёссовый карст. Своеобразен карстовый ландшафт соленосных отложений Пархарского и Кулябского районов (горы Ходжамумын, Ходжасартис, Алимтай и др.). Толщи солей (юрских) имеют мощность несколько сот метров, и карстовые воронки достигают очень крупных размеров. Известняковый и гипсовый карст развит слабо несмотря на широкое распространение этих пород.

Своеобразный, значительно отличающийся от остальной части Юго-Западного Таджикистана рельеф наблюдается в бассейнах рр. Яхсу и Кызылсу. До второй половины неогена район представлял собой передовую (Яхсуйскую) впадину Таджикской депрессии, область накопления мощной толщи конгломератов. В альпийскую эпоху орогения они были собраны в узкие антиклинальные и широкие синклинальные правильные и вытянутые на большое расстояние складки, которые не получили отражения в современном рельефе. Формирование рельефа происходило исключительно под влиянием эрозионной деятельности. В долинах древние террасы вытесняются более молодыми, которые, расширяясь, постепенно повышаются от истоков к низовьям рек. В долинах Яхсу, Мазарсу и Кызылсу значительное расширение поймы наблюдается уже в 10—15 км от верховьев.

Глубокие долины Пянджа, Муксу расширяются, образуя широкую пойму при выходе из района Дарвазского поднятия в Таджикскую депрессию, сложенную более рыхлыми породами. Река Пяндж при выходе на равнину у Багарака отлагает мощный галечный конус выноса и далее вливается в широкую долину Аму-Дарьи, заполненную песчано-глинистыми отложениями.

Широкое распространение среди неогеновых отложений сцементированных конгломератов обуславливает исключительное развитие своеобразных, только этому району присущих форм руинного рельефа. Горные склоны, сложенные этими породами, загромождены причудливыми колоннами, башнями и т. д. (рис. 108). Иной характер имеют склоны,

сложенные песчано-глинистыми толщами неогена. Здесь склоны лишены отвесных уступов; они изборозжены строго параллельной тонкой ребристостью выступающих карнизов из песчаников или других более плотных пород.

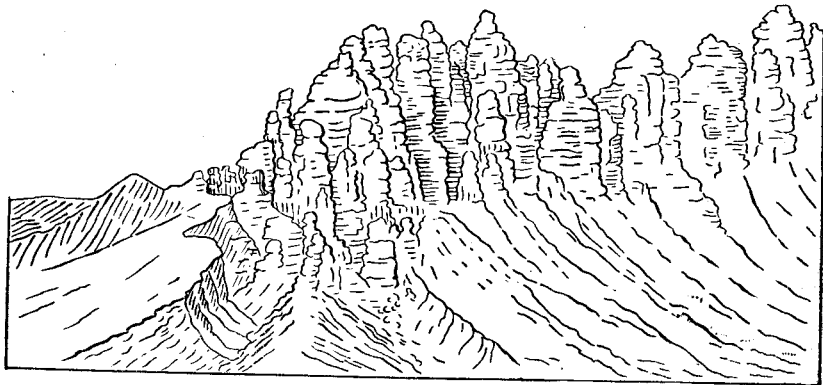


Рис. 108. Руинный рельеф дарвазских конгломератов в верховьях р. Чильбухтерон.
Зарисовка А. Р. Бурачека

Речные долины в Придарвазском районе (северной его части) глубоки, узки, сильно террасированы. Значительное развитие имеют конусы выноса пролювиальной фазы, установленной А. Р. Бурачеком для Юго-

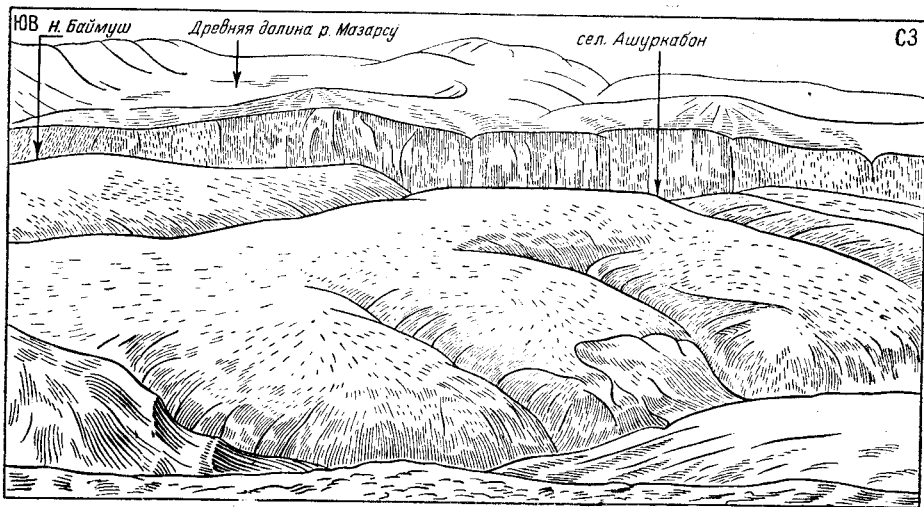


Рис. 109. Древний пенеплен в бассейне р. Мазарсу, прорезанный ущельем современной реки. Слева видна древняя долина р. Мазарсу, заполненная отложениями кулябской свиты.
Рис. А. Р. Бурачека

Западного Таджикистана. Широко распространены поверхности древней денудации (рис. 109), послужившие исходной формой для выработки современного рельефа. Местами древние водоразделы скрадываются.

Особенностью района является отсутствие в большей северной его части и чрезвычайно широкое развитие на юге лёссового покрова.

Гиссарская долина приурочена к восточной части Сурханской передовой впадины, образовавшейся у подножия Гиссарского поднятия в неогеновое время, и вместе с долиной р. Сурхан является непосредственным ее продолжением, представляя собой крупную синклиналь, значительно усложненную вторичной складчатостью.

Главнейшей водной артерией Гиссарской долины является многоводный Кафирниган, берущий начало в гребневой части Гиссарского хребта. От Орджоникидзебада р. Кафирниган течет в юго-западном направлении до г. Гиссара и принимает притоки почти исключительно справа с южных склонов Гиссарского хребта (Варзоб, Ханака и др.). Слева в нее впадает лишь один значительный приток — р. Иляк, орошающая восточную часть долины близ Сталинабада. При выходе из гор потоки замедляют течение и откладывают массу обломочного материала, заполняя им долину. Конусы рек нередко накладываются один на другой. При слиянии рек возникают обширные приустьевые болота, например, у устья Варзоба (Дюшамбинки), Ханаки. Наибольшей ширины (18 км) Гиссарская долина достигает на меридиане Сталинабада. К востоку долина постепенно суживается, и у Орджоникидзебада ее ширина составляет всего 4 км, в то же время дно ее повышается до 900—1000 м над уровнем моря.

На всем протяжении Гиссарской долины можно наблюдать четыре аллювиальных надпойменных террасы. Максимальная ширина пойменной террасы 2—3 км, сложена она современным аллювиальным галечником, местами заболочена. Первая надпойменная терраса, высотой 6—8 м, широкая, сложена суглинками или галечником с прослоями суглинка и прикрыта лёссовидным покровом. Вторая надпойменная терраса, как и у большинства рек депрессии, сохранилась слабо. Третья надпойменная терраса поднимается над предыдущей на 40—50 м и достигает значительной ширины у Сталинабада. Она прикрыта мощным лёссовым покровом. В местах, где отсутствует четвертая терраса, она переходит непосредственно в волнистую поверхность предгорий. Четвертая терраса поднимается на 30—40 м над предыдущей, хорошо выражена западнее Орджоникидзебада и прерывается у Сталинабада. Поверхность ее постепенно повышается, сливаясь на высоте 750 м с конусами выноса и предгорными холмами, сложенными пролювиальными образованиями неогена. Абсолютная высота третьей террасы у г. Сталинабада составляет 800 м. Терраса хорошо прослеживается вдоль всего южного склона Гиссарского хребта. Характерно, что и водораздел между рр. Сурхан и Кафирниган, сложенный пролювиальными выносами, имеет ту же высоту. Долина р. Иляк имеет отметки 900 м, выполнена пролювиальными образованиями, в которых река и проложила себе путь (рис. 110). Водоразделы рр. Иляк и Обигарм, Ханака (приток Кафирнигана) и Сурхан слагаются теми же пролювиальными образованиями, которые выполняют восточную часть Гиссарской долины.

Абсолютные отметки всех уровней пролювиальных наносов, колеблются от 800 м на западе до 1800 м на востоке. Те же абсолютные отметки имеют высокие террасы в долине Вахша. Это наводит на мысль, что у подножия Гиссарского хребта в неогене была выработана широтно вытянутая впадина синклинального строения, по которой проходил один мощный поток, бравший начало далеко на востоке и имевший сток на запад.

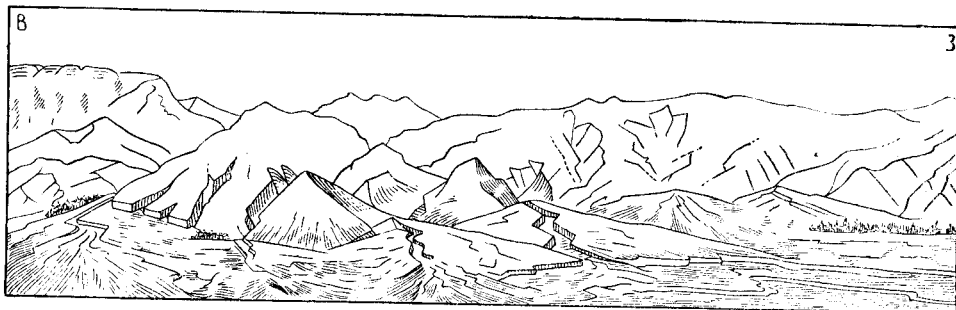


Рис. 110. Древние конусы выноса в долине р. Иляк, террасированные рекой
С полевой зарисовки А. Р. Бурачека

История развития речной сети Юго-Западного Таджикистана

Орографическая основа Юго-Западного Таджикистана, как было показано выше, наметилась в период мощного накопления неогеновых осадков, когда в сводовых частях только что поднявшихся складок обнажилась палеоцен-датская броня и меловые породы.

Этот цикл денудации закончился выработкой довольно зрелой по своим формам поверхности древней денудации, представлявшей систему приспособившихся к синклиналям широких долин, разделенных друг от друга невысокими горными грядами антиклиналей. Останцы этого древнего уровня денудации сохранились только в отдельных местах на высоте 1600 м на севере и 730 м на юге. По данным А. Р. Бурачека, это плато Ренган, плато, располагающееся между Гулизинданом и Санглаком, плато на перевале между Нуреком и Орджоникидзебадом, повышенная местность между Байрягатау и Актау, холмистые участки между Сарсаряком и Чалтау, между Тереклитау и Каратау и т. д.

Наступившее затем значительное увлажнение и, возможно, продолжавшееся поднятие района обусловили энергичную эрозионную деятельность. В этот период времени, отвечающий, очевидно, нанайскому циклу денудации, были выработаны все крупные долины района (Гиссарская, Кургантюбинская и др.), заложенные еще в предыдущую фазу, и создана поверхность, отвечающая четвертой надпойменной террасе Гиссарской долины. В западном районе эти уровни сохранились лишь на небольшом участке по рр. Таирсу и Вахшу у Сангтуда на высоте 200 м.

В последующий период произошло ослабление эрозионной деятельности. Реки, даже с высокогорным бассейном питания, отступали своими сухими дельтами к подножию гор. Началось интенсивное выполнение межгорных впадин пролювиальным материалом, мощность которого в тальвегах достигала 300 м. У подножий гор возникают грандиозные галечниковые конусы выноса и шлейфовые равнины. В настоящее время эти древние равнины и конусы выноса занимают огромные площади в Гиссарской, Бишкентской, Яванской долинах, на плато Акгаза, Таирсу (рис. 111) и т. д. В результате огромного накопления аллювиальных наносов уровень Гиссарской долины стал повышаться. Реки блуждали по этим наносам, причем вода частично испарялась, частично просачивалась на глубину. Гиссарская долина утратила все признаки речной долины. В отличие от вложенных в нее в последующие циклы речных долин, А. Р. Бурачек предлагает даже называть ее межгорной впадиной. Уро-

вень, образованный к концу этой фазы в Гиссарской долине, отвечает уровню третьей надпойменной террасы. Данную фазу, вероятно, можно сопоставлять с ташкентским (Q_2) циклом Ю. А. Скворцова.

В дальнейшем, по А. Р. Бурачеку, снова наступил период более влажного климата. Оживляется эрозионная деятельность. Река Кафирниган, став более многоводной, прокладывает себе путь по Гиссарской долине от Орджоникидзебада до Гиссара, врезаясь в древнеаллювиальные (пролювиальные) наносы Гиссарской долины и образуя вторую надпойменную террасу. Низкий водораздел между Гиссарской долиной

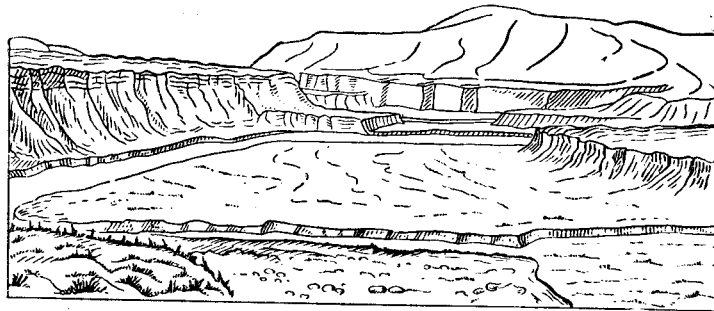


Рис. 111. Террасы р. Таирсу, врезанные в древний пролювиальный покров.

Рис. А. Р. Бурачека

и Бабатагской впадиной, сложенной неогеновыми отложениями, не мог противостоять фильтрации вод из Гиссарской долины, и р. Кафирниган, значительно к тому времени поднявшая свой уровень, пересекает наискось Гиссарскую долину, устремляясь в Бабатагскую впадину (будучи перехвачена потоком, проходившим по Бабатагской впадине).

Река Сурхан в эту фазу также оживила свою деятельность, питаясь водами своих притоков Туполанг и Каратаг. Она образовала с ними одну речную систему, отделенную от системы Кафирнигана. Водоразделом между ними стал уровень третьей надпойменной террасы высотой 780 м, сложенный пролювиальными наносами.

Река Вахш имела в первую фазу речной эрозии сток вдоль южного склона Гиссарского хребта к западу. В третью фазу она направила свои воды уже не по Гиссарской долине, а к югу вдоль осей складок, сложенных песчаниками нижнего мела. Будучи более многоводной, чем все окружающие реки, она быстро углубила свое русло, выработав себе узкое ущелье. Это послужило началом стока вод Гиссарской долины р. Вахш. Так образовались р. Обигарм, небольшой правый приток р. Вахш, и р. Иляк, левый приток р. Кафирниган. Разделены они нешироким водоразделом — плато Даштибидана (абс. отметка 1728 м), соответствующим уровню третьей надпойменной террасы, сложенной пролювиальными отложениями второй фазы.

Несколько иной предполагается эволюция р. Хингоу, левой составляющей р. Вахш. По бортам долины р. Хингоу ниже сел. Тавильдара на абс. высоте 2300 м сохранились останцы древней поверхности выравнивания, соответствующие, по данным В. И. Попова, более древнему уровню, чем уровень первой фазы денудации А. Р. Бурачека. Отсюда обрывки этой поверхности прослеживаются на юго-запад через долину

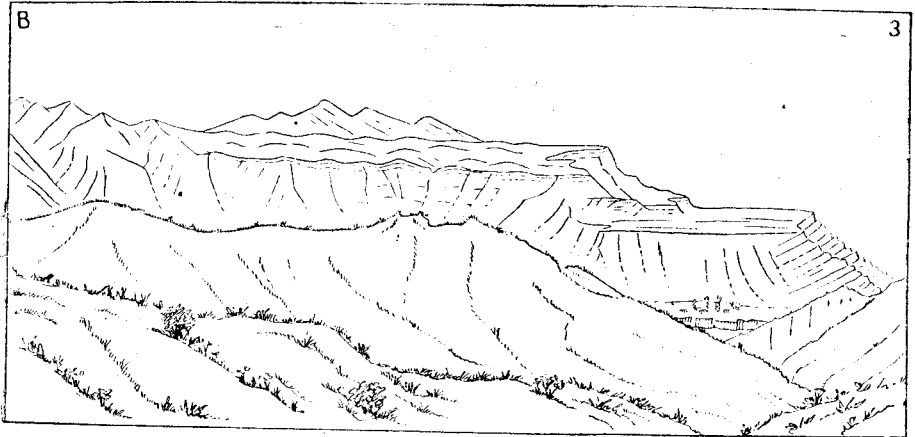


Рис 112. Верховья р. Яхсу, плато Даштако—останец поверхности древней денудации, на склоне которого видны более молодые террасы.
Рис. А. Р. Бурачека

р. Бандисарьюб на пер. Полизак, к плато Даштако и далее к низовьям р. Яхсу (рис. 112). На основании этого В. И. Попов предполагает, что р. Хингоу повернула от сел. Тавильдара на северо-запад после образования плато даштакинской фазы.

ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ ТАДЖИКИСТАН (ПАМИР)

В течение длительной истории развития рельефа Средней Азии Памир представлял собой энергично размываемую область, снабжавшую обломочным материалом соседние депрессии: Кашгарскую и Таджикскую.

Памир со времени исследований Н. А. Северцова разделяется на две геоморфологически различные области: Восточный и Западный Памир. В связи с тем, что большая часть Восточного Памира находится за пределами СССР, К. К. Марков предложил делить Памир в пределах СССР на Западный и Центральный, оставляя название Восточный Памир для территории, располагающейся за пределами СССР. Выделенные геоморфологические области совершенно не совпадают с областями, выделяемыми при геологическом районировании (Южный, Центральный и Северный Памир).

Волнистые, мягкие контуры среднегорного рельефа Центрального Памира переходят в сильно расчлененный высокогорный рельеф к западу (и востоку за пределами СССР — в Синьцзяне). Границу между Центральным и Западным Памиром обычно проводят через горную группу Зулумарт, Усойский завал на р. Бартанг, оз. Яшилкуль на р. Гунт и место слияния рр. Памир и Вахан.

Центральный Памир

Ландшафты Центрального Памира характеризуются самым необычным сочетанием форм. Здесь имеются: песчаные барханы, расположенные на древних моренах, пустынный загар на щебне, входящем в со-

став арктических многоугольников, причудливые формы ячеистого выветривания, сухие дельты и солончаки в местах вечной мерзлоты. Несмотря на большие абсолютные высоты до 6—6,9 км (чаще 5—5,5 км), рельеф носит ярко выраженный среднегорный характер.

Над широкими замкнутыми котловинами поднимаются горы с относительными отметками 1000—1500 м. Обычно контуры их имеют мягкие очертания, и лишь местами поднимаются зубцы и гребни вершин альпийского типа, например, вершины группы Музкол (около 6100 м абс. высоты).

Склоны хребтов покрыты сплошным щебнисто-суглинистым плащом, развитие которого обусловлено исключительно интенсивно протекающими здесь процессами физического выветривания. По виду эти отложения напоминают валунные суглинки морен, однако они равномерно покрывают склоны, залегают независимо от условий рельефа и не проявляют признаков холмистого рельефа, характерного для моренного ландшафта. Поэтому К. К. Марков считает, что этот «валунный суглинок», широко распространенный на склонах Центрального Памира, представляет собой продукт выветривания — элювий коренных пород.

Основными факторами, способствующими выветриванию, являются: большая абсолютная высота и, следовательно, малое содержание в воздухе паров воды, резкие колебания температуры и, следовательно, быстрые изменения объема пород, что приводит к образованию трещин: отсутствие растительного покрова, сухость и, следовательно, малая теплоемкость поверхности коренных пород. Отсутствие воды на склонах предохраняет мелкозем от вымывания.

Общее направление эволюции рельефа на Центральном Памире характеризуется постепенным сглаживанием контрастов высот. Горы в результате выветривания делаются ниже, а долины, заполняющиеся продуктами выветривания, повышают свой уровень.

Гидрографическая сеть здесь развита слабо. Долины Центрального Памира при большой ширине имеют малую глубину, сравнительно крутые склоны, плоское дно. Созданы они главным образом процессами интенсивной боковой, а не глубинной эрозии. Некоторую роль в формировании микрорельефа долин играют ветры, которые сметают рыхлые поверхностные наносы, почти лишенные защитного растительного покрова и образующие песчаные бугры и барханы.

Основные формы рельефа Центрального Памира — типично ледниковые, связанные с колоссальным ледниковым покровом, лежавшим в течение длительного времени и предохранившим рельеф от интенсивной речной эрозии. Слабо развита и ледниковая эрозия, но исключительно широко распространены следы ледниковой аккумуляции. Прекрасно выраженный моренно-холмистый рельеф поражает своей свежестью и ненарушенностью, что объясняется ничтожным количеством выпадающих здесь осадков. Контур каждого холмисто-ледникового комплекса отложений отвечает более или менее точно форме ледникового языка и дает возможность восстановить форму последнего. В Центральном Памире древние ледники были широки и массивны: они лежали в широких долинах и котловинах.

Многие микроформы рельефа связаны со сплошным распространением вечной мерзлоты (котловины Кара-Куль, Шоркуль, Ранкуль), проявляющейся в виде бугров вспучивания, провалов от таяния мощных пластов почвенного льда и в широком развитии наледей (гидролакколитов), напоминающих восточносибирские.

Климатическая снеговая граница наиболее высоко поднимается на юго-востоке Памира и понижается отсюда в северо-западном направлении. В горной группе Сарыкол она лежит на высоте 5400 м, в группе Музкол — 5200 м, в верховьях р. Танымас (на границе Западного и Центрального Памира) — 4800 м.

Современное оледенение на Центральном Памире развито значительно слабее, чем на Западном Памире. Ледники на Центральном Памире заканчиваются на высотах 4100 м (ледник Октябрьский) и 4500—4900 м (ледники хр. Сарыкол). Повышенное положение концов ледников, так же как и снеговой линии, зависит от небольшого количества осадков и отчасти от меньших, чем на Западном Памире, размеров ледников.

Тип современного оледенения Памира находится в отчетливой связи с типом рельефа. Это преимущественно ледники подножий, располагающиеся в обширных понижениях между вершинами и имеющие неправильную форму. Нередко эти ледники фирновые. На поверхности фирновых полей Центрального Памира, вследствие отпрепарирования ее процессами таяния и испарения, широко развиты конусовидные повышения — «кающиеся грешники», высотой в 50—80 см.

Западный Памир и Дарваз

Для ландшафтов Западного Памира и Дарваза характерен сильно расчлененный высокогорный рельеф с резкими контурами хребтов — острыми гребнями и пиками, крутыми склонами и огромными колебаниями относительных высот. Так, северный конец хребта Академии Наук, располагающийся на расстоянии 6—7 км от поймы Муксу, превышает последнюю на 3—3,5 км, так что среднее падение склона на каждый километр составляет 500 м.

Формы рельефа Западного Памира и Дарваза — типично эрозионные. Текучие воды являются здесь мощными агентами разрушения горных пород и передвижения масс по склонам. Оледенение горных гребней обуславливает интенсивное пропитывание талыми водами рыхлых масс, способствуя вымыванию из них мелкозема, что ведет к скоплению крупного щебня, иногда к образованию разрушительных силей. Мощные щебневые наносы, покрывающие склоны Западного Памира, являются здесь наиболее распространенными образованиями среди четвертичных отложений, подобно тому, как валунные суглинки на Центральном Памире. «Процесс течения» щебня (солифлюкция) — основной процесс движения рыхлых продуктов выветривания на склонах гор Западного Памира. Этот процесс наблюдается повсеместно, и эффект его весьма значителен.

Развитие рельефа на Западном Памире и Дарвазе идет сейчас в направлении увеличения контрастов, увеличения относительных высот. В полосе распространения гнейсов и мраморов развиты узкие обрывистые ущелья, в полосе легко разрушающихся сланцев рельеф принимает мягкие очертания.

Гигантские высоты, крутизна и обнаженность склонов во время сильных землетрясений являются причиной образования колоссальных обвалов, перепруживающих долины рек. В долинах преобладают флювиогляциальные и элювиальные отложения, размытые часто на глубину 200—300 м.

Довольно широкое распространение на Западном Памире имеют также формы ледниковой аккумуляции. В долинах встречаются участки

холмисто-моренного рельефа, например, береговые морены (долины рр. Баяндкиик, Арзынг). Склоны береговых морен нередко оказываются террасированными. По данным К. К. Маркова (1936), особенно отчетливо это явление наблюдается на левом склоне долины р. Муксу — над сел. Иук. Здесь насчитывается свыше 10 террас, поднимающихся над рекой на высоту до 700 м.

Особенностью форм ледниковой аккумуляции является слабая дифференцированность конечных морен. Древние ледники Памира, как и современные, были на большом пространстве прикрыты поверхностным плащом наносов неравномерной мощности. Таяние ледников вызывало оседание этого плаща на дно долины, а неравномерная его мощность — создавала котловинно-холмистый рельеф.

Долины на Западном Памире носят на себе следы ледниковой обработки. Так, К. К. Марков (1936) отмечает переуглубленные ледниками участки долины р. Муксу у Алтынмазара и р. Арзынг у Пашимгара. Это переуглубление он связывает со значительным увеличением мощности ледникового потока (и его эрозионной силы) вследствие впадения в него здесь крупных ледников. Не вполне ясным представляется толкование поперечной формы долин. Большинство долин имеет на отдельных участках троговую форму. Сравнительно широкое дно часто пропилено молодой и узкой эрозионной рывтиной. Форма трогов иногда ступенчатая. Некоторые исследователи рассматривают эту ступенчатость как вставленные или сложные трого, и по количеству этих вставленных трогов устанавливают фазы оледенения. К. К. Марков отрицает наличие вставленных трогов, объясняя образование поперечного профиля особенностями эрозионной деятельности рек.

Современное оледенение на Западном Памире и Дарвазе более значительно, чем на Центральном. Снеговая климатическая граница понижается здесь в юго-западном направлении. В восточной цепи хр. Петра I она лежит на высоте 4600—4700 м, а в западной цепи хр. Петра I понижается до 3600—4000 м. Ледники Гармо и Федченко спускаются до 2900 м, а ледник Географического общества в долине р. Ванч — до высоты 2590 м.

По наблюдениям К. К. Маркова [1936], по долинам крупных рек в Западном Памире и Дарвазе (Муксу, Хингоу) спускались древние ледники: их эрозионная работа была значительна, но тем не менее эти долины не приняли характера трогов. Роль ледниковой эрозии в формировании рельефа долин оказалась небольшой, потому что в процессе образования гор эрозия рек была значительно энергичнее.

Прогрессивное повышение снеговой линии и сокращение оледенения в северо-западном направлении, по мнению В. И. Попова, не может быть объяснено понижением водоразделов Дарваза за счет одной только денудационной деятельности, потому что и в настоящее время водоразделы Дарваза чаще всего совпадают с древним ванчским уровнем или поднимаются еще выше, в зону остроконечных вершин и пиков уровня Гармо. Единственное, по его мнению, объяснение наблюдающегося сокращения оледенения заключается в том, что Дарваз в данную фазу уже пережил эпоху максимального поднятия. Фазы поднятия водоразделов чередуются с их опусканием и уже не успевают компенсировать эрозионную деятельность.

Наиболее характерны для Западного Памира — долинные ледники. Самым большим является ледник Федченко, длина которого достигает 73,8 км. Это самый длинный ледник средних и низких широт. У ледника

Федченко нет определенного цирка, из которого вытекала бы вся масса льда. Фирновые поля ледника Федченко — общие с фирнами ледников верховьев Танымаса, Ванча и Язгулема. Абсолютная высота начала ледника (перевал Язгулем) 5330 м. В верхней части течения (до перевала Танымас) ледник Федченко принимает около 12 притоков, из которых половина превышает по длине 5 км. От перевала Танымас до конца ледника Федченко насчитывается 25 притоков, из которых 6 имеют длину более 16 км. Одни притоки (преимущественно в нижней части течения ледника Федченко) не доходят сейчас до главного ледника, другие сливаются с ним — то плавно (большие ледники), то круглыми ледопадами. В своем течении ледник Федченко образует иногда «заливы», заходящие в устья боковых долин. В горных группах, расположенных к востоку от верхнего течения ледника Федченко, особенно сильно развито оледенение в бассейне р. Танымас. Многие ледники этого бассейна являются переметными в систему ледника Федченко. Ледниковая область, расположенная к западу от ледника Федченко, приурочена отчасти к южному склону хр. Петра I и к горным хребтам ОПТЭ, Дарвазскому, Ванчскому и Язгулемскому. Некоторые ледники, питающие рр. Ванч и Язгулем, также переметные и связаны с ледником Федченко.

Область оледенения, тяготеющая к пику Сталина, представляет собой, с точки зрения климатической, поразительное явление, так как со всех сторон она окружена пустынными и сухими районами. На ее примере ярче, чем где-либо в других местах Средней Азии, подчеркивается огромная роль рельефа в развитии оледенения. Характер оледенения в бассейне ледника Федченко определяется не только высотой окружающих его гор и их поперечной по отношению к влажным воздушным течениям ориентировкой, но также и особенностями устройства поверхности территории. К востоку от области ледника Федченко развит типичный центральнопамирский ландшафт. Высказывалось мнение, что будь здесь вместо этого ландшафта глубокие долины, облегчающие сток льда из мульд Федченко, вряд ли бассейн Федченко мог бы представлять такую внушительную картину оледенения даже при существующих исключительно благоприятных условиях питания.

Остальные горные хребты Памира (Музкол, Аличурский, Шугнанский, Ваханский, Рушанский и др.) в гляциологическом отношении почти не исследованы. В литературе есть только отрывочные указания, по которым трудно составить общее представление о характере оледенения этих районов.

Возраст рельефа Памира, вероятно, неогеновый. Вопрос о том, сохранились ли здесь донеогеновые формы рельефа, не ясен.

Факт интенсивного древнего оледенения Памира признается всеми исследователями. Д. В. Наливкин считает, что оледенение в отдельных районах Памира началось еще в неогене. Чрезвычайно спорно число ледниковых эпох. Одни исследователи (Клебельсберг) с уверенностью говорят об одной ледниковой эпохе и предположительно допускают вторую. К. К. Марков также стоит на этой точке зрения, но отмечает еще местные наступания ледников, находившиеся в связи с местными поднятиями отдельных участков хребтов и происходившие в разных районах Памира неравномерно. Имеется точка зрения о двукратном оледенении Памира. В. И. Попов предполагает трех-четырёхкратное, а Н. Л. Корженевский — четырехкратное оледенение. Некоторые предполагают даже пятикратное оледенение. Отсутствие дифференциации

конечных морен не позволяет решить этот вопрос окончательно. Вместо узких поперечных гряд морен здесь обычно накапливаются широкие и бесформенные пятна холмисто-моренного рельефа, позволяющие утверждать только существование широко распространенного древнего оледенения. Следы наиболее древнего оледенения, почти стертые, отмечаются на р. Сурхоб до абсолютной высоты около 1300 м. Совершенно несомненно последнее оледенение, опускавшееся до 3000 м и 2000 м. В ряде районов оно оставило свежие ледниковые формы. Следов мореч, принадлежащих к оледенениям других промежуточных эпох, не обнаружено. Если они и были, то оказались, вероятно, перекрытыми или уничтоженными последним оледенением. Согласно К. К. Маркову, молодость и интенсивность тектонических движений и поднятий Памира позволяют считать тектонический фактор основным в определении истории оледенения Памира и допускать несогласованность этой истории как для отдельных районов Памира, так и при сравнении Памира, например с Альпами.

В настоящее время одни ледники отступают, другие наступают. Так, по данным К. К. Маркова (1935а, 1936), ледники, спускающиеся со склонов хребта Петра I, вновь выдвинулись в главные долины. Предположение, что боковые ледники увеличились в связи с прекращением подпора со стороны главных ледников, здесь исключается. Боковые ледники надвинулись не сразу после отступления главных, а через известный промежуток времени, в течение которого отложились ленточные суглинки с остатками древесины и речных галечников. Однако эти подвижки в большинстве своем имеют чисто местный характер, определяются сейсмическими причинами и стимулируются такими факторами, как более значительный уклон ложа данного ледника или бо́льшая насыщенность ограничивающих его склонов фирнами. Рассматривать эти наступания ледников, как признак новых оледенений, вряд ли правильно. На фоне общего сокращения ледников, что, по-видимому, действительно имеет место, концы их, по наблюдениям К. К. Маркова, ведут себя далеко не одинаково и некоторые из них даже наступают, в то время как ледники соседних хребтов остаются неподвижными или отступают.

К. К. Марков считает, что в истории оледенения большую роль играли тектонические факторы, которые в конце четвертичного периода создали горы, ставшие ареной оледенения. Дифференцированность интенсивности проявления этих движений в пространстве обусловила некоторую несогласованность процессов оледенения в отдельных частях Средней Азии. Увеличение осадков в связи с перемещением путей циклонов к югу и ускорением атмосферной циркуляции способствовало увеличению оледенения на Памире, как и вообще в Средней Азии, но причины изменения размеров ледников в горах в конце плиоцена были главным образом тектонические. Вообще, по мнению К. К. Маркова, климат не благоприятствовал оледенению, и столь большое оледенение является главным образом результатом исключительной высоты гор. Снеговая линия в Средней Азии лежит выше, чем в любом другом горном районе СССР.

Основные этапы развития рельефа Памира и Дарваза

В течение всего неогена и четвертичного периода происходило поднятие Памира, особенно его центральной части. В связи с этим реки приобрели значительный уклон, увеличивающий скорость их течения:

усиливающий эрозионную работу. Долины рек, принадлежащие к бассейну основной водной артерии края — р. Пяндж (бассейн рр. Мургаб, Бартанг, Гунт и др.), с течением времени становились глубже.

Увеличение эрозионной работы происходило снизу вверх, т. е. от главного базиса эрозии к верховьям рек (регрессивная эрозия), от речных русел (базисов денудации) в обе стороны, путем постепенного отодвигания и замещения первоначально пологих склонов долин (хребтов) более крутыми. К. К. Марков [1935а] отмечает, что в рельефе Западного Памира улавливаются следы двукратной смены нисходящего развития восходящим.

Наиболее древними элементами рельефа являются самые высокие вершины (тип I), возможно, представляющие собой остатки слабо изрезанного рельефа (среднегорного пенеплена), расстилавшегося на месте Памира. Эти наиболее высокие обледенелые вершины и пики, достигающие абсолютной высоты 5—7,5 км, группируются вдоль главной оси Дарвазского поднятия и хребтов Академии Наук и Петра I. Главнейшими вершинами этой области являются пики: Карпинского, Седова, Мирзаташ, Карман, Тиндал, Агассиса и др. Высочайшую группу Гармо возглавляют пик Сталина (7495 м), пик Ворошилова и др. Перечисленные высокогорные группы пиков В. И. Попов относит к самому древнему денудационному уровню — уровню Гармо. Для этого уровня характерно отсутствие всяких следов нивелирующей денудации. Эти пики намечают только положение древнейших водоразделов Дарваза, в большинстве случаев соответствующих современным.

По мнению В. И. Попова, поднятие произошло на западной окраине по границе с Таджикской депрессией, т. е. в области основных базисов эрозии, определив в конечном счете работу экзогенных агентов на всей территории Памира. В результате стал развиваться третий тип рельефа, среднегорный, замещающий и вытесняющий постепенно высокогорный. Образование его происходило в неогене, поскольку в понижениях развиты неогеновые конгломераты. Дарваз, возможно, оказался не сразу в условиях, способствующих развитию среднегорного или еще более выровненного рельефа. Процесс развития такого рельефа здесь запаздывает по отношению и к более центральной, и к более периферической частям. Отсюда в Дарвазе наблюдается срезание конгломератов поверхностью водоразделов.

Во многих участках, в особенности в Дарвазе, намечается несколько поверхностей выровненного рельефа.

По данным В. И. Попова, в Дарвазе в результате омоложения эрозии и расчленения денудационной поверхности произошло скрадывание древнейшего водораздела р. Ванч левыми истоками Хингоу (рр. Гармо, Вохур и Обимазар). Вследствие этого главный водораздел сместился здесь на юго-восток, ближе к р. Ванч, где и находится в настоящее время, соответствуя по своей высоте более низкому ванчскому уровню денудации. В это время возникли и прочие главные водоразделы Дарваза, соответствующие по своей высоте тому же ванчскому уровню денудации и не испытавшие с тех пор значительных перемещений. Таковы водоразделы рр. Ванч—Язгулем (Ванчский хребет) и рр. Язгулем—Бартанг (Язгулемский хребет). Только в северо-восточной части Язгулемского хребта, вблизи его соединения с хр. Академии Наук, обозначаются пики уровня Гармо, возвышающиеся над ванчским уровнем. Перечисленные водоразделы ванчского уровня имеют острые гребни, отчасти зазубренные в продольном профиле, но очень слабо рас-

члененные. Издали они имеют вид ровной, слабо волнистой линии, абсолютная высота которой составляет 4,3—4,4 км. В перечисленных хребтах почти отсутствуют глубоко врезанные, доступные перевалы. По обеим сторонам этих гребней, на склонах, располагаются многочисленные лунки действующих каровых, мульдových и небольших ледников. До определенной границы спускаются здесь и покровы вечных снегов. Все это дает основание говорить о том, что в начале неогена основное направление в развитии рельефа (по отношению к предыдущему) было нисходящим и вызывало преимущественно образование среднегорных форм. Выровненная поверхность данного уровня некогда имела широкое распространение на Памире, но к настоящему времени почти совершенно уничтожена в результате последующего неоднократного омоложения эрозии. Отдельные фрагменты такой поверхности сохранились главным образом на Центральном Памире. Образование этой эрозионной поверхности относится к неогену, поскольку петрографический состав гальки конгломератов, залегающих согласно с этой поверхностью в Дарвазе, по данным В. И. Попова (19326), соответствует гальке неогеновых (плиоценовых) конгломератов яхсуйской свиты (сопоставляемой с хингоуской свитой схемы А. Р. Бурачека в бассейне Яхсу).

В западной цепи хр. Петра I на главных водораздельных гребнях на абсолютной высоте 3500—3800 м сохранились остатки сглаженных поверхностей с полого-холмистым рельефом и с небольшими котловинами, дающими начало современным озерам (напр. оз. Кара-Куль размерами 0,5×1,7 км между верховьями рр. Обиравноу и Дараиджилъгоу). Юго-западнее, по левобережью р. Хингоу, на продолжении тех же поднятий, описываемая водораздельная поверхность древнего сглаженного рельефа почти уничтожена, а еще юго-западнее она окончательно исчезает.

Продолжением этих останцов к северо-востоку и юго-востоку являются расположенные на более высоком уровне округленные столовые гребни и вершины в верховьях р. Хострога (бассейн р. Обихумбоу). Они образуют полого-всхолмленный рельеф, который широкой каймой окружает главные поднятия, оставшиеся вне воздействия нивелирующей денудации этого этапа. Остатки этой предгорной денудационной равнины, которой В. И. Попов дал название хострогинского уровня денудации, располагаются на абсолютной высоте 3900—4000 м. Ее можно проследить по р. Хингоу и вдоль долины р. Пяндж. Постепенно суживаясь, поверхность сглаженного рельефа тянется к юго-востоку в глубь Памиро-Дарвазского поднятия.

Хострогинский уровень соответствует уровню наиболее верхних горизонтов неогеновых конгломератов хр. Джаридирида (отвечающих верхам полизакской свиты Юго-Западного Таджикистана), которые перекрывают сглаженный рельеф палеозойских пород. Верхние горизонты джаридириданских конгломератов, по данным В. И. Попова, представляют собой веер выносов р. Пяндж, которая некогда из района Калайхумба направлялась к северо-западу в предгорную равнину, располагавшуюся в то время на месте хр. Джаридирида. Об этом, по мнению В. И. Попова, свидетельствует состав конгломератов, слагающих хр. Джаридирида. Еще далее к северо-западу воды древнего Пянджа и древнего Хингоу, стекавшие по поверхности конусов выноса, сливаясь, направлялись на юго-запад в Яхсуйскую впадину.

Следующий более низкий денудационный уровень в Дарвазе связывается В. И. Половым с отложениями верхней части килимбинской свиты

(Килимба II), сопоставляемой с кулябской свитой (Q_1). Во время отложения нижних горизонтов килимбинской свиты (по В. И. Попову, 1932б) интенсивная глубинная эрозия врезалась в толщу конгломератов неогена и более древних пород, образуя ущелья глубиной до 900—1200 м (р. Яхсу, хребет Джаридирида). Одновременно менялось направление течения р. Пяндж от Калайхумба к юго-западу. Позже, в результате ослабления орогенических движений и усиления оледенения, стала ослабевать в Дарвазе и эрозия, уступая место начавшейся аккумуляции мощных аллювиально-пролювиальных и делювиальных суглинков и галечников Килимба II. В это время в Яхсуйской впадине также происходило накопление лёссовидных суглинков кулябской свиты.

Мощные аллювиальные суглинки и галечники килимбинской свиты, заполнившие в Дарвазе древние долины, впоследствии оказались на поверхности водораздельных пространств на высоте 3500—3700 м. Останцы этого плато отмечены В. И. Поповым на водоразделе р. Сарыоба и р. Возгина и на водоразделе рр. Сарыоба, Обихумбоу и Яхсу (плато Дашти-Узбекона), протягиваются также в глубь поднятий Дарваза по долинам Пянджа и Хингоу. Нивелирующая денудация этой фазы не вызвала, по мнению В. И. Попова, резкого изменения рельефа и только добавила еще один уступ плоских ступеней, вырезанных на склонах Дарвазского поднятия, и расположенных на 200—400 м ниже хострогинского уровня.

В конце даштиузбеконской фазы, по В. И. Попову, должно было произойти отступление ледников. Очевидно, в это время происходило общее опускание всей области Дарваза, так как нивелировка даштиузбеконской фазы почти не затронула водоразделы, отвещающие останцам более древних уровней.

Тектонические движения, обусловившие пологий изгиб отложений кулябской (килимбинской) свиты, привели к резкому усилению поднятия не только Дарваза, но и большей части Таджикской депрессии и вызвали оживление эрозионной деятельности. Площадной смыв сменяется линейной эрозией; происходит врезание рек и формирование в antecedentных долинах все более узких террас; зарождается молодая генерация высокогорной формы (тип IV). Начинается формирование современной гидрографической сети в целом. Основным базисом эрозии Памира в это время служат Таджикская и Кашгарская (Таримская) депрессии. Здесь впервые возникают высокогорные формы, и регрессивная эрозия, постепенно завоевывая склоны хребтов, внедряется в глубь Памира.

В. И. Попов [1932б] различает пять циклов образования террас (нулевой, I, II, III, IV). Террасы нулевого цикла отвечают, по его мнению, трем ступеням Даштакинского плато, которые значительно сближены между собой, по сравнению с террасами последующих циклов. Особенно отчетливо выявляются террасы этого цикла, кроме плато Даштако, в долине р. Сарыоб. В это время происходило заложение крупных долин типа Гиссарской.

Террасы I цикла располагаются на 70 м ниже террас нулевого цикла. По-видимому, террасы нулевого и первого циклов отвечают террасам первой фазы денудации, установленным А. Р. Бурачком в Таджикской депрессии, когда вырабатывались широкие эрозионные долины (Гиссарская, Каратюбинская).

Террасы II цикла обычно широкие, занимают доминирующее положение на склонах долин Дарваза. С ними тесно связаны не столь широ-

кие террасы III цикла. Террасы II и III циклов почти всегда идут тесной парой. Наносы террас III цикла вложены в отложения цикла II после предшествовавшей фазы значительного углубления долин.

Последующее углубление долин привело к образованию террас IV цикла. Обычно выделяются две главные вложенные террасы этого цикла. Отложения их, имеющие мощность до 50—80 м, слагают дно современных долин. Этим террасам, развитым в главных долинах, соответствуют вложенные конусы выноса боковых долин.

Основные террасы всех этих циклов в Дарвазе нередко расщепляются еще на две или три террасы. В конце каждого цикла отмечается накопление делювиально-пролювиального материала. Иногда с этим материалом не справляется слабеющая эрозия, и выносы боковых конусов подпруживают долины, вызывая образование озер и отложение характерных желтых тонкослойных суглинков и супесей. Озера такого происхождения особенно часто встречаются в долинах Придарвазского района (Вахш, Обигарм), но наблюдались В. И. Поповым и в Дарвазе (р. Кудара, выше Чаборанга), где, как правило, преобладают озера обвальные и ледниковые с моренами, ригельными и ледяными запрудами.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ТАДЖИКИСТАНА

История развития современного рельефа Таджикистана рассматривается главным образом с момента регрессии палеогенового моря. Только на Памире к этому времени существовали значительные поднятия, отголоском которых явилось отступление моря к западу.

С конца палеогена горообразовательные движения начинают проявляться особенно энергично и продолжаются в течение всего неогена вплоть до настоящего времени. В результате этих движений началось формирование современной Памирской горной страны и Алайской горной системы, которые служили поставщиками мощных континентальных отложений.

В начале неогена наиболее интенсивные поднятия были на Памире, и здесь, возможно, уже намечались основные орографические элементы. Дальнейшее их развитие зависело главным образом от консервирующего влияния ледникового покрова, возникшего в связи со значительными поднятиями (Центральный Памир) и разрушающего воздействия речной эрозии и денудации (Западный Памир).

В районе современной высокогорной Алайской горной системы в начале неогена процессы горообразования были менее интенсивны, но и здесь в миоцене намечаются поднятия в осевых ее частях, причем раньше всего, по-видимому, оформилось поднятие осевой части Гиссарского хребта. С течением времени поднятия усиливались и разрастались за счет окружающих их равнинных пространств; в повышенных частях развивалось оледенение.

На месте отступившего палеогенового моря в миоцене возникла обширная низменная болотистая равнина с цепочками озер и блуждающих рек. Жаркий климат способствовал развитию процессов химического выветривания. На равнине накапливались довольно однородные толщи красноцветных глин и песка, материал для которых поступал от разрушения поднявшегося к этому времени Памира и Центрального Тянь-Шаня и приносился медленно текущими потоками. Пополнение толщ шло также за счет разрушения только начавших подниматься хребтов Алайской горной системы, о чем свидетельствует сравнительно неболь-

шое количество грубого местного материала. В поднятия вовлекались и равнины, особенно по окраинам области современных высокогорий, что подтверждается выпадением отдельных толщ из обычно мало меняющегося разреза миоценовых красноцветных отложений (Юго-Западный Таджикистан и особенно район юго-западных отрогов Гиссарского хребта). В результате поднятия в конце палеогена в районе западных отрогов Тянь-Шаня (Кураминский хребет) и расширения поднятия Алайского и Туркестанского хребтов, образовался полузамкнутый пресноводный водоем, занимавший значительно меньшую территорию, чем Ферганский залив палеогенового моря. В западной его части впоследствии возникло сильно засолившееся озеро.

Большое сходство осадков миоцена в пределах обширных равнин, существовавших в то время в Средней Азии, свидетельствует об однообразии физико-географической обстановки, а также отчасти о характере тектонического режима.

Усилившиеся поднятия к началу плиоцена обусловили зарождение в Таджикской депрессии Вахшского антиклинория и складчатого поднятия в районе отрогов Гиссарского хребта. В Фергане тоже значительно сократилась область накопления осадков. В плиоцене, в результате исчезновения морских бассейнов (так же как и на западе Устюрт) и резкого поднятия обширных областей в Средней Азии, климат в Таджикистане стал еще более сухим и холодным (аридным). Химическое (красноцветное) выветривание сменяется физическим выветриванием, оживляются эрозионные процессы. В поднимающихся областях усиливается расчленение и орографически оформляются отдельные крутые впадины: Ферганская, Самаркандская, Яхсуйская и Сурханская. Отдельные складчатые возвышенности Вахшского антиклинория и юго-западных отрогов Гиссарского хребта, разрушаясь, давали материал для формирования конгломератовых толщ у их подножий. Периферические части депрессий, непосредственно примыкавшие к энергично поднимавшимся областям Памиро-Алайской системы, также частично захватывались поднятием. Процессы складкообразования вызвали в дальнейшем налегание накапливавшихся толщ с резким угловым несогласием, наблюдающимся с удалением от поднятий. Это отмечается по всем окраинам Памиро-Алайской горной системы как в Фергане, так и в Таджикской депрессии, Самаркандской котловине и других местах. Местами, например, в Восточной Фергане, выпадают из разреза нижние слои плиоцена, а в южной — почти весь плиоцен и даже местами миоцен, сохские древнечетвертичные конгломераты ложатся на различные горизонты неогена, палеогена и мела. Объяснять это явление одним только размывом — недостаточно. Приходится предполагать отсутствие осадко-накопления.

В областях, испытывавших энергичное поднятие в плиоцене, происходила энергичная денудация, причем преобладала, по-видимому, площадная эрозия, и развитие рельефа шло по нисходящему направлению. В Дарвазе В. И. Попов отмечает образование ряда денудационных уровней (ванчский, хострогинский и даштиузбеконский).

В связи с поднятием на Памире и в других высокогорных областях развивается оледенение.

На границе третичного и четвертичного периодов новое проявление тектонических движений вызвало смятие всех накопившихся к тому времени пород, дальнейшее распространение и усиление поднятий и сокращение областей аккумуляции. Эти движения фиксируются в боль-

шинстве существовавших депрессий перерывом в осадконакоплении. Так, в Таджикской депрессии кулябская свита, содержащая уже четвертичную фауну, ложится с резким угловым несогласием на различные горизонты плиоценовых отложений бактрийской серии. В областях поднятия аналоги кулябской свиты, приуроченные к широким долинам, ложатся непосредственно на палеозой. В. И. Попов отмечает, что килимбинская свита выполняет в бассейне р. Хингоу эрозивные депрессии в неогеновых конгломератах, в других случаях ложится на палеозой. В ряде районов Ферганской впадины (преимущественно по окраинам) покровная свита (свита «Д») — аналог кулябской свиты, ложится с угловым несогласием на нижележащие отложения.

Тектонические движения этой фазы привели в свою очередь к изменению климата в сторону более резкой континентальности, а в областях наибольшего поднятия обусловили смену нисходящего направления развития рельефа — восходящим и способствовали усилению оледенения высокогорных частей. Возможно, что ледники этого этапа дали моренные и флювиогляциальные осадки, слагающие килимбинскую свиту в Дарвазе.

В Таджикской депрессии, так же как в Ферганской впадине и в Приташкентском районе, разрез верхнетретичных отложений венчается толщей, в которой впервые появляются и получают широкое развитие лёссовидные суглинки. Поэтому вполне вероятно, что лёссовидные породы кулябской свиты в Таджикской депрессии, покровной свиты (свиты «Д») в Фергане и «шо» в Приташкентском районе являются образованиями одновозрастными. Образование лёссовидных пород — этого конечного продукта физического выветривания — могло и должно было происходить в условиях резкого ослабления эрозивной деятельности, и вполне логично связывать их накопление с оледенением в горах.

Ритмический характер строения кулябской свиты, отмеченный И. И. Трофимовым в Таджикской депрессии, свидетельствует о периодических изменениях климата в рамках резко континентального климата и связывается с колебаниями процесса оледенения. В период наибольшего развития ледникового покрова, в областях поднятия предохранявшего от усиленного разрушения горные породы, в равнинах накапливались мелкоземистые осадки, образуя толщи лёссовидных пород. В периоды отступления ледникового покрова, в связи с большей активизацией эрозии, в предгорья выносились грубые осадки. Та же особенность характерна и для Ферганской впадины, с той лишь разницей, что там отчетливо и резко наблюдается увеличение грубообломочных пород к верху разреза и в направлении к области питания. Продолжавшиеся процессы складчатости вызвали смятие отложений кулябской свиты и синхроничной ей в Фергане покровной, причем оно происходило и тогда, когда процесс осадконакопления продолжался, вызывая сверху выполаживание слоев. Прекращение накопления лёссов, образование складчатых возвышенностей в областях аккумуляции, отступление ледников, оживление эрозивной деятельности, главным образом глубинной, и вынос к подножию гор огромного количества грубых осадков (шлейфовые конгломераты в Фергане и серые конгломераты в Самаркандском районе) характеризуют собой новый этап в истории развития страны.

В периферических частях котловин, в том числе и в западной части Северо-Восточного Таджикистана (западный конец Ферганской впадины) одновременно с образованием складчатых возвышенностей продолжается накопление мощных галечниковых конусов выноса, продвигающихся все далее к их центру.

В связи с образованием основных форм рельефа начинается разработка современной гидрографической сети, заложенной, возможно, еще на предыдущем этапе. Мощный поток, направлявшийся в начале четвертичного периода из Алайской долины вдоль Алайской горной системы в Таджикскую депрессию, образовал у подножия Каратегинского хребта Сурхобскую долину, а у подножия Гиссарского хребта широко вытянутую Гиссарскую долину, открывающуюся к Амударьинской низине. В Таджикской депрессии образуются Яван-Кургантиюбинская, Дангаринская и Кулябская эрозионные впадины. Реки Сыр-Дарья и Зеравшан начинают выработать широкие долины, занимающие почти всю Ферганскую депрессию и Самаркандскую котловину.

Этот этап, названный А. Р. Бурачком для Таджикской депрессии первой аллювиальной фазой, а Ю. А. Скворцовым для Приташкентского района — нанайским циклом денудации, характеризуется образованием высоких (шестая и выше) террас Сыр-Дарьи. К этому этапу относится формирование шлейфовых или адырных конгломератов, сохских и кассанских конгломератов в Фергане. Н. П. Васильковский связывает с ним образование «трамплинов», а также самых древних высоких террас, располагающихся на разных уровнях в горах Сулетау и прикрытых там горизонтально лежащими часто цементированными галечниками, аналогичными тем, что слагают трамплины. Наконец, к этому этапу, очевидно, надо отнести террасы нулевого цикла, образующие ряд ступеней плато Даштако, а также, возможно, террасы первого цикла, выделенные В. И. Поповым в Дарвазе. К началу следующего этапа уже окончательно наметились все основные возвышенности в областях накопления осадков. В Таджикской депрессии оформилась в основном сложная система Таджикской виргации. В ряде случаев опрокинутые складки, слагающие возвышенности, оказались надвинутыми на осадки кулябской свиты, выполнявшие крупные депрессии. В Фергане возникла гряда Акчол—Сулетау и другие возвышенности предгорий Туркестанского хребта. Эти возвышенности всё последующее время испытывали тенденцию к поднятию, а разделяющие их синклиналильные депрессии — к прогибанию. Накопление осадков с этого времени приурочивается главным образом к широким синклиналильным долинам, которые однако, по сравнению с неогеновыми, были значительно сужены и только в наиболее пониженных приустьевых частях, сливаясь, образовывали широкие аллювиальные равнины.

В течение второго этапа четвертичной истории произошло значительное ослабление эрозионной деятельности. В горах намечается усиление оледенения, которое в Центральном Памире располагается в понижениях рельефа и от которого спускаются только короткие языки. По мере приближения к Западному Памиру, в связи с изменением характера рельефа, меняется и тип ледников. В Западном Памире и Дарвазе уже преобладают большие долинны ледники.

С ослаблением эрозионных процессов связано и прекращение выработки крупных эрозионных долин, приуроченных к синклиналиям, начинается заполнение их пролювиальным материалом, сносимым с гор; начинают формироваться предгорные равнины в Фергане, отдвигающие долину Сыр-Дарья к осевой части депрессии. Реки, располагавшиеся в крупных синклиналильных долинах, типа Гиссарской, значительно утратившие свою живую силу, блуждают по наносам, лишь местами врезаются в них. Временные потоки в предгорной полосе проводят большую эрозионную работу, формируя адырный рельеф. На дан-

ном этапе в условиях резко континентального пустынного и полупустынного климата в ряде мест происходит образование песков (юг Таджикистана). Вероятно, к этому времени относится формирование всех широких террас: ташкентского цикла с мощными лёссовыми накоплениями в Приташкентском районе, второго цикла В. И. Попова в Дарвазе, третьей надпойменной террасы Гиссарской долины, остатки которой представляют водоразделы между рр. Ханака и Сурхан, Иляк и Обигарм, и по другим рекам Таджикской депрессии. В связи с развитием оледенения в периферических пониженных областях происходит накопление лёсса. В результате заполнения долин мощными пролювиальными наносами, повышающими их уровень, в ряде случаев отмечается положение более древних террас ниже уровня более молодых.

Формирование рельефа в следующем третьем этапе, находящееся в прямой зависимости от изменения физико-географической обстановки, протекало тем не менее по тому же плану, что и на предыдущем этапе, имея только некоторые характерные особенности. Не происходило столь мощного накопления пролювия в эту фазу. Окончательно формируется поверхность предгорной равнины в Северном Таджикистане, образуется третья голодностепская терраса, к которой уступом обрывается южная предгорная равнина в Фергане, сохранившаяся по левобережью (низменная равнина Ферганской котловины) и оказавшаяся перекрытой по правобережью Сыр-Дарьи. В Таджикской депрессии с этим этапом связывается образование сухих дельт, сопряженных с первой надпойменной террасой, сложенной галечниками с прослоями лёсса, прикрытыми лёссовидным покровом. Первая надпойменная терраса в Гиссарской долине слагается из двух ярусов, причем верхний ярус сложен одним только аллювием, без лёссовой покрывки.

В Дарвазе к третьему этапу развития рельефа, возможно, относится образование террас третьего цикла В. И. Попова, вложенных в отложения II цикла после фазы значительного углубления долин.

С третьим этапом связано некоторое оживление эрозионной деятельности, обусловившей перехват рек. В это время окончательно формируется современная гидрографическая сеть.

В последнем четвертом современном этапе развития рельефа (сырдарьинский цикл в Северном Таджикистане, IV цикл В. И. Попова в Дарвазе) в речных долинах преобладают процессы боковой и донной эрозии, формируются пойменные террасы и поймы. По выходе рек из горных ущелий происходит заметное накопление сухих дельт.

Процесс развития рельефа в большинстве областей сноса на протяжении всего отрезка времени после накопления древнечетвертичных шлейфовых или адырных конгломератов в Фергане, серых конгломератов в Самаркандской котловине и кулябской свиты в Таджикской депрессии шел по восходящей линии. Поэтому таких обширных денудационных поверхностей, какие были в неогене, в это время не образовывалось. Только в долинах формировались террасы. В настоящее время продолжается поднятие областей сноса и только Центральный Памир, скованный вечной мерзлотой, еще не захвачен эрозионными процессами, до сих пор развивается по ускоренно-нисходящему типу. Продукты денудации в главной своей массе отлагаются здесь на месте своего образования, постепенно погребая разрушаемые положительные формы рельефа.

Основные этапы геологического развития территории Таджикистана в верхнетретичное и четвертичное время хорошо увязываются с историей развития равнинных пространств Средней Азии, а развитие последних —

с каспийскими трансгрессиями, время проявления которых устанавливается довольно точно. Таким образом получается большую определенность и датировка верхнетретичных и четвертичных этапов геологического развития территории Таджикистана.

Первые альпийские тектонические движения в Таджикистане, так же как и на западе в равнинных пространствах Приаралья, относятся к концу палеогена. Эти движения вызвали отступление палеогенового моря, общее поднятие земной коры, в разных районах разной продолжительности, перерыв в осадконакоплении (повсеместное отсутствие верхнеолигоценовых осадков) и резкую смену в физико-географических условиях. В это время наметились общие контуры областей, превратившихся впоследствии в высокогорные области. На обширных равнинных пространствах, широкой полосой окаймлявших эти поднимавшиеся области и заходившие языками между ними, в последующий отрезок времени (миоцен) накапливались красноцветные осадки массагетской серии. Аналогичные осадки накапливались в низменной части Кызыл-Кумов (кирпично-красная свита), в районе нижнего течения Аму-Дарьи (эльджикская свита).

Во второй половине миоцена на Устюрт с запада проникает море. В Сарыкамышской впадине на размытой поверхности олигоценовых глин, а за пределами котловины—на слоях эоцена и верхнего мела трансгрессивно лежат глины, гипсы, мергели и песчаники, относимые к среднему миоцену (Н. П. Луппов), перекрывающиеся морскими отложениями сармата. Восточнее Кунграда морские слои сармата переходят в красноцветные континентальные осадки. Параллелизация всех этих отложений с осадками массагетской серии Средней Азии не вызывает сомнений.

В конце миоцена море покидает и Устюрт. Происходит смена физико-географических условий. На всей территории Средней Азии начинается более энергичное поднятие областей сноса, расширение поднятий за счет областей осадконакопления. Четко выявляется не только поднятие Северного Тянь-Шаня и Памиро-Дарваза, но и района Алайской горной системы, в том числе и отрогов Гиссарского хребта. Намечаются поднятия и в центральной части Таджикской депрессии (Вахшский антиклинорий). Образуется орографически четко выраженная Ферганская котловина, намечаются как области преобладающего осадконакопления Яхсуйская и Сурханская передовые депрессии в Юго-Западном Таджикистане.

С этими же движениями связывается образование депрессий в районе Сары-Камыша и Арала, а также в низовьях Аму-Дарьи, где накапливаются осадки садыварской свиты, залегающие на различных горизонтах эльджикской свиты.

В течение всего плиоцена области поднятий в Средней Азии продолжали подниматься и энергично размывались. Продукты разрушения выносились к подножиям, где накапливались мощные толщи бактрийской серии, а также в более удаленные равнинные пространства, где накапливались грубые, пролювиально-аллювиальные осадки туранской и заунгузской свит.

Сарыкамышская депрессия в апшеронский век плиоцена оказалась занятой почти пресным водоемом, в который проникают из апшеронского бассейна моллюски.

В конце плиоцена тектонические движения вызвали общее поднятие в большинстве районов Средней Азии, перерывы осадконакопления, смятие в складки всех накопившихся к тому времени осадков. В связи

с особенно значительным поднятием областей сноса широкое развитие получает оледенение. В высоких предгорьях начинают накапливаться моренные и флювиогляциальные отложения (килимбинская свита в Дарвазе), в межгорных впадинах и предгорьях — мощные толщи лёссовидных суглинков (кулябская свита в Таджикской депрессии, покровная свита в Фергане и «шох», уплотненный лёсс) в Приташкентском районе. К этому же времени (конец плиоцена — начало четвертичного периода) относится и накопление плаща лёссовидных суглинков, описанных А. Д. Архангельским в Каракумах, где они сохранились до наших дней на поверхности некоторых платообразных останцов, сложенных заунгузской свитой.

В следующий этап (после нового перерыва в осадконакоплении и проявления складчатых процессов, смявших в пологие складки отложения кулябской и покровной свит) происходит отступление в горах ледников и оживление эрозионной деятельности, вынос временными потоками к подножию гор галечникового материала (шлейфовые или адырные сикские и кассанские конгломераты в Фергане, серые плотно сцементированные конгломераты в Самаркандской котловине и верхние конгломераты по южному склону Гиссарского хребта и его отрогам).

Водные артерии Средней Азии — рр. Аму-Дарья и Сыр-Дарья — представляли в это время очень широкие потоки, занимавшие огромные пространства (древняя Сыр-Дарья в Фергане, Аму-Дарья в Таджикистане и р. Зеравшан в Самаркандской котловине). В межгорных депрессиях вырабатываются широкие эрозионные долины: Алайская, Сурхобская, Гиссарская, Сурханская, возможно между собой связанные. В Фергане образуются складчатые поднятия, формируются «трамплины» и высокие террасы, сложенные конгломератами. В Дарвазе поднятия этого времени образуют высокие террасы нолевого и первого циклов, в Таджикской депрессии — четвертичные надпойменные террасы, в Гиссарской долине вырабатываются крупные эрозионные впадины (первая фаза эрозии по схеме А. Р. Бурачека). Этот этап синхронизируется ананайским циклом Ю. А. Скворцова, установленным им для бассейна Сыр-Дарьи.

В Кызыл-Кумах — у подножий поднимавшихся складчатых возвышенностей, накапливались пролювиальные шлейфы; в приподнятых заунгузских Кара-Кумах происходило размывание заунгузской свиты и жележащих толщ. Аккумуляция локализуется в Низменных Каракумах, в Южном Приаралье. Древняя Аму-Дарья, возможно сливаясь с Зеравшаном и Сыр-Дарьей, широко разливалась, покрывая низменную долину, расстилавшуюся здесь плащом аллювиальных серых песков, содержащих органических остатков (каракумская свита), и неся свои воды в Каспий.

Третий этап в горной части Средней Азии характеризуется резким сокращением эрозионной (глубинной) деятельности, отмиранием ряда долин, заполнением широких эрозионных долин мощными толщами пролювиальных наносов до уровня современных четвертых террас (считая и пятую) в бассейнах Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи (Ташкентская терраса в северном Таджикистане, Сталинабадская или третья надпойменная терраса в Гиссарской долине, террасы второго цикла в Дарвазе, широкие пролювиальные равнины первой половины пролювиальной долины в Таджикской депрессии). В горах в межгорных впадинах получает широкое развитие лёссовые породы. Соответственно на западе происходит резкое сокращение площади аллювиальной равнины. Накопле-

ние аллювия приурочивается к долинам основных потоков — Аму-Дарья, Сыр-Дарья, Зеравшана. На большей части территории равнины осадко-накопление прекращается, начинается развевание, образование первых эоловых песков, прикрывших плащом древний аллювий. В Кызыл-Кумах у подножий растущих возвышенностей продолжается накопление пролювиального шлейфа. В это время, очевидно, на низменной аллювиальной равнине располагались озера, в которых накапливались глины, обнаруженные бурением под аллювием хорезмской дельты Аму-Дарьи.

Четвертый этап характеризуется отступанием в горах ледников, оживлением эрозионной деятельности, образованием в Дарвазе террас третьего цикла, в Северном Таджикистане — террас голодностепского цикла, первой надпойменной террасы в Таджикской депрессии, часто вложенной в отложения предыдущей фазы. Реки, получавшие питание в высокогорных областях, оживили свою деятельность (Кафирниган, Вахш и др.).

Аму-Дарья, выйдя на аллювиальную равнину, повернула в это время к северу, впадая в образовавшийся обширный Сарыкамышский бассейн. Б. А. Федорович и А. И. Смолко предполагают при этом перехват Аму-Дарьей долины, выработанной до того Зеравшаном. Однако поток Аму-Дарьи, более мощный, чем у Зеравшана, уничтожил почти все следы прежней деятельности Зеравшана на этом участке. Избыток вод, переполнявших Сарыкамышский бассейн, стекал в Каспий по Узбою. По Б. А. Федоровичу, этот сток начался с момента, следовавшего непосредственно за максимумом хвалынской трансгрессии и до периода максимальной трансгрессии, когда отлагались осадки, содержащие *Cardium edule*. Этому времени отвечает формирование древней хорезмской дельты Аму-Дарьи, протягивающейся почти до подножия плато Устюрт, в осадках которой обнаружены *Corbicula fluminalis* и др. формы. В результате Арало-Сарыкамышский бассейн разделился на две части и стали расти уже две дельты: перед Сарыкамышским озером (Кунядарьинская) и перед Аральским морем (Акчадарьинская). Сыр-Дарья в это время формировала Джаныдарьинскую дельту.

В долине Узбоя, а также во впадинах Сарыкамыша, Ассаксаудана и др. в это время располагались озера, оставившие после себя так называемые Сарыкамышские озерные слои, возраст которых соответствует хвалынскому веку. Характерно, что и в межгорных впадинах накопление аллювиальных галечников в конце этапа сменилось накоплением пролювиального мелкозема.

Следующий этап четвертичной истории — современный, характеризуется врезанием рек, образованием современных пойменных террас и пойм. В западной равнинной части Средней Азии этот этап начался повышением уровня Аральского моря. В Аральский бассейн проникает из Каспия *Cardium edule* L. Затем уровень Арала понизился на 4 м, в результате чего образовалось несколько небольших водоемов (не имевших между собой сообщения и располагавшихся на различных гипсометрических уровнях), в которых отлагались слои с *Cardium edule*. Эти водоемы обычно рассматриваются как реликты высыхающего Сарыкамышского озера. Однако, А. Д. Архангельский высказал предположение, развитое затем Н. П. Лупловым [1948], о том, что между временем существования большого Сарыкамышского озера и временем проникновения в Сарыкамыш *Cardium edule* имело место почти полное осушение котловины, что дает право относить время отложения слоев с *Cardium edule* к последнему современному этапу. Этот этап в Таджикистане также

характеризуется сначала оживлением эрозионной деятельности, врезанием рек и накоплением галечников, а затем боковой эрозией, образованием широких террас и накоплением мелкозема.

Прямая связь аллювиальных равнин межгорных депрессий Таджикистана и Турана осуществлялась, как видим, в фазы отступления ледников в горах, когда потоки выносили далеко из гор обломочный материал. В то же время история развития Аральского бассейна увязывается с каспийскими трансгрессиями. Все это позволяет сопоставлять этапы геологического развития Таджикистана в четвертичное время с каспийскими трансгрессиями, относя первый этап к бакинскому веку, второй этап к хазарскому, третий к хвалынскому и современный — четвертый — к послехвалынскому.

Глава VII

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ ТАДЖИКСКОЙ ССР

ВВЕДЕНИЕ

Неодинаковые пути развития отдельных частей территории современного Таджикистана наметились еще с палеозоя и отчетливо оформились в верхнем мезозое и кайнозое.

В течение палеозоя в пределах всего современного Таджикистана имела сложная геосинклинальная область. В верхнем палеозое часть геосинклинальной области, та, которая располагалась к северу от современного Центрального Памира, испытала сильнейшую складчатость, достигавшую высшей геосинклинальную стадию развития. Морские условия сменяются континентальными, образующиеся сложно-складчатые поднятия интенсивно размываются и к началу нижнего мезозоя здесь формируется сглаженный рельеф. К югу же от средней части Центрального Памира развитие палеозойской геосинклинальной области не завершилось складчатостью, геосинклинальный режим продолжался и в нижнем мезозое. Процесс осадконакопления лишь временами прерывался колебательными движениями земной коры, обусловившими местные перерывы. Территория современного Центрального и Южного Памира входила в это время в окраинную часть Средиземноморской геосинклинали.

К северу от Центрального Памира на месте современных хребтов Алай-Гиссарской системы и Северного Памира располагались поднятия с местными депрессиями, поднятия разделенные межгорным прогибом, положившим начало формированию современной Южно-Таджикской депрессии.

Киммерийская складчатость завершила развитие мезозойской геосинклинали Памира. Созданные ею структуры и разнообразные проявления интенсивного вулканизма этого времени усилили отличия Центрального и Южного Памира от Северного Памира и других районов Таджикистана.

В результате альпийских складкообразовательных движений, проявившихся различно на территории Таджикистана, сформировались обширные зоны поднятий (Чаткальская, Алай-Гиссарская, Памирская) и депрессий (Ферганская, Южно-Таджикская), особенности структур которых окончательно определили выделяемые в настоящее время основные геологические районы Таджикистана — Северный, Северо-Восточный, Центральный, Юго-Западный и Юго-Восточный.

СЕВЕРНЫЙ ТАДЖИКИСТАН

Восстановление истории геологического развития территории Северного Таджикистана осложняется рядом обстоятельств.

Из разреза палеозойских и мезо-кайнозойских отложений, слагающих эту область, выпадают многие горизонты и даже целые системы. Стратиграфия палеозойских отложений Кара-Мазара и Моголтау раз-

работана весьма слабо. Недостаточно изучены вопросы вулканизма и металлогении. Вместе с тем сложное геологическое строение района, наличие ряда перерывов и несогласий между отдельными толщами, их разнообразный состав, меняющаяся мощность и многие другие особенности подчеркивают сложность и разнообразие геологических процессов, происходивших на этой территории в различные периоды ее развития.

В общем плане деления Тянь-Шаня на структурно-фациальные зоны район Северного Таджикистана входит в пределы южной части огромной области распространения вулканических образований, детально изученной в последнее время Н. П. Васильковским (1952).

Для того, чтобы яснее представить себе специфические черты геологического строения Каржантау-Кураминской подзоны и входящей в ее пределы территории Северного Таджикистана и показать положение последнего в региональной структуре, отметим кратко некоторые основные положения истории развития палеозойской геосинклинали Южного Тянь-Шаня.

Формирование и развитие этой геосинклинали и превращение ее в складчатое сооружение отвечает периоду от силура до верхней перми. Она возникла в результате сокращения и отмирания нижней палеозойской геосинклинали, период развития которой завершился, по видимому, в эпоху каледонского диастрофизма. Но вопрос о времени зарождения рассматриваемой геосинклинали достаточно определенно не решен и, возможно, что в отдельных местах геосинклинали ре-жим наступил здесь несколько раньше.

Начальная стадия развития варисской геосинклинали соответствует силуру — нижнему девону. В это время рассматриваемая область испытывала устойчивое прогибание, сопровождавшееся интенсивным накоплением типичных осадков геосинклинали типа, представленных преимущественно известняками и сланцами, перемежающимися местами с толщами спилитовых пород. Область максимального прогибания этой геосинклинали В. А. Николаев выделил как внутреннюю структурно-фациальную зону Южного Тянь-Шаня и дал ей название Фергано-Кокшоальской.

В раннюю стадию развития, соответствующую по времени среднему — верхнему девону и нижнему карбону, варисская геосинклиналь Южного Тянь-Шаня продолжала прогибаться и расширяться. На севере в прогибание была вовлечена окраинная часть древней геоантиклинальной области Северного Тянь-Шаня, на месте которой возникла затем краевая структурно-фациальная зона варисского складчатого пояса, названная В. А. Николаевым Чаткало-Нарынской. В этот период в геосинклинали отлагались главным образом известковые осадки. В среднем карбоне во внутренней ее части начали формироваться отдельные геоантиклинальные поднятия, служившие источником сноса материала для оставшихся прогибов, в которых процесс геосинклинали развития продолжался почти до конца палеозоя.

Средняя стадия развития рассматриваемой геосинклинали, отвечающая времени среднего карбона, ознаменовалась интенсивными орогенетическими движениями и превращением геосинклинали в геоантиклинальную складчатую область. Наиболее интенсивные складчатые движения имели здесь место в конце среднего карбона. Они сопровождалась напряженной интрузивной деятельностью, выразившейся, главным образом, в формировании крупных массивов гранодиоритов кураминского типа. Но в отдельных локальных прогибах в это время происходило на-

копление различных отложений, в том числе вулканогенных. Превращение этих прогибов в складчатые сооружения произошло значительно позднее, в верхнем карбоне и в перми.

Поздняя и завершающая стадии развития складчатого пояса Южного Тянь-Шаня проявились в верхней перми и может быть в нижнем триасе. В это время процесс осадконакопления здесь почти полностью прекратился и только в небольших депрессиях местами отлагались континентальные, лагунные и реже морские осадки. Тектонические движения этого времени выразились главным образом в глыбовых перемещениях отдельных блоков ранее созданных складчатых структур и в слабом смятии осадков, накопившихся в поздневарисских локальных прогибах.

Магматизм поздних и завершающих этапов проявился в этой области весьма неравномерно и локально. Огромных масштабов в это время достигли проявления интрузивного и эффузивного магматизма в Северном Таджикистане и в сопредельных районах Каржантау-Кураминской подзоны. С магматизмом этих этапов связано образование большинства рудных месторождений Тянь-Шаня.

Длительный и сложный процесс развития палеозойской геосинклинали Южного Тянь-Шаня завершился, как показал Н. М. Сяницин (1949), в перми. Возникшие в ней горные сооружения в верхней перми и начале триаса были сnivelированы и превращены в пенеплен, и вся эта область приобрела характер подвижной платформы. Последовавшие затем новые всплывки тектонических движений дифференцировали пенеплен на отдельные поднятия и пологие прогибы. В прогибах отлагались угленосные и другие толщи осадочных пород, которые несколько позднее были дислоцированы локально проявившейся киммерийской складчатостью.

В меловое и третичное время обособлялись другие прогибы-депрессии, выполнявшиеся преимущественно морскими осадками. В неогене, в результате общего поднятия страны, возникли горные хребты и межгорные впадины. В конце неогена проявилась главная фаза альпийских движений, выразившихся главным образом в глыбовой перестройке ранее созданных структур. Таковы основные черты истории формирования варисского складчатого пояса Южного Тянь-Шаня.

Остановимся дальше на рассмотрении некоторых специфических особенностей истории развития интересующей нас территории Северного Таджикистана. Последняя, как отмечалось выше, входит в пределы южной части Каржантау-Кураминской подзоны, которую В. Н. Огнев (1948) и В. А. Николаев (1953) относят к числу поздних варисских геосинклинальных прогибов или депрессий второго порядка, осадконакопление в которых происходило почти до конца палеозоя.

Анализируя геологический разрез палеозоя в Северном Таджикистане, отметим следующие его особенности. В основании разреза местами устанавливается древний фундамент, нижнепалеозойский возраст которого лучше всего доказывается в горах Моголтау, где обнажаются фаунистически охарактеризованные песчано-сланцевые отложения ордовика. Отложения силура и нижнего девона здесь достоверно не установлено. Разрез среднего палеозоя начинается обычно с известняков жинветского яруса, мощность которых составляет около 2000 м. Эти отложения являются переходными к южному типу разрезов девона, для которых характерны те же фации и выдержанная мощность. Выше залегают известняки нижнего карбона, имеющие мощность 700–1200 м. В сосед-

них областях мощность последних достигает 2000—3000 м. Таким образом, общая мощность всего среднепалеозойского разреза в Северном Таджикистане в виду отсутствия здесь силурийских и нижнедевонских отложений, составляет 3000—3500 м, в то время как в соседних подзонах (Чаткальская, Нарынская и др.) она достигает 5000—6000 м.

Весьма своеобразным в Северном Таджикистане является разрез верхнего палеозоя. Он представлен здесь почти целиком мощными толщами различных вулканогенных образований. Лишь незначительные его части сложены прибрежно-морскими и континентальными отложениями. В этом заключается резкое его отличие от разрезов других поздневарисских геосинклинальных депрессий (Чаактауской и Джамандаванской), в которых преобладают терригенные осадки, содержащие местами слои конгломератов и известняков. Преобладающими породами в составе верхнепалеозойского вулканогенного комплекса Северного Таджикистана являются липаритовые и липарито-дацитовые порфиры, туфолавы и туфы. Значительно меньшим распространением по сравнению с ними пользуются андезитовые и андезито-базальтовые разности. На размытой поверхности этого комплекса трансгрессивно лежат осадки мезо-кайнозоя.

Из приведенного описания следует, таким образом, что основные особенности палеозойского осадконакопления в Северном Таджикистане, отличающие этот регион от других поздневарисских прогибов Тянь-Шаня, выражаются главным образом в сокращенной мощности разреза среднего палеозоя (3000—3500 м) и в необычайно широком развитии магматических пород в разрезе верхнего палеозоя. Эти особенности объясняются, по-видимому, приуроченностью территории Северного Таджикистана к той области Тянь-Шаня, где широко развиты крупнейшие длительно развивавшиеся глубинные разломы, многократные подвижки, по которым на протяжении весьма длительных отрезков времени обусловили большую подвижность рассматриваемой зоны, ее повышенную проницаемость для магматических продуктов и общий глыбовый характер структуры.

Отметим далее главнейшие особенности осадконакопления и характер тектонических движений для отдельных моментов истории геологического развития рассматриваемой области.

Нижнепалеозойский этап

Допалеозойские отложения в пределах Северного Таджикистана отсутствуют совершенно и это лишает возможности судить о тех геологических процессах, которые протекали здесь до нижнего палеозоя.

Наиболее древними породами района являются преимущественно сланцевые, реже песчаниковые толщи, относимые к нижнему палеозою. Характер разреза этих отложений и наличие в средней части разреза фауны трилобитов, характерной для ордовика, говорит о том, что в эту эпоху и, возможно, в кембрии территория Северного Таджикистана была покрыта морем. В течение этого времени здесь накапливались осадки терригенного типа. Отсутствие среди них несогласий и конгломератов указывает на непрерывность процесса осадконакопления. Небольшие вертикальные колебания морского дна вызывали смену песчаников сланцами и наоборот.

Интрузивная деятельность и процессы рудообразования в нижнепалеозойское время для Северного Таджикистана не установлены.

Среднепалеозойский этап

К концу ордовика спокойный морской режим нарушился проявлениями эффузивной деятельности, фиксированной по наличию прослоев пиритов и кварцевых порфиров в верхней части сланцевой толщи нижнего палеозоя. После формирования этой толщи наступил длительный перерыв в образовании осадков, охвативший весь нижний девон и, видимо, часть силура. В этот отрезок времени происходили тектонические движения, вызвавшие смятие нижнепалеозойских отложений в складки, что с явной очевидностью устанавливается по угловому согласию в залегании среднедевонских отложений на более древние с наличием в базальных конгломератах гальки подстилающих пород.

Отмеченная каледонская фаза складчатости сопровождалась выведением самых древних в районе гранитоидных интрузий. В горах Моголтау и в Кара-Мазаре эти интрузии прорывают отложения нижнего палеозоя. Обломки пород этих интрузий содержатся в гальке вышележащих среднедевонских отложений.

Рудных проявлений, связанных с позднекаледонским магматизмом до настоящего времени не установлено.

Девонские отложения Северного Таджикистана сходны с девонскими более северных областей Средней Азии. Разрез девона начинается здесь осадками среднего отдела. Отсутствие нижнедевонских отложений, залегание среднего девона на подстилающих толщах с резким угловым несогласием и наличием в базальных слоях галек каледонских интрузивных пород, с несомненностью указывают на существование в этой области в течение нижнего девона континентального режима. Страна испытывала в это время поднятие, сопровождавшееся складкообразовательными процессами и глубоким размывом нижнего палеозоя. В конце нижнего девона поднятие сменилось большим ее прогибанием, вызвавшим трансгрессию девонского моря.

По данным Д. В. Наливкина (1926) трансгрессия наступала с юга и постепенно захватывала более северные районы Тянь-Шаня. Область Моголтау и Кара-Мазара была покрыта морем уже в первой половине среднего девона, что устанавливается по наличию известняков с фауной эйфельского яруса в юго-западной части Моголтау. С этого времени вплоть до конца нижнего карбона здесь существовал устойчивый морской режим, в условиях которого происходило почти непрерывное накопление мощных известняковых толщ.

Верхнепалеозойский этап

Нижним карбоном заканчивается сравнительно спокойное развитие территории Северного Таджикистана. Начиная с этого времени, данная область подвергалась интенсивным тектоническим напряжениям, в результате которых произошло смятие в складки накопившихся к этому времени осадков и, что особенно характерно для последующей ее истории — мощное развитие процессов вулканизма. Магматическая деятельность, проявившаяся в среднем карбоне, с нарастающей силой продолжалась в течение всего верхнего палеозоя, прерываясь лишь на короткие промежутки времени.

Вследствие того, что стратиграфия верхнепалеозойских отложений на территории Северного Таджикистана до настоящего времени изучена

весьма неравномерно и недостаточно детально, в особенности в отношении точной датировки времени образования вулканогенных пород, восстановить в деталях историю геологического развития рассматриваемой области в это время весьма трудно, а иногда и невозможно. Поэтому приводимое ниже описание является в сравнительной степени схематичным.

В основании разреза верхнепалеозойских отложений Северного Таджикистана залегает сланцево-эффузивная толща (долонинская), представленная перемежающимися слоями сланцев, песчаников, конгломератов, черных известняков, зеленых кварцевых порфиров и их туфов. Эти отложения хорошо прослеживаются в верховьях Долоньсая, где их мощность достигает 250 м. Характер этих отложений, частая перемежаемость указывают на весьма непостоянные физико-географические условия, существовавшие во время их накопления, на частые поднятия и опускания района.

В урочище Тахтабаст, восточнее Адрасмана, долонинская толща отчетливо прорывается гранодиоритами кураминского типа. В бассейне р. Уткемсу на размытой поверхности гранодиоритов залегает мощный комплекс вулканогенных пород Кара-Мазара, слагающий основную часть верхнепалеозойского разреза данной области. В сопредельных районах, по данным Н. П. Васильковского, этот комплекс, называемый им Акташским, с резким угловым несогласием лежит на минбулакской свите среднего карбона и местами на известняках верхнего девона.

Из сказанного можно сделать следующие выводы: во-первых, устанавливается первая фаза варисской складчатости в конце среднего карбона и, во-вторых, складчатые движения этой фазы сопровождалась внедрением гранодиоритов. Эта фаза была, по-видимому, наиболее сильной в варисской эпохе тектогенеза. Н. П. Васильковский считает ее близкой по времени проявления к астурийской фазе Западной Европы. Ранее она принималась многими исследователями за судетскую.

К началу верхнего карбона, с завершением формирования интрузий гранодиоритов, активность тектоно-магматических процессов, связанных с этой фазой, постепенно затухает и сменяется периодом относительного тектонического покоя. В это время в области Северного Таджикистана преобладали, видимо, движения колебательного характера. Сначала они вызвали общее поднятие и сильный размыв территории Кураминского хребта, но затем восходящие движения сменились погружением области, продолжавшимся, с некоторыми перерывами, до конца палеозоя. В это время здесь происходило накопление мощных толщ вулканогенных отложений. Комплекс последних залегает на размытой поверхности долонинской (минбулакской) свиты среднекаменноугольного возраста и прорывающих ее гранодиоритах и перекрывается трансгрессивно лежащими на нем осадками мела и палеогена. Таким образом, возрастные рамки формирования вулканогенных толщ отвечают промежутку времени от среднего карбона до конца палеозоя. Мощность комплекса достигает 2560—2900 м. На основании детальных работ, проведенных в Кара-Мазаре в последние годы Е. Д. Карповой, Ю. А. Лихачевым, П. Н. Соколовым, Е. А. Худобиной и др., разрез этого комплекса расчленен на 13 подсвит, двенадцать из которых представлены типичными вулканогенными образованиями и только одна (кызылтауская) сложена осадочными породами. Четыре нижних подсвиты — уткемсуйская, чалысайская, алмалысайская и караташская — слагают нижнюю свиту; остальные подсвиты — кызылтауская (осадочная), нижнекушайнакская, джеркамар-

ская, верхнекушайнакская, тариэканская, аксайская, сферолитовая, тавакская и адрасманская — составляют верхнюю свиту. Нижняя свита параллелизуется с акчинской свитой (низы верхнего карбона), а верхняя с оясайской (верхний карбон), выделенными Н. П. Васильковским (1952) в более северных районах Тянь-Шаня.

Процесс формирования данного комплекса образований нарушался перерывами в осадконакоплении, сопровождавшимися складчатыми движениями. Наиболее существенный перерыв фиксируется на границе названных выше нижней и верхней свит. Наличие между этими свитами небольшого, но ясно выраженного несогласия и присутствие в основании кызылтауской подсвиты конгломератов с гальками гранитоидных пород свидетельствует о новых проявлениях тектонических движений, отвечающих второй по счету подфазе варисской складчатости, названной нами предкызылтауской.

Отсутствие в составе прибрежных морских осадков кызылтауской подсвиты определенной фауны не позволяет точно выяснить их возраст, а вместе с тем и время проявления предкызылтауской подфазы складчатости. Предположительно можно считать, что она отвечает началу верхнего карбона.

После этой подфазы складчатости область южного склона Кураминского хребта испытала опускание, которое вызвало трансгрессию моря. Существование морских условий осадконакопления устанавливается по содержанию в прослоях известняков кызылтауской подсвиты плохо сохранившихся морских водорослей. Частая перемежаемость литологически различных прослоев этой подсвиты указывает на неоднократные колебания морского дна и близость береговой линии.

В последующее время, по-видимому, в условиях континентального режима, вновь развивалась эффузивная деятельность, в результате которой происходило накопление вулканогенных отложений верхней свиты рассматриваемого комплекса, представленных преимущественно лавами, туфами и туфолавами липаритового состава.

Дальнейший ход геологических событий, вследствие отсутствия отложений перми, триаса и юры, не может быть восстановлен в точной хронологической последовательности. По имеющимся материалам можно судить только о некоторых результатах этих событий.

В конце верхнего палеозоя проявилась последняя подфаза варисской орогении, в результате которой отложения палеозоя были собраны в довольно пологие складки, устанавливаемые в верхней свите рассматриваемого комплекса отложений. С этой подфазой связано внедрение большого количества разнообразных малых интрузий, рассекающих все без исключения отложения верхнего палеозоя гор Кара-Мазара и Моголтау. Сюда нужно отнести интрузии серых мелкозернистых кварцевых диоритов, обнажающихся на гг. Бабайоб, Бабайситен и в районе перевала Камчик. К этой подфазе относятся некоторые дайкообразные тела красных кварцевых порфиров. Е. Д. Карпова склонна связывать с этой фазой и формирование малых интрузий Чорухлайрона.

Следует упомянуть о красных липаритах кайнотипного облика, обнажающихся на довольно большой площади в низовьях Кызылалмалы и Кашкасае и известных в литературе под названием ташкескенских. Эти липариты Н. П. Васильковский склонен считать эффузивными образованиями и относить их по возрасту к низам мезозоя. А. П. Недзвецкий придерживается иной точки зрения. При геологической съемке в 1945 г. им были установлены интрузивные контакты этих липаритов с вмещаю-

щими породами, переход их в центральной части массива в гранит-порфиры и полное отсутствие покровов. Поэтому А. П. Недзвецкий считает, что их правильнее отнести к группе кварцевых порфиров, слагающих дайкообразные и штокообразные тела, широко развитые в верхнепалеозойских отложениях Кара-Мазара и относящиеся к последней фазе варисской складчатости.

В пределах Северного Таджикистана известны месторождения цветных и редких металлов, но данных, указывающих на генетическую связь оруденения с интрузивными породами, не имеется. Рудная минерализация отчетливо наложена здесь на различные типы эффузивных и интрузивных пород, в том числе и на дайковые образования и несомненно связана с более поздними стадиями магматической деятельности, время проявления которой отвечает, по-видимому, верхней перми. Более определенно устанавливаются закономерности пространственного размещения рудных месторождений, тесно связанных с широким распространением разрывных структур.

Ведущее значение разрывных структур в размещении и формировании полиметаллических месторождений в Кара-Мазаре может быть объяснено сложной сетью многочисленных рудоносных и безрудных разломов и трещин, наблюдаемых в этом районе, образовавшихся в результате многократных импульсов тектонических движений, проявившихся в конце верхнего палеозоя. В общем ходе развития последних выделяется три основных этапа— ранний, средний и поздний. Каждому из них соответствует определенная система трещин, план заложения которой резко отличается от такового для других систем. С ранним этапом проявления тектонических движений связано возникновение крупнейших в районе широтно ориентированных Баштавакского и Бирюзового разломов, которые развивались и в последующие этапы. Условия их возникновения не достаточно ясны. Нарушения среднего этапа, представленные сбросами северо-западного и широтного направлений, образовались в условиях прямого сжатия, вызванного вертикальными подвижками по Баштавакскому и Бирюзовому разломам. Более поздние трещины растяжения дайковых поясов этого же этапа образовались в результате крутящих усилий в начальную стадию деформации, вызванной действием пары сил, возникшей при смещении северного блока по Баштавакскому сдвигу на запад, а южного блока по Бирюзовому сдвигу — на восток.

По времени процессы рудообразования совпадают с самым поздним этапом тектонических движений, характеризующимся тем же широким проявлением огромных сдвиговых перемещений масс горных пород. Сдвиги по крупным разломам, с амплитудой перемещения блоков от 3 до 7—9 км, вызвали образование новых сопряженных с ними, подчиненных по размеру разломов и трещин, которые и представляют собой основные рудоконтролирующие структуры в пределах рудоносной площади Кара-Мазара. Главнейшими структурами такого типа являются Тарыэканский, Редкометальный, Железный и некоторые другие сбросо-сдвиги. Оруденение приурочено здесь к трещинам скальвания III, IV и V порядков северо-восточного простирания. Последние сопряжены обычно под острым углом с более крупными сбросо-сдвигами. Многочисленные трещины этого типа как рудоносные, так и безрудные, отчетливо наложены на разрывы более ранних систем, которые, как правило, лишены рудной минерализации.

Крупными сдвиговыми нарушениями осуществлялся общий контроль оруденения для всей рудоносной площади района. Основная масса рудоносных растворов устремлялась во вновь возникшие приоткрытые трещины скальвания, расположенные между крупными сдвигами и всегда сопряженные с ними. Этим подчиненным по размерам трещинам и принадлежит основная роль в непосредственном контроле и локализации оруденения.

Данные выводы, основанные на анализе большого фактического материала по детальной геологической съемке, не согласуются с представлениями Ф. И. Вольфсона, который считает, что оруденение в Кара-Мазаре размещается не в молодых нарушениях, а в старых надвигах, оказавшихся приоткрытыми в момент движения блоков пород по более крупным разломам.

Возраст оруденения точно не установлен, но предположительно его можно считать верхнепермским. Верхний возрастной предел полиметаллической минерализации определяется отсутствием признаков рудопроявлений в меловых и палеогеновых отложениях, перекрывающих разломы, несущие рудную минерализацию.

Указанные закономерности в размещении полиметаллического оруденения на рассматриваемой площади представляют значительный практический интерес. В частности они способствуют выявлению новых месторождений при детальных поисках и разведках и более рациональному направлению поисково-разведочных работ на прилежащих площадях. Важно также отметить, что эти закономерности не являются узко локальными, присущими только Кара-Мазару, а представляют собой более региональное явление, свойственное некоторым другим районам Тянь-Шаня (южный склон западной части Чаткальского хребта, южный склон Гиссарского хребта и др.).

О времени окончания магматической деятельности в Северном Таджикистане существуют две точки зрения. Согласно одной из них, поддерживаемой большинством исследователей Кара-Мазара, магматические процессы как эффузивного, так и интрузивного характера окончательно затухают в самом конце верхнего палеозоя. Другой точки зрения в последнее время придерживается Н. П. Васильковский, предполагающий, что последние этапы бурного проявления магматизма, начавшегося в среднем карбоне, заканчиваются только в нижнемезозойское время. Решить этот вопрос в настоящий момент не представляется возможным, так как бесспорных доказательств нет ни у приверженцев первой точки зрения, ни у Н. П. Васильковского.

Если подходить к решению этого вопроса, исходя из палеогеографии Средней Азии, то первая точка зрения является более вероятной. Мы знаем, что нижнетриасовые, преимущественно морские, отложения нигде в Средней Азии не установлены севернее линии южного склона Гиссарского и Алайского хребтов, а средний триас отсутствует вовсе. Нет поэтому оснований предполагать наличие триаса и в Северном Таджикистане. Нахождение нижнетриасовой флоры среди угленосных отложений Шураба также не может дать каких-либо доказательств в пользу точки зрения Н. П. Васильковского. Далее, если принять точку зрения Н. П. Васильковского, то мы будем вынуждены относить по времени образования рудные месторождения Кара-Мазара и Моголтау, генетически связанные с самыми поздними проявлениями магматической деятельности района, к мезозою. Делать же такой вывод из накопившегося

настоящему времени геологического материала по Средней Азии и, частности, по Северному Таджикистану, нет оснований.

Мезо-кайнозойский этап

В течение триаса, юры и нижнего мела Северный Таджикистан представлял собой сушу. Полное отсутствие осадков указанных систем свидетельствует о непрекращавшемся размыве страны, обусловленном, видимо, постепенным поднятием. Такому выводу не противоречит характер осадков юры и нижнего мела северных и южных областей, принадлежащих непосредственно к Кара-Мазару. Так, нижнеюрские отложения Амгрена, а также Южной и Восточной Ферганы, представлены континентальными угленосными отложениями, образование которых шло в пониженных и более влажных районах. Нижний мел Ферганы также представлен континентальными красноцветными конгломератами.

В верхнемеловую эпоху преобладали нисходящие тектонические движения. К этому времени страна была сильно денудирована и представляла собой равнину, остатки которой сохранились сейчас под горными конгломератами, песчаниками, песками и глинами с прослоями костяных брекчии. К концу сеноманского века район начинает покрываться морем, о чем говорит присутствие в отложениях этого времени остатков пелеципод. Характер осадков свидетельствует о господстве в это время мелководных лагун.

В палеогене, начиная с бухарского и до туркестанского века включительно, район был покрыт мелководным морем. Об этом свидетельствует содержащаяся в отложениях палеогена фауна пелеципод, представленная толстостенными формами, обитавшими в зоне прибрежья. Невысокая мощность осадков может указывать, что в это время преобладали восходящие движения. После отступления палеогенового моря на Северном Таджикистане наступил континентальный режим, не прекращавшийся до настоящего времени.

Об альпийской складчатости приходится говорить, как об едином процессе без подразделения на фазы.

Верхний мел и палеоген залегают на палеозойских формациях с таким угловым несогласием. Между мелом и палеогеном углового несогласия не наблюдается; лишь только вблизи тектонических нарушений отложения иногда довольно сильно смяты и складки даже опрокинуты. Основные изолированные выходы их расположены на различных гипсометрических уровнях от 700 м у Кансая до 2000 м на плато Тавак.

Отсюда можно заключить, что после отложения палеогеновых пород альпийская складчатость выразилась здесь, в основном, в глыбовых пещениях масс по крутопадающим разломам. Такой характер альпийской тектоники объясняется, по-видимому, малой мощностью меловых и палеогеновых отложений и жесткостью палеозойского основания.

Рудных проявлений, а также изверженных пород альпийского возраста здесь не установлено.

Четвертичный период

Тектонические движения четвертичного времени устанавливаются по наличию террас в долинах рек, стекающих с Кураминского хребта. Наиболее отчетливо выражены четыре террасы, врезанные в склоны до-

лины Карамазарса, указывающие на непрекращающийся подъем Кураминского хребта. При выходе из гор в Ферганскую долину реки образуют колоссальные конусы выноса, которые сливаясь между собой, образуют сплошной шлейф предгорных галечниковых отложений.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ТАДЖИКИСТАН

В пределах большей части Северо-Восточного Таджикистана палеозойские отложения скрыты под мощным покровом мезо-кайнозойских отложений и недоступны наблюдению, и поэтому ранние этапы геологического развития этого района могут быть восстановлены только начиная с мезозойской эры.

С конца перми до верхнего мела на месте Северо-Восточного Таджикистана была суша и только в начале верхнего мела здесь появилось море, существовавшее до конца палеогена.

Мезозойская денудация протекала сложно, не раз оживляясь тектоническими движениями. Отчетливые несогласия фиксируются в урочище Мадыген между нижним триасом и лейасом, в районе Сулюкты в основании верхнего триаса, между верхним триасом и рэт-лейасом и между рэт-лейасом и лейасом в Камышбаши. Возможно, что эти несогласия вызваны складкообразовательными движениями, которые локализовались только у Сулюкты и на Мадыгане. Во всяком случае мощность триасовых и юрских отложений в Южной Фергане достигает таких величин, что необходимо допустить крупные вертикальные движения. Складкообразовательные процессы в домеловое, меловое и палеогеновое время проявились очень слабо. Формы дислокаций триасовых и юрских отложений мало отличаются от дислокаций меловых и потому весь этот комплекс осадков относится к «покрову», покоящемуся на палеозойском фундаменте. В этом комплексе большую роль играет поверхность несогласия, разделяющая юрские и меловые отложения.

Последующее изменение физико-географических условий, связанное, по-видимому, с колебательными движениями, выразилось в смене фаций верхнемеловой толщи (известняки, пестрые песчаники, глины, гипсы и пр.). Более интенсивные движения отмечаются в течение палеогена, на что указывает выпадение в районе г. Ура-Тюбе нижних и верхних горизонтов этого возраста. Здесь алайский ярус непосредственно ложится на палеозой и перекрывается самыми верхними горизонтами палеогена. К востоку и западу от Ура-Тюбе в разрезе наблюдается постепенное появление выпавших горизонтов, увеличение мощности всех горизонтов и изменение фациального состава осадков в сторону относительно большей глубокководности.

Движения больших амплитуд имели место на границе палеогена и неогена. Они вызвали отступление моря с территории Северо-Восточного Таджикистана. По-видимому, в Северо-Восточном Таджикистане, как и везде в Средней Азии, отсутствуют осадки верхнего олигоцена.

После отступления палеогенового моря на его месте образовалась обширная низменная равнина. В условиях жаркого климата здесь накапливались более или менее однородные толщи обломочных осадков. В связи с поднятием Алайской горной системы и продолжавшимся поднятием Тянь-Шаня намечается образование Ферганской впадины, западная часть которой относится к Северо-Восточному Таджикистану. Поднятия эти в миоцене были незначительны, и впадина в то

время была орографически еще слабо выражена, а непосредственное ее обрамление, как источник обломочного материала, играло второстепенную роль. В северо-западной части впадины, в районе современных гор Акчоп, Акбель и Супетау, в миоцене образовался замкнутый бассейн (озеро). Огромное количество накопившихся в нем химических осадков (до 35% в соленосной толще) свидетельствует об интенсивном испарении.

Обилие в соленосной свите глин и химических осадков свидетельствует о спокойной обстановке осадконакопления, не нарушавшейся обильным привносом грубого материала, о медленности течения потоков, приносивших в озеро сильно измельченный материал. В результате создавались условия, благоприятные для образования насыщенных растворов и выпадения из них NaCl, что чередовалось с накоплением мелкозернистого глинистого материала.

Во второй половине миоцена, в связи с активизацией поднятий окружавших бассейн пространств, увеличился и привнос в озеро обломочного материала. Из рассола стал выпадать гипс.

Наличие в Ферганской впадине в разрезе бактрийской серии довольно большого количества глин, во влажном состоянии обнаруживающих тонкополосчатое строение (благодаря частой смене окраски), выдержанность отдельных пластов песчаника на большом расстоянии, присутствие пластов известняка, четкая слоистость, нередко хорошая окатанность мелких галек, наконец, состав последних, указывающий на принос их в ряде случаев издалека, все это заставляет предполагать существование сравнительно спокойной водной среды в западной части Ферганской впадины во время накопления осадков бактрийской серии.

Преобладание косой слоистости и наличие глинистых включений в песчаниках, типичных для подводных дельт и подводных потоков, указывают на мелководный характер бассейна, может быть, на цепь мелководных озер.

В конце неогена намечается резкое проявление складкообразовательных движений, вызвавших смятие всех накопившихся к тому времени толщ, и в начале четвертичного периода — энергичный размыв поднимавшихся участков и снос к их подножию галечников, образовавших мощные конусы выноса. Разрастание областей поднятий вызывало перемещение конусов выноса к центру впадины. Начинает намечаться современная орогидрографическая сеть, усиление глубинной эрозии приводит к образованию ряда террасовых уступов.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН

Палеозойская эра

Докембрий на территории Центрального Таджикистана не установлен. В связи с этим освещение истории геологического развития территории Центрального Таджикистана возможно начать лишь с палеозоя.

Рассматриваемая область является частью огромного варисского складчатого пояса, возникшего на месте внутренней части обширной палеозойской геосинклинали. Развитие этой геосинклинали и превращение ее в складчатое сооружение произошло в период времени от кембрия до верхней перми. В длительном процессе развития геосинклинали выделяется несколько этапов.

Раннепалеозойский этап

Отложения кембрия на территории современного Центрального Таджикистана встречаются только в виде отдельных небольших выходов. Отложения с фауной ордовика известны лишь на одном участке. Наличие остатков морской фауны в отложениях кембрия свидетельствует о существовании в это время морских условий. Состав фауны указывает на связь кембрийского морского бассейна с более северными, северо-западными и южными морями. Характер фауны и литологический состав кембрийских отложений дают основание предполагать, что в это время бассейны были неглубокие. Среди них существовали местные поднятия с возможным наличием отдельных участков суши. Полосе распространения кембрийских отложений, развитых в водораздельной части Туркестанского хребта, отвечает, по-видимому, наиболее ранний прогиб палеозойской геосинклинали. Данных, позволяющих наметить контуры этого прогиба, не имеется.

Толща кембрийских отложений мощностью свыше 1500 м сложена различными по составу сланцами, чередующимися с известняками. В ее разрезе имеются отложения нижнего и среднего кембрия. Верхний кембрий здесь, по-видимому, отсутствует. На среднекембрийских отложениях без угловых несогласий обычно залегает песчано-сланцевая толща, в которой во многих местах встречаются остатки фауны ландоверийского яруса силура. Местами контакты отложений кембрия с силурийской толщей имеют тектонический характер. С другой стороны, можно предполагать, что очень больших перемещений по тектоническим нарушениям не было и отложения ордовика и, может быть, верхнего кембрия здесь отсутствуют не вследствие тектонических причин, а в результате прерыва в осадкообразовании.

Выпадение из разреза нижнего палеозоя отложений верхнего кембрия и ордовика, по-видимому, свидетельствует о том, что в это время происходило значительное поднятие территории рассматриваемой области, вызвавшее прекращение осадконакопления. Однако это поднятие было, по-видимому, не очень значительным, хотя и существовало в течение продолжительного времени. Возможно, что с раннепалеозойским этапом геологической истории Центрального Таджикистана связано формирование метаморфических толщ, распространенных в ряде участков в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и в Каратегине. Однако возраст этих толщ, время их метаморфизации и стратиграфические соотношения с фаунистически охарактеризованными палеозойскими отложениями достаточно определенно не установлены.

Е. М. Головин, указывая на высокую степень метаморфизма пород этого комплекса, считает возможным относить их к досилурийским образованиям. П. Н. Подкопаев предполагает, что гнейсы данной толщи могут быть более молодыми — силурийскими или даже девонскими.

Среднепалеозойский этап

Среднепалеозойский этап характеризуется накоплением мощных толщ осадков разнообразного состава с многочисленными остатками морской фауны. На существование в силуре, девоне и в нижнем карбоне в пределах этой области режима теплого моря впервые указал Д. В. Наливкин в 1926 г., который подчеркнул связь этих морей с более северо-западными и южными бассейнами.

Общая тенденция области к погружению в течение среднего палеозоя отчетливо наметилась в силуре. Это погружение, являющееся основной особенностью развития страны в данный этап ее истории, обусловило накопление толщ огромной мощности (более 10 км). Вместе с тем, имеющиеся данные позволяют говорить о том, что, при общей тенденции области к погружению, в ее отдельных участках — зонах в различные моменты среднепалеозойской истории существовали поднятия, захватывавшие большие или меньшие площади; местами в отдельные этапы развития страны здесь господствовали лагунные и континентальные условия. Геосинклиналь среднего палеозоя описываемой области развивалась интенсивно и неравномерно.

Силурийский период

В силуре наиболее значительное погружение, продолжавшееся в течение ландоверийского и венлокского веков, испытала область, охватывающая южный склон и осевую часть Туркестанского хребта и часть северного склона Зеравшанского хребта. В это время здесь отложилась мощная толща ритмично чередующихся слоев песчаников, алевролитов и сланцев. Процесс накопления этих осадков время от времени сопровождался излияниями основных эффузивов, содержащихся, главным образом, в верхней части толщи.

В венлокском веке в этой области возникла зона поднятий, обусловившая обособление двух местных широко вытянутых прогибов Северо-Туркестанского (северный склон Туркестанского хребта) и Зеравшано-Гиссарского. Зеравшано-Гиссарский прогиб охватывал площадь, представляющую в настоящее время часть северного склона, водораздельную часть и южный склон Зеравшанского хребта и северный склон Гиссарского хребта. Самыми древними в пределах этого прогиба являются отложения венлокского яруса силура. Субстрат, на котором они лежат, здесь на поверхности не выступает, за исключением небольшого выхода ордовикских отложений, известных по саю Пакшиф, где последние зажаты в тектонической чешуе. В течение венлока, лудлова и первой половины девона здесь происходило накопление сначала терригенных, а затем карбонатных отложений. Наиболее глубокое погружение испытала южная часть прогиба, где мощность силурийских и нижнедевонских отложений достигает 3000 м. В северной части прогиба мощность этих отложений сокращается до 1500 м, что связано с частичным или полным выпадением из разреза лудловских отложений. В результате этого известняки нижнего девона залегают местами на венлокской толще. Южная граница прогиба в области южного склона Гиссарского хребта достаточно отчетливо не устанавливается, так как она почти на всем своем протяжении замаскирована массивами верхнепалеозойских гранитоидов. Особенности геологического развития территории южного склона Гиссарского хребта в силуре представляются недостаточно ясными вследствие весьма ограниченного распространения в этой области силурийских отложений. Известняки с остатками силурийской фауны известны здесь лишь в бассейне р. Кафирниган, откуда они вместе с вышележащими отложениями девона и нижнего карбона протягиваются на северо-запад и соединяются там с полосой силурийских и других среднепалеозойских отложений, слагающих северный склон Гиссарского хребта. На основании этого можно предполагать, что в силурийское время территория этой полосы являлась частью местного прогиба, соединявшегося.

вероятно, с обширным бассейном силурийского моря, располагавшегося севернее.

В области Каратегина и западной части Алайского хребта, представляющей восточную окраину Центрального Таджикистана, процессы осадконакопления в силуре происходили в условиях, близких к тем, которые были отмечены для более северных районов данного региона, охватывающих водораздельную часть Туркестанского хребта, его южный склон и северный склон Зеравшанского хребта.

Девонский период

В девонское время тектонический режим и условия накопления осадков на территории современного Центрального Таджикистана претерпели, по сравнению с более ранними этапами развития этой области, значительные изменения. В начале девонского периода наметилась дифференциация рассматриваемой территории на области размыва и накопления. В Туркестанском и Зеравшанском хребтах, например, в разрезе девонских отложений отмечаются неоднократные перерывы и нередко несогласия между отдельными толщами.

В центральной части Зеравшано-Гиссарского прогиба в среднедевонскую эпоху возникло несколько разновременных дифференцированных поднятий. Эти поднятия были локальными и кратковременными, но довольно отчетливыми по своему проявлению. Они устанавливаются по наличию перерывов в осадкообразовании на многих участках между отложениями нижнего и среднего девона, а также на границе эйфельского и живетского ярусов и в средней части последнего (верховья рр. Дарайхурд, Катор и др.).

В течение среднего и верхнего девона в условиях проявления дифференцированных движений здесь происходило формирование терригенной толщи. В некоторых районах в результате этих движений возникли пологие брахискладки с простиранием осей северо-запад—юго-восток. В центральных частях ряда поднятий образовались крутопадающие разломы, по которым происходило выдвигание вверх известнякового фундамента девонской терригенной толщи. С некоторыми поднятиями, нарушенными разломами, была связана вулканическая деятельность, следы которой в виде разнообразных вулканогенных продуктов установлены в составе пород этой толщи. К северу и югу от полосы этих поднятий одновременно формировались новые локальные прогибы, в которых происходило осадконакопление. В северном прогибе, ограниченном с севера областью ранних поднятий внутренней части Туркестано-Зеравшанской зоны, отлагались известняки среднего и верхнего девона, развитые по р. Кштут и в долине р. Зеравшан восточнее сел. Урмитан. Мощность известняковой толщи здесь составляет 600 м. В восточном направлении известняки сменяются известняково-сланцевыми отложениями.

Более широкий южный прогиб, располагавшийся южнее современной широтной гряды Хазретсултан, заполнялся в девонское время весьма однообразными песчано-сланцевыми отложениями.

О характере тектонических движений и режиме осадконакопления в девонском периоде на территории современного южного склона Гиссарского хребта имеется очень мало данных, так как девонские отложения распространены здесь весьма неравномерно и занимают в общем небольшую площадь.

Наибольшим развитием известняковые отложения девона пользуются в бассейне р. Кафирниган, где они подстилаются известняково-сланцевой голщей силура и покрываются известняками нижнего карбона. Полоса этих отложений отвечает, по-видимому, месту расположения одного из локальных прогибов, в котором в течение среднего палеозоя отлагались мощные толщи морских осадков геосинклинального типа. Вероятно, этот прогиб соединялся с бассейном силуро-девонского осадконакопления более северных областей Центрального Таджикистана. Незначительные по площади выходы известняков среднего девона известны в западной части южного склона Гиссарского хребта. На водоразделе между рр. Чош—Шатрут и в верховьях сая Кундаджуас отмечаются С. К. Овчинниковым и П. Н. Подкопаевым серицито-филлитовые сланцы верхнего девона (?).

В конце девона — начале карбона область юго-западных отрогов Гиссарского хребта испытала значительное поднятие, сопровождавшееся перерывом в осадконакоплении и размывом более древних отложений. Об этом свидетельствует отсутствие в разрезе среднего палеозоя осадков турнейского яруса нижнего карбона и тот факт, что отложения визе-намюра лежат здесь с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании на метаморфических породах. В области Каратегина в начале девона процессы осадконакопления протекали в условиях довольно устойчивого морского режима. Данная область испытывала в это время медленное прогибание, сопровождавшееся накоплением мощных толщ, преимущественно карбонатных осадков. В среднедевонское время проявившиеся здесь тектонические движения, возможно, привели к образованию складок и осушению отдельных участков. Перераспределение глубин в конце среднего девона и в верхнем девоне создало условия для отложения в одних участках известняков, в других известняков совместно со сланцами и песчаниками, в третьих, как например, в районе современных рр. Ягноб, Канызь, Гориф, Дубурса, — почти исключительно сланцев. Подобные условия сохранились, по-видимому, и в нижнекаменноугольное время.

Нижнекаменноугольный период

На севере, в области прогибов Туркестанского хребта и Зеравшанской долины в турнейском и визейском веках еще сохранялся морской режим, аналогичный девонскому. Осадкообразование протекало здесь в условиях дальнейшего прогибания, сопровождаясь отложением преимущественно карбонатных толщ. Об этом свидетельствует наблюдаемый в ряде участков непрерывный переход от верхнедевонских отложений к турнейским и затем визейским.

Территория, охватывающая зону Зеравшано-Гиссарского прогиба, испытала в турнейском веке и в конце нижнекаменноугольной эпохи складкообразование, что доказывается трансгрессивным залеганием намюрских отложений на более древних толщах и несогласным налеганием среднекаменноугольных осадков на визейских и других нижележащих отложениях. Таким образом для этого района отчетливо устанавливаются предвизейская и предсреднекаменноугольная фазы складчатости.

После затухания движений предвизейской фазы складчатости центральная часть Зеравшано-Гиссарского прогиба, возникшая как поднятие еще в девоне, опускания больше не испытывала. Этим поднятием была заложена основа оформившегося в верхнем палеозое Северогиссарского антиклинория. Окаймлявшие этот антиклинорий прогибы, начиная

с середины визейского века, были снова вовлечены в погружение, повлекшее за собой накопление осадков карбонатного состава. Однако осадкообразование в этих прогибах продолжалось относительно недолго. Уже в намюре в области северного прогиба, расположенного на месте современного Зеравшанского хребта, возникло новое поднятие. В результате размыва последнего вдоль северного его края отложилась толща обломочных пород намюрского яруса, выходы которой установлены по левобережью р. Зеравшан (притоки Гузн, Риват и др.).

В конце намюрского века проявилась еще одна фаза складчатости, в результате которой наметившиеся ранее крупные структурные элементы в области Зеравшанского хребта приобрели характер складчатых поднятий.

В Южном Гиссаре осадки турнейского яруса не установлены. Отложения визе-намюра лежат здесь с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании на метаморфической толще.

Проявлений магматической деятельности, соответствующей началу каменноугольного периода в пределах обширной области Центрального Таджикистана с достоверностью не установлено.

Позднепалеозойский этап

В течение позднепалеозойского этапа условия осадконакопления и характер тектонических движений претерпели в области современного Центрального Таджикистана коренные изменения. В это время резко возросла тенденция области к поднятию. Поднятия на отдельных участках постепенно расширялись и охватывали всю рассматриваемую территорию. Морской режим на больших площадях сменился лагунным, а затем континентальным. Интенсивные тектонические движения обусловили сложную структуру палеозойских толщ. Магматическая деятельность этого времени была весьма разнообразной и очень активной.

Верхнепалеозойские отложения области Туркестанского и Зеравшанского хребтов, представленные главным образом прибрежно-морскими, преимущественно терригенными осадками среднего и верхнего (?) карбона, выполняют локальные депрессии, расположенные между крупными антиклинальными поднятиями, где они залегают обычно с угловым несогласием на более древних толщах. Слои органогенных карбонатных осадков в толще верхнего палеозоя встречаются почти исключительно на западе области, где в то время еще сохранялся морской режим отступающего моря.

Главнейшими фазами тектонических движений, проявившимися в верхнем палеозое на территории, занятой Туркестанским и Зеравшанским хребтами, являются: предверхнекарбонная и послекарбонная.

Среднекаменноугольный период

Конец эпохи среднего карбона ознаменовался общим поднятием рассматриваемой территории, усилением складчатых движений и введением гранодиоритовых и других интрузий. На юге Центрального Таджикистана, на территории южного склона современного Гиссарского хребта, в среднекаменноугольную эпоху накапливались главным образом большие массы вулканогенного материала и в меньшей степени отложения терригенного типа. Огромного развития достигли здесь излия-

ния лав основного и среднего состава. О масштабе этих излияний можно судить по мощности вулканогенной толщи, достигающей 2000 м. В ряде участков установлено, что она залегает с угловым несогласием на размытой поверхности метаморфической толщи, на известняках и сланцах среднего и верхнего девона, а также на отложениях визе.

Находки остатков фауны в известняковых горизонтах, залегающих в толще сланцев, песчаников и эффузивов среднего карбона, дают основание предполагать о существовании здесь в это время морских условий осадконакопления.

Несогласное залегание вулканогенных отложений среднего карбона на более древних толщах показывает, что на рубеже нижнего и среднего карбона в данной области происходили значительные складчатые движения, не сопровождавшиеся однако интрузивной деятельностью.

Во второй половине среднекаменноугольного века эффузивная деятельность прекратилась. В это время здесь отлагались сланцы и песчаники.

Конец среднекаменноугольной эпохи ознаменовался резким усилением тектонических движений и проявлением напряженной интрузивной деятельности. В это время в различных районах Центрального Таджикистана происходило внедрение крупных массивов различных гранитоидов. В Южном Гиссаре, по данным С. К. Овчинникова и А. Т. Тарасенко, эти граниты прорывают отложения среднего карбона и содержатся в гальке среди конгломератов верхнего карбона (бассейн р. Ханака).

Тектонические движения, проявившиеся в среднем карбоне, резко изменили дальнейший ход геологического развития всей территории Центрального Таджикистана. Они вызвали общее поднятие страны и привели к смене морского режима осадконакопления прибрежно-морским и местами континентальным.

Позднепалеозойский этап геологической истории восточной части Центрального Таджикистана, т. е. области Каратегина и западной части Алайского хребта, ввиду отсутствия здесь отложений среднего карбона, верхнего карбона и перми, представляется недостаточно ясным. Однако складчатые движения и вторжение магматических масс в толщу многократно смятых силурийских и девонских пород здесь безусловно происходили столь же интенсивно.

Во второй половине верхнекаменноугольной эпохи данная область продолжала испытывать все возрастающее поднятие.

Верхнекаменноугольный период

В верхнем карбоне в области современных Туркестанского и Зеравшанского хребтов, в связи с общим поднятием данной территории, осадконакопление в ранее существовавших депрессиях полностью прекратилось. В некоторых депрессиях возникли антиклинальные структуры, нарушенные затем множеством разломов, по которым на отдельных участках выдвигались блоки известнякового основания верхнепалеозойских депрессий. Эти структуры в сочетании с антиклинальными междепрессионными поднятиями образовали в дальнейшем сложно построенные антиклинории с веерообразным расположением складок.

Последующее усиление тектонических движений привело к образованию многочисленных надвигов, определивших чешуйчатый характер строения рассматриваемой территории. Большинство надвигов направлено от антиклинорий в стороны депрессий.

Крупнейшими складчатыми сооружениями, сформировавшимися здесь в результате проявления нескольких фаз варисской складчатости, являются Туркестано-Зеравшанский и Северо-Гиссарский антиклинории, выделенные в последние годы П. Д. Виноградовым.

В средней части Туркестано-Зеравшанского антиклинория развита ландоверийско-венлокская сланцево-песчаниковая толща; крылья структуры сложены известняками лудловского яруса силура и нижнего девона, а также сланцами среднего девона — нижнего карбона. Ширина антиклинория от 25 до 35 км, по простиранию он прослеживается до 150—200 км.

Северо-Гиссарский антиклинорий протягивается в широтном направлении вдоль северного склона Гиссарского хребта от бассейна р. Магиан до верховьев р. Ягноб на расстояние свыше 120 км. В поперечном его сечении наблюдается сложный веер складок и серия круто наклоненных или опрокинутых тектонических чешуй. Осевую зону и крылья антиклинория образуют силуро-девонские известняки. Более подробно особенности строения указанных структур описаны П. Д. Виноградовым в IV главе настоящего тома.

В Южном Гиссаре отложения верхнего карбона представлены в основном сланцами, песчаниками и конгломератами с гальками различных гранитоидов и эффузивов основного и среднего состава. Известняки наблюдаются в подчиненном количестве. Можно предполагать, что формирование толщи этих отложений происходило в местных прогибах, разделенных поднятиями. Непрерывный рост этих поднятий и их последующее разрушение обусловили большие мощности толщ песчаников и конгломератов. Наличие среди них горизонтов с растительными остатками указывает на существование в ряде мест континентальных условий. С другой стороны, нахождение остатков морской фауны говорит о наличии таких зон, в которых еще сохранялся морской режим.

Магматическая деятельность в эту эпоху, сравнительно с эпохой среднего карбона и пермским периодом, была менее активной. Она выразилась в излиянии незначительных лав среднего состава. Вопрос о наличии и распространении интрузивных пород верхнекаменноугольного времени в Южном Гиссаре остается неясным. На размытой поверхности дислоцированных отложений верхнего карбона и местами на других более древних толщах и гранитоидах с ясным угловым несогласием залегает мощный покров слабо дислоцированных кислых эффузивов, относимых условно к нижней перми. Таким образом между верхним карбоном и нижней пермью здесь ясно фиксируется проявление еще одной верхнепалеозойской фазы складчатости.

Пермский период

Восходящие движения, процессы складкообразования и магматическая деятельность продолжали развиваться на территории Центрального Таджикистана и в перми. С наибольшей отчетливостью последовательность развития этих процессов устанавливается на южном склоне Гиссарского хребта, где пермские отложения пользуются значительным распространением. В Южном Гиссаре в нижней перми происходило формирование в наземных условиях толщи кислых эффузивов. В конце нижнепермского(?) века произошло внедрение интрузий ультракислых красных гранитов, гранит-порфиров и нефелиновых сиенитов, которые являются, по-видимому, самыми молодыми из верхнепалеозойских интрузивных

образований. В верхней перми покров нижнепермских кислых эффузивов был подвергнут сильному разрушению, в результате чего на его размытой поверхности отложились ханакинская свита красноцветных конгломератов, состоящих из слабо окатанной гальки кислых эффузивов.

Тектонические движения пермской эпохи сопровождались главным образом образованием разрывных нарушений. Складки в пермских отложениях, сравнительно с более древними палеозойскими структурами, характеризуются очень простым строением. Пермские отложения с угловым несогласием перекрываются угленосным комплексом триаса—юры. В пермском периоде закончилось формирование складчатых структур палеозойского комплекса отложений Центрального Таджикистана.

К началу мезозоя вся рассматриваемая область представляла собой сильно денудированное поднятие, на поверхности которого местами сохранились еще небольшие гряды и возвышенности. Таким образом с возникновением в конце палеозоя геосинклинальных складчатых поднятий полностью завершилась геосинклинальная стадия развития данной территории.

Изложенная выше схема истории геологического развития Центрального Таджикистана базируется на сопоставлении и интерпретации разрезов и литологического состава осадочных толщ. Путем выяснения контуров распространения отдельных толщ было установлено местоположение зон осадкообразования для различных геологических периодов и эпох. Наиболее полные и мощные разрезы указали зоны максимального прогибания. Неполные разрезы, стратиграфические перерывы и несогласия позволили выяснить местоположение зон поднятия и размыва. Недостаточная разработанность стратиграфии палеозойских толщ Центрального Таджикистана оставляет еще очень много неясных мест в геологической истории. Тем не менее, основные этапы ее геологического развития выделяются достаточно отчетливо.

Как показали изложенные выше главнейшие факты геологической истории района, характерным для первой половины палеозойского этапа являются медленные и плавные вздымания и погружения крупных участков территории, начавшиеся в центральной части геосинклинали (Туркестано-Зеравшанская зона) и постепенно в виде волн распространившиеся на всю область геосинклинали. Результатом каждого такого погружения являлось образование мощного комплекса осадочных пород, например, терригенно-карбонатная толща $С_{т1-2}$, песчаниково-сланцевая толща $S_{п+w}$, толща известняков S_{ld-D_1} и др. Каждый такой комплекс или формация характеризуется вполне определенным местоположением в структуре района, временем образования, единством происхождения и особенностями своего литологического состава. Каждый из первичных прогибов геосинклинали и продукт его — комплекс осадочных и магматических пород, представляют собою в совокупности простейший элемент геосинклинального пояса и его наименьшую структурно-фациальную единицу. Границы площади распространения формации представляют собой зоны перехода от участков погружения к участкам поднятия. Здесь, в местах наибольших напряжений, обычно возникали разломы.

В общем первая половина палеозойского этапа на рассматриваемой территории характеризуется преимущественным погружением и интенсивным осадкообразованием. Во второй половине палеозойского этапа, начиная с середины девона, усиливаются процессы поднятия и вскоре становятся доминирующими. Ход развития поднятий был прерывистым, фазовым. Вначале, достигнув некоторого момента кульминации, они

приостанавливались и сменялись опусканиями, но в дальнейшем с каждой новой фазой площадь, охваченная восходящими движениями, расширялась, а зоны осадкообразования сужались. В конце карбона или в начале перми осадкообразование прекратилось полностью.

С восходящими движениями связано поднятие магмы и образование интрузивов, а также вулканические явления. Возникновение складчатой структуры осадочных толщ также тесно связано с поднятиями и является их следствием. Формирование крупных элементов региональной структуры начинается с возникновения первого геосинклинального прогиба. Появление первых локальных складок с достоверностью установлено для среднедевонской эпохи.

В формировании структур района решающее значение имели тектонические движения палеозойского времени, главным образом варисские. В конце верхнего палеозоя формирование варисских структур полностью закончилось и к началу мезозоя вся рассматриваемая территория превратилась в пенеплен. История дальнейшего ее развития в мезозое—кайнозое рассматривается ниже.

Мезозойская и кайнозойская эры

Триасовый период

На рубеже палеозойской и мезозойской эр Центральный Таджикистан представлял собой сушу — область преимущественного сноса. Распространение триасовых отложений и их пространственная и фациальная связь с последующими нижнеюрскими образованиями свидетельствуют о том, что осадконакопление являлось локальным и в юре зоны его сохранились приблизительно в тех же областях. Отчетливо устанавливается налегание триасовых отложений с резким угловым несогласием на размытую поверхность осадочных и изверженных пород палеозоя.

В нижне- и верхнетриасовую эпохи осадконакопление происходило только в предгорной, по-видимому, широтной депрессии, располагавшейся на месте современного северного склона Туркестанского хребта. Здесь отлагались песчано-глинистые осадки озерно-болотного типа, а также конгломераты, песчаники и глины. Ближайшей областью сноса являлась возвышенность, располагавшаяся на месте современного Туркестанского хребта. На остальной территории в ряде небольших депрессий происходило накопление элювиального и делювиального материала. Эти отложения, обычно небольшой мощности, составляют так называемый пестроцветный (местами бокситоносный) комплекс триаса, который подстилает угленосные рэтские и лейасовые отложения. К концу триасового периода эрозия усилилась и произошел местами частичный, а местами и полный размыв отложений триаса. После этого перерыва осадконакопление началось по южной окраине Центрального Таджикистана. Здесь, по-видимому, образовалась серия мелких озер и болот, в которых происходило отложение песчано-глинистых угленосных толщ (Ташкутан, Чашманганг и др.), соответствующих, согласно содержащейся в них флоре, рэту.

Юрский период

В течение юрского периода на всей территории Центрального Таджикистана продолжал сохраняться континентальный режим. Расчленение рельефа было, по-видимому, более резким, так как заложенные в триасе депрессии значительно расширились. Об этом свидетельствует

более широкое распространение нижнеюрских отложений, нередко залегающих непосредственно на палеозойских породах. Более интенсивно протекали эрозионные процессы, в составе нижнеюрских отложений отсутствуют элювиальные накопления и существенное место занимают конгломераты. Усилилось и осадконакопление — оно не только захватывало большие площади, чем в триасе, но и было более мощным: неполная мощность юрских отложений колеблется от нескольких сотен метров до 1200 м.

В начале лейаса почти во всех местных депрессиях происходило отложение песчаников и конгломератов, состоявших из хорошо окатанной, почти исключительно кварцевой гальки. Только на севере, в районе Шураба, существовали условия, благоприятные для углеобразования. Здесь отлагалась угленосная толща песчаников, алевролитов и углистых сланцев с пластами углей. В верхнем лейасе условия, благоприятствующие углеобразованию, установились и в остальных депрессиях. По данным М. И. Брик, в это время в районах Зеравшанского и Гиссарского хребтов (Магианского, Кштут-Зауранского, Фан-Ягнобского, Зиддинского, Саятского и Назарайлокского) произошло образование месторождений каменного угля.

К концу верхнего лейаса процесс угленакопления закончился. Только самая юго-западная окраина Центрального Таджикистана представляла собой приморскую низину, куда временами заходило верхнеюрское море, наступавшее с юго-запада. К этой области приурочено распространение известняков с морской фауной и гипсов. По-видимому, в это время происходили поднятия и размыты ранее отложенных юрских образований, предшествующие нижнемеловому осадконакоплению.

История развития территории Центрального Таджикистана в триасовый и юрский периоды имеет много общих черт: господствовал континентальный режим, преобладали восходящие тектонические движения; проявления магматической деятельности отсутствовали; осадконакопление было локальным и прерывистым.

Меловой период

В начале нижнемеловой эпохи весь Центральный Таджикистан представлял собой сушу. Накопление красноцветных конгломератов, песчаников и глин было наиболее мощным в предгорной широтной депрессии по южной окраине Центрального Таджикистана и в депрессии на месте современного бассейна рек Фандарья и Ягноб.

Континентальный режим в течение нижнего мела неоднократно нарушался наступлением моря. Первая морская ингрессия, предположительно в верхнем готериве или в нижнем барреме, захватила лишь небольшую узкую полосу по юго-западной окраине района (на месте современных южных предгорий Гиссарского хребта). Маломощные отложения этого моря, представленные чередующимися пластами пестрых глин, гипсов, мергелей и известняков с остатками морской фауны свидетельствуют о его мелководном характере и неустойчивом режиме. Второе наступление моря протекало в нижнеальбское время. Осадконакопление в нижнеальбском море было маломощным и однотипным: всюду отлагались темные глины с аммонитами. В верхнем альбе море полностью отступило.

В сеномане море захватывало в Центральном Таджикистане примерно ту же площадь, что и в нижнем альбе. К северу от современного

бассейна рек Фандарья и Ягноб территория представляла собой сушу, в межгорных депрессиях которой накапливались красноцветные конгломераты.

В нижнем туроне море расширило свои границы и на севере, и на юго-востоке района. На территории, занятой нижнетуронским морем, происходило образование известковистых песчаников и глин с прослоями ракушнякав. В верхнем туроне море отступило. В оставшихся лагунах произошло образование толщи чередующихся пластов пестроцветных песчаников, глин и гипсов.

В сеноне наступила новая морская трансгрессия. Море было теплым, мелководным: в нем отлагались преимущественно известковые и известково-песчаные осадки с характерной фауной устриц и морских ежей. По северной окраине этого бассейна отлагался горизонт известняков с многочисленными рудистами. В датском веке море отступило со всей территории Центрального Таджикистана. В оставшихся многочисленных лагунах шло накопление гипсов с тонкими прослоями доломитизированных известняков и пестроцветных глин.

На рубеже мезозойской и кайнозойской эр область Центрального Таджикистана испытывала восходящие движения различной амплитуды. Складкообразовательные движения, соответствующие лярамийской фазе альпийского тектогенеза, нигде на рассматриваемой территории не установлены.

Третичный период

Начало третичного периода (палеоген) ознаменовалось морской трансгрессией, распространившейся до пределов сенонского моря. Морской режим установился почти одновременно, и началу его соответствовало образование характерных пористых известняков и доломитов бухарского яруса, которые согласно покрывают гипсоносную свиту, лежащую на толще пород сенонского яруса. Только в отдельных местах по юго-западной окраине Центрального Таджикистана (сай Хочильор, окрестности г. Каратаг) отмечается налегание бухарских известняков с размывом на различные горизонты сенонских отложений.

По северо-западной окраине Центрального Таджикистана в третичном периоде продолжала существовать предгорная депрессия. Палеогеновое море наступало медленно и западную часть депрессии захватило только в среднем эоцене. Об этом свидетельствует трансгрессивное залегание известняков алайского яруса непосредственно на палеозойских породах Уратюбинского района. В восточной части рассматриваемой депрессии морской режим установился с самого начала палеогена и просуществовал длительное время, по-видимому, до середины олигоцена, так как отложения сумсарского яруса еще содержат морскую фауну.

В конце эоцена море окончательно отступило почти со всей территории Центрального Таджикистана, а несколько позднее (в олигоцене) ушло и из предгорной северо-западной депрессии. Началу установления континентального режима соответствует отложение так называемой кирпично-красной песчано-глинистой свиты. Нижние горизонты ее, вследствие неодновременной регрессии палеогенового моря, не являются одновозрастными как на всей территории Центрального Таджикистана, так и в сопредельных с ней областях. Однако, фациальные условия образования этой свиты были повсюду примерно одинаковыми, что и обусловило однотипность ее литологического состава.

В неогеновое время расчленение рельефа усилилось: образовались крупные возвышенности, которые подверглись интенсивному разрушению; расширились межгорные и предгорные депрессии, вследствие чего красноцветные, преимущественно конгломератовые отложения неогена в ряде мест залегают непосредственно на палеозойских породах. Накопление неогеновых конгломератов было наиболее мощным в предгорных депрессиях по северо-западной и юго-западной окраинам Центрального Таджикистана: на севере мощность конгломератов измеряется многими сотнями метров, а на юге — местами превосходит 3500 м. В конце неогена также происходили складкообразовательные движения, дислоцировавшие всю толщу пород, включая и неогеновые конгломераты.

Четвертичный период

На рубеже третичного и четвертичного периодов Центральный Таджикистан подвергся дизъюнктивным нарушениям. Преобладали крупные, почти широтные надвиги, например, надвиг верхнесилурийских толщ на породы мезо-кайнозой по левобережью р. Зеравшан, надвиг палеозойских толщ на мезо-кайнозой Магианской депрессии, надвиг палеозойских осадочных толщ и гранитоидов по южному склону Гиссарского хребта в сторону Гиссарской долины и многие другие. Позднее территория Центрального Таджикистана неоднократно пересекалась разломами сбросового типа, преимущественно северо-западного и почти меридионального простираний. Молодые четвертичные движения проявлялись здесь в виде ступенчатых сбросов и, возможно, в некоторых местах (Зеравшанская долина) вызвали слабую дислоцированность аллювиальных отложений. Отзвуками незавершенного геотектонического процесса в настоящее время являются сейсмические явления, достигающие нередко разрушающей силы.

На современном этапе геологического развития Центральный Таджикистан представляет собой сложно построенную складчатую область, осложненную разнообразными дизъюнктивными нарушениями. В рельефе это типичная, высокогорная, сильно расчлененная страна. Каньонообразные ущелья стремительно текущих рек, мощные конусы выноса, многочисленные, нередко движущиеся осыпи, силевые потоки и обвалы огромных масс горных пород свидетельствуют об интенсивности здесь современных эрозионных процессов.

ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ТАДЖИКИСТАН

Глубокое залегание палеозойских толщ под покровом мезо-кайнозойских отложений затрудняет восстановление истории геологического развития Юго-Западного Таджикистана. Лишь судя по развитию горных областей, окаймляющих Таджикскую депрессию, можно предполагать, что в течение почти всего палеозоя территория Юго-Западного Таджикистана представляла собой геосинклинальную область.

Мезозойская эра

Триасовый период

К началу мезозоя на месте Юго-Западного Таджикистана располагалась суша. Только на востоке в Придарвазском районе в нижнем триасе еще существовало море, оставившее после себя красноцветные толщи песчаников, конгломератов и глин, трансгрессивно залегающих на верхнепалеозойских толщах и содержащих морскую верфенскую фауну.

Во второй половине триаса продолжавшееся поднятие вызвало исчезновение моря и в Дарвазе. В верхнем триасе уже вся описываемая область превратилась в сушу, установился континентальный режим. По южному склону Гиссарского хребта отмечается присутствие маломощных (до 60 м) отложений — песчано-глинистый материал, а также растительный детритус (из которого впоследствии образовался уголь) указывает на установление континентального режима и влажного теплого климата. В основании рэт-юрской толщи обнаруживаются следы глубокого каолинового выветривания.

Юрский период

После отложения ташкутанской свиты намечаются слабые проявления складкообразовательных процессов, обусловивших в районе предгорий Гиссарского хребта незначительные угловые несогласия между ташкутанской свитой и перекрывающими ее нижнеюрскими отложениями, а также непостоянство нижних членов разреза последних. У подножия Дарваза нижнеюрские отложения также ложатся трансгрессивно на различные горизонты нижнего триаса и верхнего палеозоя.

Поднятие Дарваза и Гиссара сопровождалось энергичным размывом. Продукты разрушения сносились к их подножиям, отлагаясь в пресноводных водоемах среди располагавшихся здесь равнин. Наибольшей мощности песчано-глинистая толща нижней юры достигает в районе затухающих отрогов Гиссарского хребта, уже в пределах Южного Узбекистана. Начиная с батского века неоднократно появляется море, обуславливая чередование накопления континентальных и морских осадков. В келловее морской режим окончательно вытесняет континентальный.

Келловейские известняки имеют резко убывающую к востоку мощность и совершенно исчезают восточнее Кафирнигана. Отсутствие данных не позволяет решить вопрос: заполняло ли это море всю Таджикскую депрессию, достигая Дарваза, или граница его проходила много западнее.

Гипсоносная серия верхней юры характеризуется переслаиванием гипса с известняками в основании, а сверху — гипса, красноцветных глин и соли. Верхняя часть этой серии имеет чрезвычайно большое распространение в Таджикской депрессии. Встречается она и по южному склону Гиссарского хребта, где сменяет среднеюрские известняки; имеется в предгорьях Дарваза. Отсутствие палеонтологических доказательств не дает возможности с уверенностью провести сопоставление всех гипсоносных толщ, встречающихся в различных частях Юго-Западного Таджикистана. На западе лагунный режим установился, вероятно, в кимеридже и титоне, тогда как на востоке — у подножия Дарваза лагунные условия в это время сменились уже континентальными и там началось накопление красноцветных конгломератов, песчаников и глин, перекрывающих гипсоносную серию. Гипсоносную серию юры некоторые исследователи склонны были рассматривать в Юго-Западном Таджикистане как образование разновозрастное. Несомненно только, что прибрежные лагуны, располагавшиеся по всему Юго-Западному Таджикистану в конце юрского времени, начинают постепенно исчезать, уступая место континентальным условиям, гипсоносная серия постепенно сменяется красноцветными терригеновыми осадками, характерными для нижнего мела.

Меловой период

Угловые несогласия между юрскими и нижнемеловыми отложениями обычно не наблюдаются, однако, в ряде мест, особенно в предгорьях Гиссарского хребта, отмечается явное трансгрессивное, с базальными конгломератами в основании, налегание красноцветной нижнемеловой толщи, на размытую поверхность как гипсоносной, так известняковой и песчано-глинистой юры и даже палеозоя. В районе Такоба (бассейн Варзоба) в основании меловой толщи, залегающей непосредственно на палеозое, обнаружена довольно мощная красноцветная кора выветривания.

В меловом периоде Таджикская депрессия испытывала постепенное опускание, пульсирующий характер которого отразился в чередовании преимущественно красноцветных осадков континентального происхождения (конгломератов, песчаников и глин). Обломочный материал поступал с непосредственного горного обрамления Таджикской депрессии, а также и из более удаленных районов, свидетельствуя о возобновлении поднятий.

Мощность нижнемеловых отложений возрастает с севера на юг. Так, на южном склоне Гиссарского хребта, ближе к его осевой части (Зидды) она достигает всего лишь 100 м; южнее, у термальных источников Ходжаобигарм почти 200 м, а у Саятского каменноугольного месторождения — около 300 м. В западной части южного склона Гиссарского хребта мощность нижнемеловых отложений значительно больше: так у селения Сангмиля она составляет 460 м, а у Каратага 800 м, в самой депрессии от 800 до 1100 м.

Опускание Юго-Западного Таджикистана в меловое время привело к морской ингрессии. В конце готеривского века море в виде языка проникло вдоль северных подножий Гиссарского хребта и в барремский век достигло современной территории сел. Саят в районе Кафирнигана, оставив там глины, мощностью всего до 10 м, содержащие барремскую фауну. Значительно большее распространение имело море в нижнеальбский век. Отложения, охарактеризованные нижнеальбской фауной, имеются всюду на южном склоне Гиссарского хребта и в междуречье Сурхан—Вахш. Они переходят и на северный склон Гиссарского хребта, достигая оз. Искандеркуль.

Особо следует отметить Каратагский район, где большое распространение имеют конгломераты. Согласно наблюдениям Н. А. Кудрявцева [1932], они достигают здесь мощности 400 м, залегая в основании нижнемеловой толщи. Отложения эти, однако, не выдерживаются по простиранию на южном склоне Гиссарского хребта. Исходя из этого, было высказано предположение о приуроченности их к мощному потоку, т. е. об их аллювиальном происхождении. Общее изменение литологического состава с запада на восток, в сторону погрубения механического состава, говорит о том, что перенос материала происходил с востока, северо-востока и севера в направлении на запад и юго-запад.

Приводя данные о литологическом составе красноцветных толщ мела, некоторые исследователи делают заключение о том, что Юго-Западный Таджикистан в течение верхней юры и нижнего мела представлял огромную дельту мощной водной артерии, которая несла издалека с востока значительное количество грубого материала. Отнесение нижнемеловой красноцветной толщи Юго-Западного Таджикистана целиком к дельтовым отложениям представляется маловероятным. Хорошо

выдержанная тонкая слоистость, выдержанность отдельных горизонтов на большом расстоянии, чрезвычайно широкое распространение нижнемеловых толщ, захватывающих также область всего Гиссарского хребта, и, наконец, постепенное увеличение мощности с севера на юг, говорит скорее о каком-то едином, возможно мелководном бассейне, скорее озерного типа. Пульсация дна озера вызывала углубление или обмеление его, а это влекло за собой чередование осадков различной крупности. При погружении дна, когда в бассейне создавались спокойные условия, отлагались глины; при обмелении, когда влияние потоков, приносящих обломочный материал, сказывалось сильнее, отлагались песчаники и даже конгломераты.

Временами бассейн заполнялся обломочным материалом, и тогда накапливались континентальные осадки. Правильным остается предположение о том, что материал для формирования нижнемеловой толщи приносился, по всей вероятности, с востока. Во всяком случае, Гиссарский хребет в большей своей части в нижнемеловое время не являлся основной областью сноса. Возможно только, что лишь отдельные его участки были подняты, энергично размывались и давали материал для накопления мощных конгломератовых толщ, аналогичных отмеченным Н. А. Кудрявцевым у Каратага.

После отложения красноцветных толщ, относимых к нижнему мелу, продолжавшееся прогибание земной коры привело к установлению в Юго-Западном Таджикистане на долгое время морского режима. В верхнем мелу нигде не наблюдается накопления конгломератов. Море, ингрессировавшее в Юго-Западный Таджикистан, было мелким, в нем отлагались глины, часто гипсоносные, песчаники и известняки, содержащие фауну. Морское дно испытывало пульсирующие колебательные движения, происходило спорадическое образование лагун и отложение в них гипсов. Мощность сеноманских отложений здесь не превышает 150 м, обычно же не выходит за пределы 100 м, тогда как на западе — в отрогах Гиссарского хребта, откуда шла ингрессия, мощность достигает 500 м.

В туронский век отлагались главным образом глины и известняки. Закономерные изменения условий осадконакопления обусловили двучленность разреза: внизу преобладают глины, вверху — известняки. Мощность отложений турона колеблется от 70 до 300 м, имея тенденцию к возрастанию с северо-востока на юго-запад.

На границе между туроном и сеноном в большинстве районов Юго-Западного Таджикистана происходило отложение гипса и гипсоносных глин. Характерно также изменение состава осадков с востока на запад, выразившееся в уменьшении в этом направлении роли известняков и увеличении количества прослоек гипса и гипсоносных глин. Однако местами, как например, на юго-западе Таджикской депрессии, гипсы выпадают из сеноманского разреза, что указывает на локальность движений земной коры в это время. Мощность отложений сенона возрастает с северо-востока на юго-запад от 110 до 250 м; тогда как в пределах Южного Узбекистана она достигает 500 м.

В датском веке в связи с проявлением лярामीйской фазы альпийского тектогенеза происходит обмеление почти всего бассейна, который в это время, возможно, становится замкнутым и в нем отлагаются гипсы. Особенно значительным оно было на востоке в предгорьях Дарваза, где наблюдаются скопления конгломератовых толщ и красных песчаников, свидетельствующих, быть может, даже о континентальном перерыве.

Кайнозойская эра

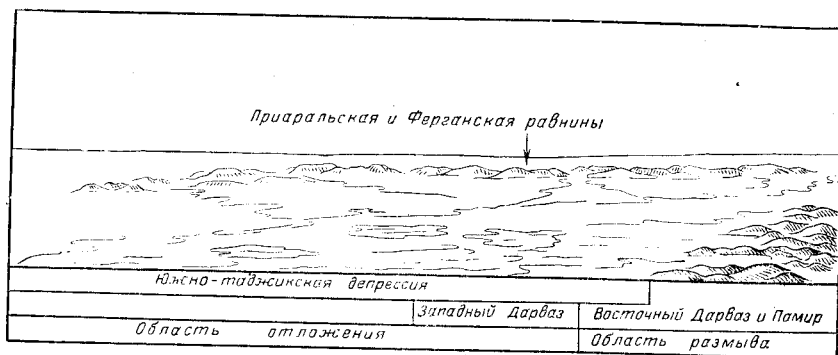
Третичный период

В палеоцене лагунный режим сменяется морским. Начинается накопление однородной толщи известняков мощностью до 60 м (бухарские слои палеоцена), которая уменьшается к окраинам Таджикской депрессии. Перерыва в осадконакоплении, явлений крупного размыва и проявлений складчатых движений (угловых несогласий) на границе меловой и палеогеновой эпох не отмечено. Покрывая всю территорию депрессии и большую часть Гиссарского хребта, море существовало до конца олигоцена. Особенно пышного расцвета достигла устричная фауна, хотя открытое море неоднократно сменялось лагунами, в которых накапливались нередко мощные пласты гипса (до 50 м). Общая мощность палеогеновых осадков колеблется от 150 м в Гиссарском хребте до 500 м в районе депрессии. В конце палеоцена и в нижнем эоцене во время накопления сузакских слоев, в депрессии существовали чрезвычайно однообразные условия осадконакопления; отлагались в основном глины. В среднем эоцене на востоке депрессии отлагались уже песчаники и произошло фациальное разделение алайских слоев на три части. Сначала нижнеалайское море отошло на запад, произошло обмеление, затем намечается продвижение на восток; верхнеалайское море продвигается еще дальше на восток и север. Возобновление поднятия на востоке началось в первой половине верхнего эоцена во время отложения туркестанских слоев. В предгорьях Дарваза отлагалась пестроцветная пачка пород, тогда как в центральной же и западной частях депрессии находилось море и там нередко накапливались карбонаты.

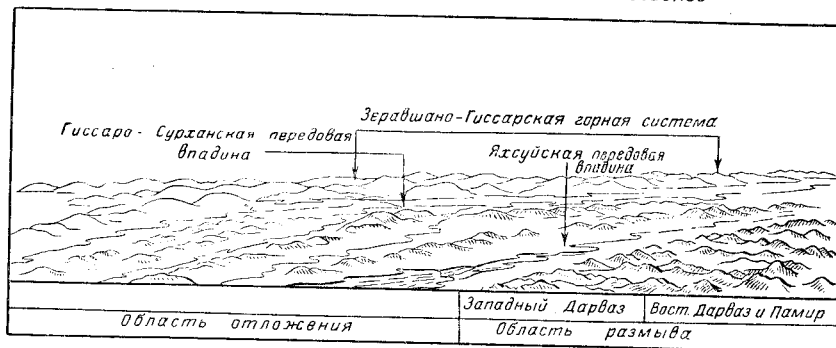
Резкое поднятие во второй половине верхнего эоцена уже окраинных частей депрессии вызывает изменение состава отлагавшихся в то время риштанских слоев, характеризующихся в основном песчаным составом. Лишь в центральной части депрессии оставался полузамкнутый, быть может, даже совершенно обособленный бассейн, в котором происходило накопление глин и гипса. В дальнейшем в центральной части депрессии происходило накопление глинистой толщи (исфаринские слои). Постепенное сужение бассейна наметилось в нижнем олигоцене во время отложения ханабадских слоев, более ясно оно выразилось в среднем олигоцене во время отложения сумсарских слоев, состоящих из глин с прослоями песчаника и гипса.

В конце среднего олигоцена море покинуло территорию Юго-Западного Таджикистана, и на его месте расположилась обширная равнина, вдававшаяся в глубь горного обрамления. В это время происходило частичное поднятие территории современного Гиссарского хребта и Дарваза. Поднятие это было не энергичное, поскольку среди материалов, сносившихся потоками в предгорную равнину, редко встречаются грубые осадки. Материал для формирования красноцветной массагетской серии приносился медленно текущими водами. Местный материал, поступающий за счет разрушения непосредственно обрамляющих равнину поднятий, имел подчиненное значение. Поскольку у подножия Дарваза осадки массагетской серии имеют наиболее грубый характер, можно предполагать, что Дарваз в миоцене поднимался более энергично, чем Гиссарский хребет. Однородность состава осадков массагетской серии как по вертикали, так и в горизонтальном направлении, свидетельствует о спокойном тектоническом режиме в то время. Климат, вероятно, был жаркий,

I. Рельеф в период отложения кирпичной свиты



II Рельеф в период отложения неогеновых осадков



III. Современный рельеф

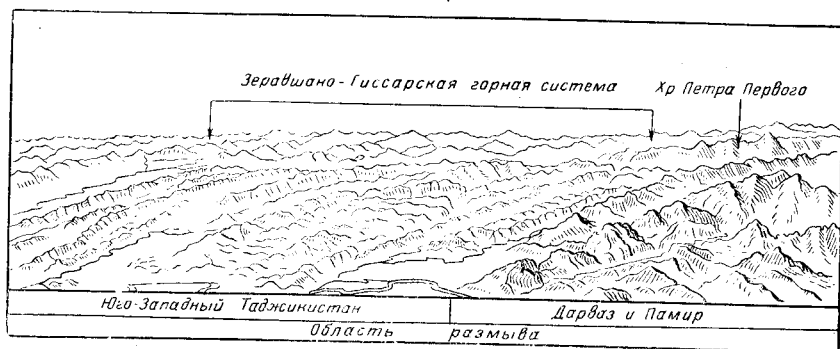


Рис. 113. Схема развития рельефа Юго-Западного Таджикистана.
Составил А. Р. Бурачек

сухой, на что указывает присутствие в массагетской серии прослоек или отдельных кристаллов гипса и красный цвет осадков (рис. 113).

Последующее усиление поднятий горного обрамления Таджикской депрессии привело к образованию у подножий Дарваза и Гиссара впадин (Яхсуйской и Гиссаро-Сурханской). Оживляется и эрозионная деятельность. Реки и временные потоки откладывают во впадинах широкие предгорные галечниковые шлейфы. С удалением от областей сноса

(в одном и том же стратиграфическом горизонте) конгломераты сменялись песчаниками, а последние глинами. Не исключалась при этом возможность некоторого переотложения осадков, выносимых горными потоками в депрессию. В пользу этого говорит ясно выраженная слоистость и часто большая протяженность отдельных пластов.

Отложение шлейфовых осадков шло параллельно с развитием альпийского складкообразования, что отчетливо устанавливается вблизи Дарваза, в переходной зоне преобладающих поднятий и погружений. Неогеновые конгломераты ложатся несогласно на разные горизонты мезозоя и палеогена и сами также разделяются угловыми несогласиями. По мере же удаления от области поднятия эти несогласия исчезают; более молодые свиты дислоцированы слабее нижележащих.

Наряду с разрастанием областей сноса происходило постепенное увеличение разности высот между областями сноса и осадконакопления. Отмеченное увеличение разности высот вызвало в области осадконакопления постепенную смену мелкообломочных осадков, характерных для нижних свит плиоцена — более крупнообломочными, характерными для верхних свит.

В процессе общего поднятия палеозойского обрамления области Таджикской депрессии в течение плиоцена намечаются периоды замирания и особенно интенсивного роста областей сноса. При усилении тектонических движений происходило увеличение разности высот между областями сноса и областями осадконакопления, а также разрастание самих поднятий за счет депрессий. При этом увеличивалось количество крупнообломочного материала, сносившегося к подножию гор; устанавливался регрессивный тип разреза накапливавшихся в депрессиях толщ. В разрезах, наряду с общим укрупнением обломков снизу вверх, отмечается некоторое смещение конгломератных слоев более молодых свит внутрь депрессии по отношению к таковым слоям более древних свит, что является также показателем общего увеличения высот.

Очень характерно отмеченное В. И. Поповым изменение петрографического состава галек в неогеновых конгломератах от нижних свит к верхним. Выше было указано, что гальки гравелита в кирпично-красной свите состоят преимущественно из сильно метаморфизованных палеозойских пород (преимущественно магматических и кварца). Альпийские тектонические движения, вызвавшие поднятие областей, бывших в течение мезозоя и палеогена областями осадконакопления, а также их энергичное размывание, резко омолодили состав галек в конгломератных толщах, накапливавшихся у подножия Дарвазского массива. В нижних горизонтах плиоцена (хингоуской свите) можно найти уже гальки из мезозойских пород. Галька палеозойских магматических пород и кварца, в процентном отношении уступает место гальке из осадочных пород, представленной преимущественно известняками и туфами верхнего палеозоя. В дальнейшем, по мере смыва покрова осадочных пород, среди галек в неогеновых шлейфах начинают играть все большую роль магматические породы. Таким образом состав неогеновых конгломератов менялся по мере того, как денудация, идущая параллельно с альпийским складкообразованием, обнажала в Дарвазском антиклинории все более глубокие слои.

Конгломератные толщи, венчающие разрез неогена в Гиссаро-Денауской передовой впадине, слагаются, по данным А. Р. Бурачева [1933а], преимущественно гальками палеозойских пород (гиссарская свита). Между этими конгломератами и красноцветной кирпично-красной

свитой, слагающей основание неогенового разреза, угловое несогласие отмечено не было. Здесь, так же как и в Яхсуйской передовой впадине, намечается постепенное увеличение роли крупнообломочного материала на верхах разреза, и уменьшение роли последнего по мере удаления от области питания (Гиссарского хребта).

В центральной части Юго-Западного Таджикистана в неогене происходило формирование отдельных возвышенностей при общем поднятии всей территории (Вахшский антиклинорий), расположенной между Яхсуйской и Гиссаро-Денауской впадинами, которые становились по мере их роста самостоятельными очагами питания неогеновых толщ. В связи с этим гальки в конгломератах, встречающихся в центральной части Таджикской депрессии, состоят исключительно из мезо-кайнозойских пород. Залегают эти конгломераты обычно с резким угловым несогласием на кирпично-красной толще и более древних породах. Неогеновые (бактерийские) отложения, содержащие гальку преимущественно мезо-кайнозойских пород, названы были А. Р. Бурачком бабатагской свитой, в отличие от неогеновых конгломератов, сложенных преимущественно палеозойской галькой и отнесенных им к гиссарской свите. В центральной части Таджикской депрессии бабатагская свита была встречена в хребте Бабатаг, горах Актау, Ходжаабдуллаака и хребте Сарсаряк, т. е. у подножий наиболее крупных возвышенностей этой области. Во всех перечисленных пунктах, за исключением хр. Бабатаг, примыкающего к району Гиссаро-Денауской депрессии, она залегают то на кирпично-красной свите, то на морском палеогене с угловым несогласием до 12° . В хр. Бабатаг конгломераты бабатагской свиты приурочены только к средней части хребта, сменяясь к северу и югу более мелкообломочными породами.

В конце неогена, очевидно в тальбарскую фазу складчатости, все накопившиеся к тому времени осадки были собраны в складки, которые, веерообразно расходясь, разветвляясь и постепенно затухая к югу, заполнили всю Таджикскую депрессию.

Наряду с изменением тектонического режима в плиоцене произошло и изменение климата в сторону его большей влажности и похолодания. Вполне вероятно, что с данным этапом надо связывать начало оледенения в горном обрамлении. В этом отношении интересно указание С. И. Клунникова [134а] на нахождение им на Памире третичных ископаемых морен с остатками растений из сем. *Ericaceae* (*Andromeda* sp.) или *Vaccinium* sp., указывающих на появление там полярных или высокогорных климатических условий.

Четвертичный период

После проявления тальбарской фазы складчатости накопление осадков в Таджикской депрессии имело уже ограниченное распространение и происходило, в основном, в сформировавшихся к тому времени понижениях рельефа. Например, в районе нижнего течения рр. Яхсу, Кызылсу и Таирсу (осадки кулябской свиты).

После отложения кулябской свиты усиливается эрозионная деятельность, начинают создаваться современные речные артерии, формироваться современный рельеф. Этот период четвертичной истории, по данным А. Р. Бурачека, делится на несколько этапов.

Первый этап отличался влажностью климата и сопровождался энергичной эрозионной работой речных систем. После образования террас и отложения аллювия самых древних террас, наступил этап, характеризую-

щийся значительной сухостью климата не только в депрессии, но и в прилегающих высокогорных областях (этап пролювиального накопления). В это время крупные речные бассейны, выработанные в период активной эрозионной деятельности, представляли систему сезонно действующих оврагов, долины заполнялись массой пролювиально-делювиального материала, почти прекратили свою деятельность даже реки, бассейны которых располагались в высокогорных областях.

Третий этап — современный — характеризуется значительным увлажнением климата в высокогорной зоне, благодаря чему реки, бассейны питания которых находятся в высокогорных областях, производят значительную эрозионную работу, но число этих рек незначительно и поэтому большого эрозионного и транспортного значения они не имеют.

ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ ТАДЖИКИСТАН

Допалеозойская история Памира и Дарваза неясна, поскольку с достоверностью не установлены отложения этого возраста. Предположительно к докембрийским отложениям относится серия кристаллических пород Юго-Западного Памира; ряд исследователей считает возможным относить их к палеозою.

Палеозойская эра

Нижнепалеозойский этап

К нижнему палеозою на Памире относится мощная толща немых кварцитов, слюдяных сланцев и мраморов, а также палеонтологически охарактеризованная известняково-сланцевая толща ордовика. Нижняя граница кварцито-сланцевых толщ неясна, верхняя — связана постепенным переходом с филлитовыми сланцами силура. Перекристаллизованные губки и большое количество известняковых горизонтов, входящих в состав кварцито-сланцевой толщи свидетельствуют о морском происхождении этих отложений. Толща широко развита в средней части Памира, она протягивается широкой полосой от низовий рек Язгулем и Ванч на восток, в район озера Ранкуль и далее, на территорию Китая. Выходы ее имеются и в Дарвазе, у селения Курговад на Пяндже. Возможно, что она принимает участие в строении комплекса метаморфических пород Рушанского хребта.

Наибольшая устойчивость разрезов толщи наблюдается по ее простиранию (Западный и Восточный Памир) в широтном направлении. Разрезы, наблюдаемые вкрест простирания (в Дарвазе, в бассейне Язгулема, Рушане) заметно различны. Следует полагать поэтому, что нижнепалеозойский бассейн Памира простирался в широтном направлении, несколько изгибаясь дугобразно к северу, и что береговая линия бассейна, как граница всего фациального комплекса, также, очевидно, имела простирание близкое к широтному. Суша, служившая областью сноса, располагалась, по-видимому, за пределами территории Памира, однако, близость ее в отдельные моменты нижнепалеозойской истории может предполагаться по наличию в верхней части толщ кварцево-полевошпатовых песчаников, обладающих хорошо выраженной косой слоистостью и включениям окатанной галечки черных сланцев. На поверхности песчаников иногда наблюдаются волноприбойные знаки и многоугольники усыхания. Некоторые горизонты мраморов и известняков средней части нижнепалеозойской толщи чередуются с песчаниками и сланцами. Таким образом,

нижнепалеозойские отложения Памира представляют собою осадки преимущественно мелководной, видимо, прибрежной части моря. Большая мощность этих осадков и сравнительно малое разнообразие фаций, наблюдаемых в вертикальном разрезе, указывают на устойчивость процесса общего погружения рассматриваемой территории. Это погружение имело пульсирующий характер, о чем можно судить по чередованию слоев и горизонтов песчаников, сланцев и известняков. В трехчленном делении этих отложений на свиты: нижнюю кварцито-сланцевую, среднюю мраморную и верхнюю кварцито-сланцевую, выявляется один период крупного колебания (средняя свита) соответствующий наибольшей амплитуде погружения земной коры. К концу рассматриваемого этапа намечается некоторое обмеление бассейна, устанавливаемое по составу осадков, волноприбойной ряби и трещинам усыхания.

Отложения ордовика и силура литологически ничем существенным не отличаются от нижележащей кварцито-сланцевой толщи. Здесь мы встречаем аналогичное чередование горизонтов кварцитовидных песчаников, филлитовых сланцев и известняков, но уже с фауной трилобитов, брахиопод, ортоцератид, кораллов и др. Силурийские песчаники в некоторых горизонтах обладают кривой слоистостью; известняки нередко сложены органогенным детритусом, встречаются слои песчанистого известняка с битой ракушкой, имеется прослой конгломератов. Все эти признаки, указывают на мелководный, частью прибрежный характер отложений теплого моря с нормальной соленостью воды. Ни перерывов и несогласий, ни сколько-нибудь значительного изменения фациальных особенностей на границах между системами отложений не наблюдается. Единственным наиболее существенным отличием описываемых отложений, имеющих, однако, только местное значение, является наличие мощной свиты конгломератов (до 1200 м) в предположительно силурийских отложениях Рангульского района. Конгломераты, слагающие свиту, чередуются с глинистыми, кремнистыми и известковистыми сланцами и песчаниками и образованы кварцевой, мраморной и сланцевой галькой различной степени окатанности.

Конгломераты образовались, вероятно, в морских условиях. Появление их может указывать на усиление денудационных процессов в ближайшей области сноса, но может быть также и результатом разрушения местного островного поднятия. Последнее предположение представляется более вероятным в силу ограниченности распространения свиты конгломератов и вследствие однообразия и в общем слабой окатанности гальки.

Среднепалеозойский этап

Силурийские и девонские отложения на Памире повсеместно связаны непрерывным и постепенным переходом от известняково-сланцевых до известняков. В девоне впервые намечаются существенные изменения геотектонического режима. Палеовулканическая деятельность, начавшись в девоне¹, в дальнейшем весьма интенсивно и многократно проявлялась в Дарвазе и Северном Памире. Другие новые факты геологической истории Памира устанавливаются по несогласному налеганию толщи средневерхнедевонских известняков на среднепалеозойские сланцы. Это — складкообразование, поднятия, внедрение интрузий. Глубокий разрыв силурийских и нижнедевонских отложений, который обнаруживается по выпадению из разреза толщи мощностью до 2 км, проявился только

¹ Вероятнее, в силуре. — *Прим. ред.*

в южной части Рангульского района. Внедрение основных и ультраосновных интрузий прослежено в Рангульском районе и в северной и центральной частях Памира. Это одни из древних интрузивных пород на территории Памира. Как установлено в ряде мест, эти породы прорываются ранневарисскими и поздневарисскими гранитами.

Верхнедевонская эпоха в Средней Азии ознаменовалась широким развитием морской трансгрессии, начало которой, как указывает Д. В. Наливкин (1939), относится к концу среднего девона. В большинстве южных районов Средней Азии морские условия верхнедевонской эпохи явились прямым продолжением палеогеографической обстановки среднего девона. На Памире же, в южной половине его, как мы показали выше, верхнедевонской трансгрессии предшествовали отдельные поднятия морского дна, по-видимому, вследствие этого отложения среднего и нижнего отделов девона встречаются гораздо реже, чем верхнедевонские. Продукты размыва этих отложений сносились, вероятно, на территорию Северного Памира и послужили материалом для формирования вулканогенно-терригенной сауксайской толщи.

Дифференцированные движения морского дна, слабо намечившиеся в силуре и более резкие в девоне, в карбоне проявлялись чрезвычайно сильно, неоднократно и на более значительной площади. Эти движения имели вполне отчетливо выраженный характер фаз складкообразования и сопровождалась магматической деятельностью.

Отложения Турнейского моря известны только в районе перевала Акбайтал в Музкольском хребте. Они представлены обломочными песчанистыми известняками, содержащими фауну брахиопод. С визейскими и девонскими отложениями они контактируют тектонически и, следовательно, здесь невозможно выяснить их первоначальное залегание. В соседних районах Западного Куэнь-Луня наблюдениями Н. А. Беляевского [1947] в ряде участков установлено несогласное налегание турнейских отложений на размытой поверхности дислоцированного верхнего девона. Отложения визе пользуются более широким распространением. Они известны в нескольких пунктах в хр. Музкол, на южном побережье оз. Рангукуль, широко развиты на Северном Памире в бассейне р. Муксу и в Дарвазе. В Дарвазе верхневизейские отложения слагают так называемую «спилитовую» свиту и представлены чередованием порфиритов, спилитов, туфов с горизонтами известняков и глинистых сланцев мощностью до 1 км. Эти отложения налегают с резким угловым несогласием на среднепалеозойские толщи, имея в основании горизонт базальных конгломератов. Нигде на остальной территории Памира подобных соотношений не наблюдалось. В других районах Северного Памира верхневизейские отложения, представленные известняками с фауной гониатитов, брахиопод и кораллов, залегают согласно на вулканогенной сауксайской толще и связаны с нею местами постепенным переходом¹. Таким образом, площадь проявления предвизейской фазы варисской складчатости ограничена пределами северо-западной части Дарваза, именно — районом северной излучины Пянджа. Эта фаза, занимающая по времени проявления промежуточное положение между бретонской и судетской фазами варисской складчатости, еще не имеет собственного наименования. Кроме Дарваза, проявления ее известны в Алае. Здесь проявления предвизейской фазы складчатости были впервые установлены В. Н. Вебером в Зеравшанском и Гиссарском хребтах.

¹ Не исключено, что истинные соотношения нижнего карбона и сауксайской толщи осложнены разрывами. — *Прим. ред.*

Верхнепалеозойский этап

Отложения среднего и верхнего карбона в Дарвазе залегают с угловым несогласием на нижнекаменноугольной и более древних толщах. Это вполне ясное проявление судетской фазы складчатости ограничено пределами северо-западного района Дарваза. На Северном Памире имеются данные о согласном залегании нижнекаменноугольной известняковой толщи с вышележащей преимущественно сланцевой толщей пермо-карбона и о наличии постепенных взаимопереходов между ними. В центральных и южных районах Памира достоверные отложения среднего карбона неизвестны и потому вопрос о проявлении судетской фазы и более ранних фаз варисской складчатости здесь остается открытым.

На грани эпох среднего и верхнего карбона никаких существенных тектонических проявлений на Памире не отмечается. Можно указать лишь на следы слабого размыва среднекарбонных известняков в Дарвазе, о чем свидетельствует маломощный горизонт конгломератов в основании свиты верхнего карбона. Преобладающими осадками верхнекаменноугольного моря на севере Памира и Дарваза явились известняки с фауной фораминифер. В более южных районах основная роль принадлежит морским терригенным отложениям, — кварцитам и сланцам, среди которых известняки и мраморы встречаются в виде отдельных небольших горизонтов и прослоев. Самые верхние горизонты карбона повсеместно представлены терригенными отложениями, входящими в состав мощной и сложной, преимущественно песчаниково-сланцевой серии верхнего палеозоя.

Пермские отложения пользуются на Памире весьма широким распространением и достигают огромной мощности (от 2—3 до 6 км).

Основным направлением геологического развития южной части среднеазиатской территории в верхнепалеозойское время является постепенное разрастание поднятия (в результате варисской орогении) и, в связи с этим, постепенная регрессия моря с севера на юг. Д. В. Наливкин (1935) указывает, что на севере Средней Азии регрессия началась уже в конце визейского века, а в верхнепермскую эпоху надвигающийся с севера фронт поднятий достиг территории Памира. Фациальный анализ пермских отложений показывает, что разрастание поднятия осуществлялось не прямым наступлением суши, а путем постепенного перемещения береговой линии к югу. Оно представляло собою процесс постепенно нарастающего слияния отдельных, вначале кратковременных и неодновременных поднятий морского дна в одно общее поднятие. Эти возникающие и исчезающие архипелаги островов и породили то большое разнообразие фаций, осадки которых мы наблюдаем в средней и верхней частях пермских разрезов.

Конец каменноугольного периода и первая половина нижнепермской эпохи характеризуются накоплением больших масс обломочного материала. Широкое распространение и большая мощность терригенных толщ указывают на устойчивое и длительное погружение данного участка земной коры, которому противостояло поднятие и разрыв соседних территорий. В начале рассматриваемого этапа осадкообразование протекало в прибрежно-морских и частью лагунно-континентальных условиях. Флишеподобные осадки этого времени не содержат морской фауны, на поверхности напластования пород нередко можно встретить волноприбойные знаки и следы ползания животных; отсортированность обломочного материала местами очень низкая. В низах толщи в Дарвазе были

обнаружены углистые породы с неясными растительными остатками. Все эти признаки характеризуют нижнюю часть песчано-сланцевой серии, а в ее более высоких горизонтах, относящихся уже к нижней перми, они исчезают. Здесь в сланцах появляется фауна аммоней, появляются известняковые прослои с фауной брахиопод, морских лилий, кораллов, фораминифер, водорослей и др. Местами встречаются массивные рифовые мшанково-водорослевые известняки. Высокая отсортированность и окатанность обломочного материала в песчаниковых слоях свидетельствует о его длительной транспортировке и осаждении вдали от области сноса.

Таким образом, после некоторого обмеления моря, связанного с усилением притока терригенного материала из внепамирских территорий, в начале нижнепермской эпохи наступило значительное расширение и углубление морского бассейна. Заметим, что в составе массы обломочного материала на Северном Памире и Дарвазе существенное участие принимал и материал вулканического происхождения.

В середине нижнепермской эпохи постепенно прекращается поступление на территорию Центрального и Южного Памира терригенного материала, что, очевидно, было связано с ослаблением эрозивной деятельности в области сноса. Теперь осадкообразование происходит, главным образом, за счет жизнедеятельности организмов и химических процессов. На севере Памира и в Дарвазе в это время возникают первые поднятия морского дна, сопровождавшиеся сильными вулканическими извержениями. Намечается по крайней мере два участка поднятий. Один из них — в северной части Дарваза, другой — в восточной части Заалайского хребта. Морские осадки подверглись глубокому размыву и были с несогласием перекрыты базальными слоями новой серии отложений так называемой «фиолетовой» свиты. Между участками поднятий фиолетовая свита лежит согласно с нижележащими толщами и достигает наибольшей своей мощности (2 км). Таким образом, продукты разрушения отлагались в непосредственной к ним близости. Встречаются прослои мергелей с фузулинами (в Заалайском хребте), что свидетельствует о кратковременных затоплениях морем участков поднятий. Участок Дарвазского поднятия оказался наиболее устойчивым. С небольшими перерывами он просуществовал почти до конца пермского периода. Море дважды на короткое время покрывало его и отступало, оставляя мелководные испаряющиеся лагуны, в которых происходило осаждение солей, гипса и глины. В середине верхнепермской эпохи Дарваз был охвачен новым поднятием, в которое затем была вовлечена и северная часть Памира. Верхнепермские отложения здесь отсутствуют, а нижнепермские слои с несогласием перекрыты континентальной толщей триаса. В самом конце пермского периода Дарваз был в последний раз затоплен водами моря, которое оставалось здесь без перерыва до начала и в продолжение некоторого времени нижнетриасовой эпохи.

Поднятия отдельных участков морского дна в верхнепермскую эпоху хотя и были частыми, но незначительными по амплитуде. К концу пермского периода поднятия становятся все более интенсивными. Возникают отдельные вулканические центры, появляются терригенные осадки, местами происходит накопление органической массы и углеобразование. Конец периода завершился общим поднятием всей территории Памира и наступлением континентальных условий.

Тектонические движения конца пермского периода, только в северной половине Памира, отчетливо устанавливаются по несогласному залеганию

нию триасовых толщ на дислоцированных пермских или нерасчлененных верхнепалеозойских отложениях. Исключение составляет северная окраина Дарваза, где нижнетриасовые осадки залегают согласно с верхнепермскими. В южной половине Памира пермские отложения кроются с ясными следами размыва, но без каких-либо признаков углового несогласия верхнетриасовыми отложениями. В этой зоне Памира никаких данных о проявлении складчатости нет.

Интрузивные процессы, связанные с варисской складчатостью, были сосредоточены, главным образом, в северной половине территории Памира. В результате изучения соотношений между отдельными интрузивными массивами были выделены две интрузивные фазы: ранневарисская и поздневарисская (см. главу V — Магматизм Юго-Восточного Таджикистана, Н. К. Морозенко). Однако до сих пор не удается с точностью установить время проявления этих процессов и увязать их с фазами складкообразования. Одной из главных причин является неопределенность верхней возрастной границы большинства интрузивов.

Выше мы указали, что одними из древних на территории Памира считаются некоторые из основных и ультраосновных интрузий Северного и частью Центрального Памира. Они обычно рассматриваются как проявления ранневарисской интрузивной фазы. Выше было высказано предположение, что время внедрения их относится к середине девонского периода, когда произошли первые значительные поднятия отдельных участков морского дна, сопровождавшиеся местами нарушениями залегания осадочных пород. Подтверждение этого предположения в дальнейшем, может быть, даст основание для выделения рассматриваемых интрузий в особую фазу.

Следующими по возрасту являются интрузии альбитовых гранитов, а также гранодиоритов и кварцевых диоритов, выходы которых образуют прерывистый пояс, протягивающийся согласно со складчатой структурой от Қалаихумбского района в северной излучине Пянджа на северо-восток, в бассейны рек Хингоу и Муксу. Галька альбитовых гранитов, подобных тем, которые интродуцируют сауксайскую толщу (девон?), была обнаружена М. И. Шабалкиным в конгломерате нижнепермской фиолетовой свиты. Аналогичные данные известны в Западном Куэнь-Луэне. Отсюда наиболее вероятной представляется связь этих интрузий с первыми фазами варисского складкообразования, т. е. с предвизейской фазой.

К поздневарисской фазе относятся микроклиновые граниты бассейна оз. Кара-Куль и крупный гранитный массив, протягивающийся согласно с простиранием толщ от верховьев Баяндкинка на востоке, через бассейн ледника Федченко, на южный склон Дарваза. Эти граниты имеют интрузивные контакты с верхнепермскими отложениями. Верхняя граница их возраста не установлена. Из интрузивов более южных районов к варисскому циклу относят очковые гранитогайсы Рушанского хребта. Возраст некоторой части интрузивов Юго-Западного Памира остается пока невыясненным.

Мезозойская эра

Триасовый период

В начале мезозойской эры почти вся территория Памира представляла собой сушу. Исключение составляла только северо-западная часть Дарваза, где еще продолжал существовать морской залив, возникший в верхнепермскую эпоху. Между верхнепермскими и нижнетриасовыми

осадками этого залива нет каких-либо следов несогласия или перерыва. Резкое же изменение состава осадков — появление больших масс обломочного материала — результат сноса продуктов разрушения с возвышенности, возникшей на территории Северного Памира и Дарваза в последнюю фазу варисской складчатости. У северного подножия этой возвышенности, на месте современных хребтов Заалайского и Петра I, также происходит накопление мощной толщи (1700 м) обломочных пород. Поднятие, особенно в конце триасового периода и начале юрского, сопровождалось сильными вулканическими извержениями, давшими, наряду с массой туфового материала и пепла, покровы кислых и основных эффузивов.

Средняя часть Памира после кратковременной, но весьма энергичной денудации в конце палеозойской эры и начале мезозоя, подверглась некоторому опусканию. Море затопило эту область и осадки его легли трансгрессивно на дислоцированное и размытое верхнепалеозойское основание. Возможно, что бассейн соединялся с упоминавшимся выше Дарвазским заливом, но последний вскоре перестал существовать.

Не вполне ясны очертания нового бассейна. Несомненно, что с севера он был ограничен широтной грядой северопамирского поднятия. Распространение бассейна к югу могло быть ограничено низкой болотистой сушей; если считать, что угленосные отложения Южного Памира (Куртекесай) можно относить к пермо-триасу, в таком случае конфигурация бассейна представится в виде узкого широтно вытянутого залива или пролива.

Отложения этого бассейна были в дальнейшем размыты. Их полный разрез известен только в одном пункте, в хр. Музкол, где они, по данным П. П. Чуенко, представлены свитой известняков и мергелей мощностью в 225 м, залегающей с резким несогласием на толще верхнего палеозоя. Эта свита согласно подстилает толщу верхнетриасовых сланцев. Во всех остальных районах нижнетриасовые осадки либо палеонтологически не охарактеризованы, либо обнаружены в виде отдельных валунов оолитового известняка с фауной пелеципод.

Среднетриасовые отложения установлены только на южном побережье оз. Ранкуль. В нижних горизонтах это массивные оолитовые известняки с фауной аммоней и пелеципод. Мощность их превышает 800 м. О распространении моря в эпоху среднего триаса судить очень трудно. В непрерывном триасовом разрезе хр. Музкол средняя немая часть толщи, которую следует рассматривать как среднетриасовую, представлена маломощными мергельно-глинистыми слоями, совершенно отличными от рифовых среднетриасовых известняков оз. Ранкуль. Не отмечаются здесь и следы размыва между отложениями нижнего и верхнего триаса. Можно предположить поэтому, что ограниченность распространения рифовых известняков среднего триаса является первичной, а не результатом более позднего размыва. Очевидно рифообразование было ограничено только территорией Восточного Памира, представлявшей в то время прибрежную область открытого тропического моря. Что же касается района хр. Музкол и более западных районов, где в нижнетриасовую эпоху намечались контуры пролива, то, по-видимому, эта область испытала слабые поднятия и пролив разделился на цепь мелководных озер и полузамкнутых лагун, в которых происходил медленный и слабый процесс осаждения известково-глинистого ила. Такой процесс, так же как и рифообразование, происходившее на соседнем участке, мог развиваться лишь при отсутствии привноса песчанистого материала с прилегающей

суши. Мы вправе предположить поэтому, что в эпоху среднего триаса денудация северопамирского поднятия была весьма слабой и что рост этого поднятия, довольно интенсивный в начале периода, временно приостановился.

Верхнетриасовая эпоха началась трансгрессией моря, наступавшего с юго-востока, из области Каракорума. В своем распространении море карнийского века было ограничено в основном пределами юго-восточной четверти Памира. Несколько западнее этой площади оно проникло в виде узкого залива в район Центрального Памира. Здесь морские осадки карнийского яруса распространяются до верховьев р. Бартанг¹. Это был момент наивысшего развития морской трансгрессии в эпоху верхнего триаса. Вся позднейшая история этой эпохи представляет процесс постепенного отступления моря к юго-востоку.

Отложения карнийского моря представлены маломощным горизонтом известняков частью органического, а в основном — химического происхождения с весьма редкими и мелкими прослойками сланцев. Вследствие небольшого распространения отложений нижнего и среднего триаса, обусловленного отчасти размывом, а в основном — первичной ограниченностью самого процесса осадкообразования, карнийские отложения в большинстве случаев легли на пермскую толщу. Хотя при этом были перекрыты различные горизонты перми, никакого сколько-нибудь отчетливого несогласия между верхнетриасовыми и пермскими отложениями нигде на юге Памира не наблюдается. Несогласия между триасовыми и пермскими отложениями, как мы указывали ранее, наблюдаются лишь в районах, расположенных к северу от широты Мургаба. Маломощность карнийских осадков дает основание думать о незначительности прогибания земной коры на площади, занятой морем. Незначительный привнос обломочного материала указывает, кроме того, и на отсутствие сколько-нибудь заметных поднятий на соседних территориях. Очевидно, что движения, предшествовавшие и сопровождавшие карнийскую трансгрессию, были незначительными. Этим и объясняется тот факт, что карнийское море не захватывало центральную и юго-восточную части Памира.

В норийский век чрезвычайно сильно возросло количество терригенного материала, приносимого речными потоками. Границы области осадконакопления значительно расширились. Лишь северная часть Памира и Дарваз продолжали оставаться областями разрушения и сноса. Однако наряду с этим очевидным погружением значительной части Памира произошло не расширение морских условий, а наоборот — регрессия моря. Это парадоксальное явление можно объяснить лишь тем, что темп опускания был недостаточным при столь мощном притоке терригенного материала, что и привело к постепенному обмелению моря. Осадки верхнетриасовой эпохи представлены сланцево-песчаниковой толщей мощностью более 2,5 км. Почти всюду она содержит многочисленные растительные остатки, только в юго-восточной части Памира их нет, но в ряде пунктов здесь была найдена морская фауна. На крайнем юго-востоке Памира появился новый тип осадков, свойственный верхнему триасу Индии — массивные рифовые мегалодоновые известняки, мощностью до 2 км.

¹ На основании переопределения остатков фауны, произведенного Л. Д. Кипарисовой, нижние горизонты этой толщи следует относить к ладинскому ярусу среднего триаса. — *Прим. ред.*

Юрский период

К началу юрского периода почти вся территория Памира вновь стала сушей. Может быть только на крайнем юго-востоке Памира сохранился морской режим. Единственным доказательством служит находка в верхних горизонтах сланцевой толщи верхнего триаса нескольких пеллеципод, сходных с лейасовыми формами.

В области депрессии, окаймляющей с севера возвышенность Северного Памира и Дарваза, продолжалось накопление продуктов разрушения этого поднятия. Временами происходило извержение вулканов, но эти вспышки вулканической деятельности были кратковременными. На поверхности туфолавовых покровов появились небольшие озера и болота и связанная с ними растительность; местами, особенно в предгорьях Дарваза, происходило углеобразование. На отдельных участках накопления органогенно-глинистого ила были перекрыты речными наносами грубо-зернистого песка и гравия, кое-где содержащего обломки угля. В дальнейшем деятельность речных потоков постепенно усиливалась и песчано-галечные осадки стали преобладающими в толще континентальных образований юры. Верхние горизонты юрской толщи, представленные глинисто-гипсоносными отложениями, свидетельствуют о том, что к концу юрского периода в области депрессии происходило интенсивное испарение горько-соленых лагун и озер. В Дарвазе нижние горизонты юры ложатся с некоторым несогласием на триасовые и пермские отложения, в Заалайском хребте несогласия не наблюдались. Общая мощность юрских отложений здесь не превышает 1000 м.

В остальных районах Центрального Памира, именно, — в бассейне рр. Танымас и Кокуйбельсу и в Язгулемском хребте, нижнеюрские отложения литологически неотличимы от нижележащей сланцево-песчаниковой толщи рэта. Нигде в этих районах внутри толщи юры и на ее границах с отложениями верхнего триаса и нижнего мела несогласий не наблюдалось. Таким образом, с наступлением юрского периода, в центральной части Памира не произошло резких изменений условий, существовавших в эпоху верхнего триаса. Осадконакопление продолжалось в основном за счет деятельности речных потоков. Однако интенсивность осадкообразования заметно снизилась. Если мощность достоверных верхнетриасовых отложений превышает 2,5 км, то к отложениям лейаса здесь можно отнести толщу мощностью 300—400 м. Увеличение мощности юрских отложений намечается в направлении с запада на восток; например, в Язгулемском хребте и низовьях р. Бартанг мощность всей толщи юрских отложений равна 1000 м, в бассейне р. Танымас она превышает 2300 м, а в районе перевала Акбайтал только одна верхнеюрская толща имеет мощность 1400 м. Разрезы Юго-Восточного Памира обладают еще большими мощностями, полная мощность юры достигает там 4 км.

Территория Южного Памира за исключением, может быть, только ее крайнего юго-востока и запада испытала на границе триасового и юрского периодов довольно сильное складкообразование и поднятие. Верхнетриасовые отложения подверглись энергичной денудации. В центральной части этого поднятия, в районе склона современного хребта Базардара, возник мощный вулкан, деятельность которого, возможно, была синхронична вулканическим проявлениям Северного Памира.

Середина лейасовой эпохи ознаменовалась новым сильным проявлением складкообразования и поднятием Южного Памира. Осадки наступившего вслед за этим верхнелейасового моря легли с резким несогла-

нием на дислоцированную и размытую вулканогенную толщу лейаса и сланцевую толщу верхнего триаса. Эти движения рассматриваются как проявление донецкой фазы киммерийской складчатости. Не вполне ясны размеры площади, охваченной этими движениями. Помимо хр. Базардара, имеется еще только один район, где устанавливается несогласие между нижнеюрскими и верхнетриасовыми отложениями. Это восточная часть хр. Музкол. Однако здесь нижнеюрский возраст отложений обоснован недостаточно убедительно. Значительно легче указать районы, где проявления донецкой фазы не фиксируются несогласием внутри толщи лейаса. К ним относятся вся центральная и северная части Памира, лежащие к северу от широты рр. Бартанг-Кудара и осевой части хр. Музкол. Следовательно, как область возможного проявления донецкой фазы должна рассматриваться вся территория, расположенная к югу от намеченной линии.

Верхнелейасовое море было ограничено в своем распространении пределами Юго-Восточного Памира. Его очертания отчасти напоминают конфигурацию карнийского моря верхнетриасовой эпохи. Неполный разрез его отложений, представленных известняками и сланцами, достигает мощности 1150—1400 м. Самые верхние горизонты лейаса отсутствуют вследствие размыва¹.

В конце нижнеюрской эпохи Южный Памир был охвачен новым сильным поднятием. На короткое время вся эта область полностью превратилась в сушу и подверглась интенсивной денудации. Контакты между среднеюрскими и верхнелейасовыми отложениями нигде здесь не наблюдались и, вследствие этого, очень трудно судить о характере и степени напряженности этих движений. Среднеюрские отложения легли трансгрессивно либо на верхнетриасовые, либо на верхнепалеозойские породы, дислоцированные в результате трех киммерийских фаз, именно: движений на грани триасового и юрского периодов (древнекиммерийская фаза), затем в середине эпохи лейаса (донецкая фаза) и в конце ее. Для тектонических движений конца лейасовой эпохи В. П. Ренгартен (1935) предложил название «истыкской» фазы.

Угловые несогласия между отложениями средней юры и триаса обычно незначительны, только в одном пункте Восточного Памира (в устье р. Истык) по наблюдениям С. И. Клунникова, А. П. Недзвецкого и П. Д. Виноградова (1936) между ними наблюдалось резкое несогласие. В тех случаях, когда среднеюрские отложения налегают на толщу верхнего палеозоя, несогласие становится более резким.

Насыщенность среднеюрской толщи магматическими породами, сравнительно с толщами лейаса и верхнего триаса, значительно более низкая. То же можно заметить и в отношении метаморфизации пород. Интрузивные процессы, связанные с первыми фазами киммерийского складкообразования, имели весьма широкое развитие, причем их распространение, возможно, выходило за пределы районов киммерийской складчатости. Интрузии широко развиты и на тех площадях, где мы не встречаем никаких признаков перерыва и несогласия в единой серии отложений триаса и юры. К таким районам относятся: хребты Язгулемский и Ванчский, а также бассейн р. Кудара и ее притоков. К раннекиммерийской магматической фазе относятся также граниты Пшартского хребта, хр. Сарыкол и, возможно, некоторые граниты Юго-Западного Памира. Харак-

¹ По последним данным В. И. Дронова, лейасовые отложения бассейна р. Аличур тесно связаны с отложениями байоса и представляют с ними в этом районе единую толщу. — *Прим. ред.*

терной особенностью этих сложных интрузий, по данным Н. К. Морозенко, является: их согласное залегание со складчатой структурой осадочных толщ, интенсивное проявление гипабиссальной, в том числе жильной фации и весьма интенсивный метаморфизм вмещающих пород. Именно с этими интрузивными процессами Н. К. Морозенко связывает превращение в ряде зон песчано-сланцевых толщ нижнего, среднего и верхнего палеозоя в метаморфические породы. Редкометалльное, железорудное и другие рудопроявления Памира связаны также с интрузиями этой фазы.

Среднеюрская эпоха начинается погружениями больших площадей на юге Памира и сопредельных территориях, за которыми последовало развитие широкой трансгрессии. Впервые после долгого континентального перерыва был затоплен и Юго-Западный Памир. Северной границей моря являлась окраина северопамирского поднятия, которое еще продолжало существовать, но уже не играло значительной роли как область разрушения и сноса. Только в прибрежной полосе к морским карбонатным осадкам примешивался тонкий терригенный материал, образовавший прослой глинистых сланцев, а уже в немногих десятках километров к югу от берега моря отлагался исключительно известковый ил. Мощность среднеюрских отложений достигает 600—700 м.

В батское время, а может быть, еще и в конце байоса, на крайнем юго-востоке Памира начались весьма интенсивные вулканические извержения. Извержения продолжались до конца батского века. Одни из поднятых участков подверглись глубокому размыву, и в центре таких поднятий отложения нижнего келловоя легли трансгрессивно на верхнетриасовую толщу; на других поднятие выразилось только в сильном обмелении моря, в смене карбонатных осадков песчаниками с волноприбойной рябью, конгломератами и другими признаками прибрежной зоны. Площадь, охваченная этими движениями, не превышала 3000 км². В середине келловоя волна поднятий переместилась к северо-западу, в район современного междуречья Мургаб—Истык. Здесь поднятия морского дна проявились на значительно бóльшей площади, с бóльшей силой и также весьма неравномерно. Область разделилась на ряд мелких, различных по амплитуде и, возможно, несколько неодновременных поднятий. Размыв поднятых участков местами был очень глубоким, местами же — совершенно незначительным. Залегание пород, в результате этих подвижек, подверглось значительным нарушениям, и отложения верхнего келловоя легли на них с отчетливым несогласием. Эти тектонические движения были выделены В. П. Ренгартемом (1935) под названием «восточно-памирской» фазы. В лужитанском веке поднятия распространились и на более северные районы. Теперь ими были захвачены вся западная и центральная части Памира. В результате этих поднятий море отступило к юго-востоку, приняв очертания близкие к тем, какие оно имело в эпоху верхнего лейаса. В этих границах оно удерживалось в течение кимериджа, титона и валанжина, после чего, в результате новых тектонических движений, отступило и отсюда.

К интрузивным проявлениям верхнеюрской эпохи, возможно, относятся граниты восточной части Аличурского (Памирского) хребта, хр. Базардара, Койтезка и некоторые гранитоиды Рушана, составляющие второй пояс киммерийских интрузивов, выделенный Н. К. Морозенко. По мнению, В. А. Николаева (1936), интрузивы этого пояса являются межформационными, сплавяющими разнородные и разновозрастные породы Центральной и Южной зон Памира. Интрузивные контакты эти граниты имеют только со среднеюрскими и более древними отложениями.

С точки зрения геотектонического режима юрский период для юго-восточной и центральной частей Памира был периодом дифференциальных движений земной коры. Эти движения выражались, прежде всего, в неравномерных поднятиях отдельных обычно небольших участков морского дна, образовании архипелагов островов. Иногда это были вулканические острова. Вследствие узкой локализованности поднятий и их перемежаемости с участками относительного погружения, возникали серии куполовидных складок, иногда более сложная складчатая структура. Однако все эти вспышки тектонических движений, несмотря на их бурный характер и сопутствующие магматические явления, представляли лишь частные эпизоды в процессе общего погружения рассматриваемого участка земной коры и мощного осадкообразования. Поднятия были большей частью кратковременными; поднятые участки вновь погружались под уровень моря и покрывались новой серией морских осадков. Каждая следующая по времени волна поднятий охватывала уже другие районы.

На юго-востоке Памира эти движения начались на рубеже эпох средней и верхней юры. Перемещаясь с каждым новым своим проявлением к северу, они постепенно усиливались и захватывали все большие площади. В конце лузитанского века поднятие, вызвавшее отступление моря из области Центрального Памира, уже не сменилось, как прежде, новым погружением. Оно стало разрастаться. Одной из первых областей, вовлеченных в это устойчивое, вначале медленное поднятие, являлся Юго-Западный Памир и, может быть, осевая часть современного хребта Музкол. Одновременно с поднятием началось постепенное разрушение этих участков. Наряду с этим возникли и такие слабо поднятые области, в которых осадкообразование продолжалось без перерыва в наступивших континентальных условиях. Одной из таких областей был район Язгулемского хребта, к другой относится район перевала Акбайтал в Музкольском хребте. В этих местных депрессиях наблюдается постепенный переход от морских карбонатных осадков лузитана к вышележащей красноцветной песчаниково-конгломератовой толще. Нижние горизонты ее несомненно являются еще верхнеюрскими, в основном же она, вероятно, нижнемеловая.

Подобно красноцветной толще Центрального Памира, и морские верхнеюрские осадки на юго-востоке Памира тесно связаны с нижнемеловыми морскими отложениями, образуя единую верхнеюрско-нижнемеловую (валанжинскую) толщу. Эта толща, мощностью более 1,5 км, сложена преимущественно массивными рифовыми, органогенно-обломочными и оолитовыми известняками. Процесс рифообразования здесь протекал чрезвычайно интенсивно. Привнос терригенного материала был совершенно незначительным, несмотря на несомненно быстрое погружение этой области и наличие поднимающихся соседних участков. Очевидно, денудация этих поднятий была вначале очень слабой.

Меловой период

В нижнемеловую эпоху вся южная и центральная части Памира были захвачены резким общим поднятием. Это был один из сильнейших пароксизмов киммерийской складчатости, известной в литературе под названием «каракорумской». Проявление ее выражается также в большей дислоцированности юрских отложений сравнительно с верхнемеловыми и третичными.

В разрезах по р. Танымас, составленных К. Н. Паффенгольцем и М. И. Шабалкиным (1936), и по р. Кокуйбельсу — П. П. Чуенко (1934а), красноцветная, предположительно нижнемеловая толща, согласно подстилающая известняки верхнего мела, налегает с несогласием на верхнеюрские (лузитанские) известняки. На соседних участках (Язгулемский хребет) выше лузитанских известняков, как мы указывали ранее, залегают мощная красноцветная толща верхнеюрско-нижнемелового возраста, связанная с лузитаном взаимопереходами. Аналогичные красноцветные песчаники в верхней части известняковой толщи верхней юры в районе перевала Акбайтал кроются с несогласием другой красноцветной свитой, залегающей в основании верхнего мела.

Северный Памир не был затронут тектоническими движениями нижнемеловой эпохи. Эта устойчивая в течение всей мезозойской эры область сноса, к началу мелового периода была уже в значительной степени выровнена. Красноцветные песчано-глинистые слои нижнего мела ее северной окраины (Заалайский хребет) являются скорее всего осадками принесенными сюда реками из более отдаленных районов. Эти красноцветные аллювиальные отложения ложатся согласно на аналогичные континентальные образования сорбулакской, предположительно юрской толщи и согласно кроются морскими отложениями верхнего мела.

Некоторое поднятие в середине нижнемеловой эпохи испытывала южная часть Памира, восточная половина которой была ранее областью преимущественного погружения. Продукты разрушения стали сноситься в прилегающую депрессию Центрального Памира. Внутри последней, вероятно, тоже возникли отдельные участки поднятий, особенно в восточной части. Интенсивное разрушение их дало грубые слои несортированных крупновалунных конгломератов (обломки до 1 м в поперечнике). Состав конгломератов показывает, что разрушению подверглись породы нижнепалеозойской толщи: мраморы, кварциты, кристаллические сланцы и т. п. Южнее, в бассейне р. Пшарт, красноцветная толща сложена преимущественно мелкообломочным материалом. Конгломераты образованы галькой триасовых сланцев и песчаников, известняков и других пород, широко распространенных в Юго-Восточном Памире. Местами в составе красноцветной толщи встречаются мощные покровы эффузивов, состоящих из сильно разложившихся миндалекаменных порфиритов и других пород (Николаев, 1936).

В конце нижнемеловой эпохи, а может быть уже в сеномане, северная окраина Памира и восточная часть Центрально-Памирской депрессии стали постепенно превращаться в зону прибрежно-морских лагун.

Нигде на Памире карбонатные морские отложения верхнего мела не ложатся непосредственно на породы более древние, чем красноцветная толща нижнего (и, может быть, частично верхнего) мела. Из этого следует, что предшествовавшие морской трансгрессии, вернее ингрессии, опускания были незначительны. Южный Памир, по-видимому, не был покрыт водами верхнемелового моря, однако он и не был высоко поднятой областью. Среди осадков верхнемелового моря не встречается сколько-нибудь значительных масс обломочного материала, которые можно было бы рассматривать как следы усиленной денудации Южного Памира.

В конце мелового периода море постепенно отступило, оставив цепочки испаряющихся лагун. Памир вновь полностью превратился в низкую, слабо холмистую, местами плоскую сушу.

К магматическим проявлениям мелового периода, помимо указанных выше эффузивов, относятся небольшие интрузии кварцевых диоритов, диоритов и гранодиоритов, прорывающих в ряде мест Язгулемского хребта красноцветную верхнеюрско-нижнемеловую толщу. На юго-востоке Памира установлены граниты, имеющие интрузивные контакты с эффузивами и известняками средней юры, пироксеновые андезиты, рвущие известняки лузитана и др. Н. К. Морозенко относит также к этой магматической фазе ряд гранитных интрузий в Ванчском хребте, в районе Сарезского озера, в восточной оконечности хр. Базардара и Аличурском хребте. Интрузии расположены в зоне проявления нижнемеловой (каракорумской) фазы складчатости. По наблюдениям Н. К. Морозенко основными особенностями их являются: секущие контакты интрузивов по отношению к складчатой структуре, хотя в целом полоса их распространения согласуется с простиранием главных складчатых элементов, однообразный состав интрузий, небольшие по масштабу контактные изменения и бедность жильными производными.

Кайнозойская эра

Регрессия верхнемелового моря и затем наступление палеогенового моря были незначительными по своей амплитуде, поэтому морские осадки палеогена легли согласно, без следов размыва на верхнемеловые отложения.

Распределение по мощности палеогеновых осадков свидетельствует о начавшемся поднятии Памира и его разрушении. В. П. Ренгартен (1934 а) установил в палеогеновых осадках Заалайского хребта наличие трех фациальных зон, основное различие между которыми заключается в увеличении количества и крупности обломочного материала в направлении с севера на юг. В этом же направлении возрастает и мощность палеогеновых отложений: от 70—80 м в северной зоне, 140 м — в средней, до 240 м в южной зоне. Еще южнее отложения палеогена полностью отсутствуют. Эти соотношения дают реальное представление о наличии здесь поднимающейся и разрушающейся суши.

В олигоцене скорость поднятия заметно возросла и в него частично была вовлечена северная окраина Памира, которая с отступлением моря превратилась в область накопления различных обломочных пород. Нижние слои этих обломочных образований олигодена легли на различные горизонты морского палеогена, однако, как замечает В. П. Ренгартен (1934а, стр. 25), «об угловом несогласии с уверенностью говорить нельзя...». Что же касается перерыва в осадкообразовании и значительного размыва морских отложений палеогена, то они не вызывают сомнений.

Мощность обломочных отложений, скопившихся в этой зоне в течение олигодена весьма неравномерна, она колеблется от нескольких десятков метров в восточной части Заалая до 2000 м на западе, а в предгорьях Дарваза достигает 1300 м. Сосредоточение наибольшей массы обломочного материала в западной части Заалайского хребта, являющееся несомненно первичным, поскольку нет никаких следов размыва этих отложений на участке их наименьшей мощности, — приводит к мысли, что здесь в олигоцене был расположен веер выносов наиболее мощной водной артерии Северного Памира. По этой древней речной системе, судя по расположению ее выхода в предгорную впадину, впоследствии возникла система р. Муксу. Возможно, что ее главная долина является ныне ложем ледника Федченко. Что же касается ее низовья, то оно несомненно было

иным. Наблюдаемый в настоящее время резкий поворот течения р. Муксу на запад и ее нижний правый приток Сауксай возникли значительно позднее в связи с поднятием Заалайского хребта. Вполне возможным представляется также существование в это время и р. Пяндж. Как установлено В. И. Поповым, древний Пяндж отличался от современного тем, что не имел наблюдающегося сейчас у Калайхумба резкого поворота к юго-западу. Его течение продолжалось от Калайхумба на северо-запад, в предгорную депрессию Дарваза, и затем уже, после слияния с другим потоком, протекавшим по периферии конусов выноса, Пяндж поворачивал к юго-западу.

В неогеновую эпоху вынос обломочной массы в зону предгорной впадины Памира заметно усилился, причем значительно увеличилось и количество грубообломочного материала. Никаких следов перерыва и разницы в степени дислоцированности между толщей неогеновых конгломератов и кирпично-красной континентальной толщей олигоцена в восточной части Заалайского хребта нет. Неогеновые отложения здесь, как это хорошо видно в разрезах—профилях В. П. Ренгартена (1934а) по р. Кызыларт, вместе с толщей палеогена и мела участвуют в образовании пояса опрокинутых изоклинальных складок, осложненных надвигами. В более западных районах Заалая были отмечены признаки трансгрессивного залегания неогеновых конгломератов на олигоценовых отложениях и их более простые структурные формы. Однако здесь отмечается существенная разница между неогеновыми конгломератами подножий Заалая и упоминавшейся выше неогеновой толщей Кызыларта. Высказывается предположение, что первая толща конгломератов представляет верхние горизонты неогена, а конгломераты Кызыларта — нижние. Таким образом, установленное трансгрессивное наложение верхних горизонтов неогена на олигоцен явилось результатом внутринеогеновых движений, поскольку нижние горизонты неогена, как это установлено В. П. Ренгартеном (1934а), неразрывно связаны с олигоценом.

В предгорной депрессии Дарваза несогласие между отложениями неогена и палеогена наблюдается далеко не повсеместно. Постепенный переход от кирпично-красной песчано-глинистой свиты олигоцена к вышележащей, преимущественно конгломератовой хингоуской свиты неогена, отмеченный П. К. Чихачевым (1941), Н. П. Ермаковым (1940) и др., свидетельствует о том, что несомненно нарастание скорости поднятия Дарваза происходило без особенно резких скачков. Об этом же говорит и разрез хингоуской свиты, в котором отчетливо наблюдается постепенное увеличение размеров гальки снизу вверх, от нескольких миллиметров до 7—15 см в диаметре.

Таким образом, на Памире и Дарвазе, начиная с олигоцена и в течение некоторого времени неогеновой эпохи, происходит вполне очевидное усиление процессов денудации, обусловленное непрерывно ускоряющимся поднятием этих областей. За этот сравнительно короткий период в предгорных депрессиях Памира и Дарваза накопилась весьма мощная (до 3 км) толща обломочных пород. Невысокие в начале палеогеновой эпохи горные возвышенности Памира, в результате общего поднятия и усиленной эрозии, превратились в огромные скалистые хребты с крутыми склонами и глубоко врезанными ущельями. Накопление обломочного материала внутри формирующейся горной страны было незначительным. До наших дней эти отложения не сохранились.

Дальнейшее разрастание поднятия Памира и Дарваза завершилось в первой половине неогеновой эпохи сильнейшим складкообразованием

и поднятием, захватившим не только всю горную область, но и предгорную впадину. Этой главной фазой альпийской складчатости было завершено оформление веерообразной складчатой структуры Северо-Памирского и Памиро-Гиндукушского антиклинориев, сопровождавшееся сильно выраженным движением масс в стороны прилегающих депрессий. В это время оживились старые и возникли новые многочисленные надвиги. С движениями этого времени связано и начало формирования Заалайского хребта. Последствием этих поднятий явилось некоторое перемещение предгорной впадины в сторону Южно-Таджикской депрессии.

Интенсивное разрушение возникающих гор северной окраины Памира обусловило мощный приток терригенного материала. Накопление обломочных масс сосредоточилось в основном в предгорьях Дарваза. В более восточных районах окраины Памира осадкообразование стало менее интенсивным, однако и здесь мощность верхней толщи неогеновых конгломератов достигает 0,5 км. К концу неогеновой эпохи в области предгорной депрессии Дарваза накопилась огромная толща конгломератов и песчаников, мощностью до 3,5 км, которая легла с резким несогласием на отложения хингоуской свиты. Ее структурные формы заметно отличаются своей простотой от всего нижележащего дислоцированного мезо-кайнозойского комплекса, включая и хингоускую свиту. Внутри толщи дарвазских конгломератов А. Р. Бурачеком и В. И. Поповым установлено несколько поверхностей несогласия.

Поднятие Памира после нижнеогеновой складчатости заметно ослабевает. В связи с этим начинается боковая эрозия, расширение долин, накопление аллювиальных осадков в долинах рек. Эти отложения обнаружены в целом ряде пунктов Памира, но всюду они занимают незначительные площади. Обычно они представлены красноцветными конгломератами и песчаниками мощностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Максимальная их мощность, по наблюдениям П. П. Чуенко (1934б) в долине р. Пшарт, достигает 1 км. Неогеновые конгломераты налегают здесь с отчетливым угловым несогласием на нижнемеловые отложения, связанные несколько восточнее с верхнемеловыми известняками, и дислоцированы вместе с ними в нижнеогеновую фазу. В юго-западных районах Памира неогеновые отложения иногда представлены довольно мощными (до 300 м) моренными и флювиогляциальными образованиями с растительными остатками, которые указывают, по мнению С. И. Клунникова (1934а), «на возраст не древнее третичного».

Тектонические движения конца неогеновой эпохи не имели значения фазы складчатости. Созданные ими структурные формы как во внутренних районах Памира, так и в предгорной депрессии, представляют собой простые пологие складки, несколько усложненные лишь в зонах разломов. Эти последние имеют отчетливо выраженный характер сбросов. Лишь в очень немногих случаях, в частности на границе центральной и южной зон Памира, позднеальпийские разрывы проявляются в форме надвигов. Судя по изменениям характера осадков и их пространственного распределения, тектонические движения этого периода не имели характера резких пароксизмов. Это были в основном медленные, вероятно, неравномерные поднятия, временами приостанавливающиеся или даже сменяющиеся частичными опусканиями. Эти движения сыграли решающую роль в формировании рельефа страны и мало отразились на развитии тектонической структуры Памира.

Наступление четвертичного периода характеризуется усилением поднятия Памира. В это время, по исследованиям В. И. Попова, в связи с поднятием Северо-Западного Дарваза происходило изменение направления течения р. Пяндж на юго-запад от Қалайхумба, которая, врезаюсь в толщу неогеновых и более древних отложений, пропиливает глубокие долины. Большое развитие получает оледенение. Новейшие четвертичные колебательные движения и климатические изменения приводят к четырехкратному отступлению ледникового покрова.

Возобновление движений по старым разломам вызывает сбросовые нарушения четвертичных отложений (С. И. Клунников, 1934а). О современной активности разломов и их большой глубине свидетельствуют также многочисленные термальные источники на юге Памира.

ЛИТЕРАТУРА

- Абакумовский С. 1929. Соленое озеро Аксы-Кент. Минер. сырье и цветн. металл., № 3.
- Абдуллаев Х. М. 1947. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Изд. АН УзССР.
- Абрамов К. А. 1870. Записка о Каратегинском владении, составленная по запросам. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. VI, отд. II.
- Аверин А. А. 1933. Работы Муксуйской подгруппы. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Аверьянов Б. Н. 1929. Graptoloidea верхнесилурийских сланцев Восточного Туркестана. Изв. Геол. ком., т. 48, № 5.
- Аверьянов Б. Н. 1931. Graptoloidea из сланцев Ура-Тюбинского района и Зеравшанской долины Туркестана. Тр. ГГРУ ВСНХ СССР, вып. 101.
- Аделунг А. С. 1937. Западная часть Чаткальского хребта. Ангренское плато и восточная оконечность Кураминских гор. Геология Узбекской ССР, т. I.
- Александров В. П. 1932. Минерально-сырьевые ресурсы Средней Азии. Минер. сырье, № 5—6.
- Аминов П. А. 1873. Военно-топографический очерк горной страны верховьев р. Зеравшан. Мат. для статистики Турк. края, вып. III.
- Аминов П. А. 1837а. Искандер-Кульская экспедиция 1870 г. Турк. вед., № 13, № 14.
- Ананьев А. 1926. Промышленные возможности Таджикской ССР. Нар. хоз. Таджикистана.
- Андреев А. 1912. Каталог полезных ископаемых Русского Туркестана (сост. в 1909-1911 году). С приложением 4 листов карты полезн. ископ. Туркестанск. края в машт. 40 верст в дюйме.
- Андреев Е. Г. 1933. Молибден Кудары. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Антипов-Каратаев И. Н. 1949. О почвах южных склонов Гиссарского хребта в Таджикистане. Тр. Тадж. фил. АН СССР, т. XX.
- Антипов-Каратаев И. Н. 1951. Почвенные и почвенно-мелиоративные исследования в Таджикистане. Тр. Тадж. фил. АН СССР, т. XXVII.
- Арапов Ю. А. 1935. К минералогии некоторых месторождений Кара-Мазара. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. IV. Геология и геохимия.
- Арапов Ю. А. 1935а. Петрографические и геологические наблюдения в верховьях р. Хингоу. Тр. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г., вып. 17.
- Арапов Ю. А. 1936. Минералогия и геохимия Кансайского месторождения. Тр. ТПЭ 1934 г., вып. 49.
- Арапов Ю. А., Унанов Ю. А. 1937. Долина реки Ягноб. ТПЭ, 1935 г.
- Арбузов С. К. 1955. О волокнистом кварце Кан-и-Мансура. Докл. АН Тадж. ССР, вып. 13.
- Арбузов С. К. 1955. О колломорфных галенит-сфалеритовых рудах Иокуньжского месторождения в Таджикистане. Докл. АН Тадж. ССР, вып. 13.
- Архангельский А. Д. 1915. Заметки о верхнемеловых отложениях Азиатской России. I. Сеноман и турон Туркестана и прилежащих местностей. Геол. вестн., т. I, № 4.
- Архангельский А. Д. 1916. Верхнемеловые отложения Туркестана. Вып. I. Верхнемеловые отложения северо-западных Кызыл-Кумов и Ферганы. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 151.
- Архангельский А. Д. 1916а. Моллюски верхнемеловых отложений Туркестана. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 152.
- Архангельский А. Д. 1917. Краткий отчет о работах в Горной Бухаре, в годовом отчете Геологического комитета за 1916 г., Изв. Геол. ком., т. 36, № 1.

- Архангельский А. Д. 1931. Геологические исследования в низовьях Амударьи. Тр. ГГРУ ВСНХ СССР, вып. 12.
- Архангельский А. Д. 1932. Геологическое строение СССР. Европейская и Средне-Азиатская части.
- Архангельский А. Д. 1948. Геологическое строение и геологическая история СССР. Изд. 4-е, том II. Докембрий и палеозой.
- Архангельский Г. И. 1932. Гидрогеологический очерк Хаватского и Уратюбинского районов. Мат. по гидрогеол. Узбекистана, вып. 5.
- Архангельский Г. И. 1935. Некоторые данные о гидрогеологическом строении предгорной террасы в Хаватском районе. Мат. по гидрогеол. Узбекистана, вып. 15.
- Афанасьев А. 1938. Сарезское озеро. Соц. наука и техн., № 7.
- Ахмеров Д. Х. 1952. О трещинной тектонике гранитоидных пород бассейна реки Могов. Докл. АН Тадж. ССР, вып. 5.
- Ахмеров Д. Х. 1956. Геолого-петрографическая характеристика магматических пород бассейна р. Могов. Тр. АН Тадж. ССР, т. LVIII, Сталинабад.
- Ахмеров Д. Х. и Майоров Н. В. 1956. Петрография и причины разнообразия гранитоидных пород Сарыматских мелких интрузивов. Тр. АН Тадж. ССР, т. LVIII, Сталинабад.
- Ахунов М. А. 1952. К происхождению некоторых крупных впадин Восточного Памира. Докл. АН Тадж. ССР, вып. 4.
- Бабаходжаев С. М. 1956. О некоторых особенностях лампрофиров бассейна р. Варзоб-Боло (южный склон Гиссарского хребта). Тр. АН Тадж. ССР, т. LVIII, Сталинабад.
- Бабков К. В. 1950. О распространении некоторых устриц в Таджикской депрессии. Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, вып. XXVII.
- Бабков К. В. и Кухмазов У. А. 1950. Остатки мастодонта в Таджикской депрессии. Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, вып. XXVI.
- Баранов И. Г. 1933. О геологическом строении озера Ранг-Куль на Восточном Памире и месторождения каменной соли Шор-Бель. Записки Всеросс. Минерал. о-ва, II сер., ч. 61, вып. 2.
- Баранов И. Г. 1934. Геологическое строение юго-восточной части Ранкульского района. ТПЭ 1933 г.
- Баранов И. Г. 1935. Массив Буз-Тере. ТПЭ 1934 г.
- Баранов И. Г. 1935а. Геологическое исследование в Ранкульском районе на Восточном Памире. Тр. ТПЭ 1933 г., вып. 36. К геологии Восточного Памира.
- Баранов И. Г. 1935б. Геологические исследования в Ранкульском районе на Восточном Памире. Тр. ТПЭ 1933 г., вып. 36.
- Баранов И. Г. 1936. Месторождения исландского шпата Буз-Тере на Восточном Памире. Геологический очерк. Тр. ТПЭ, вып. 54, Мат. экспедиции 1934 г. Мат. по геологии и геоморфол. Памира.
- Баранов И. Г., Глазунов В. С. 1937. Река Бартанг. ТПЭ 1935 г.
- Баранов И. Г. 1941. Таджикское геолуправление в 1940 г. Сов. геол., № 5.
- Баратов Р. Б. 1948. К вопросу о происхождении пород гранодиоритовой формации Южно-Варзобского гранитоидного массива. Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, вып. VII.
- Баратов Р. Б. 1953. К геологии и петрографии района термальных источников Ходжа-Оби-Гарм. Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж. ССР, № 2.
- Баратов Р. Б. 1955. Геолого-петрографическая характеристика некоторых наиболее ранних гранитоидных интрузивов южного склона Гиссарского хребта. Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж. ССР, вып. 8.
- Баратов Р. Б. 1955. Монцитит верховьев реки Лючоб. Докл. АН Тадж. ССР, вып. 12.
- Баратов Р. Б. 1956. Магматические комплексы южного склона Гиссарского хребта и некоторые вопросы петрологии и металлогении. Тр. АН Тадж. ССР, т. XVIII, Сталинабад.
- Бардиер В. М. 1939. Таджикистан. Гос. изд., г. Сталинабад.
- Барковская М. Г. 1938. К палеогеографии мела Ферганской долины. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 70, вып. I.
- Бартольд В. 1900. Туркестан в эпоху монгольского нашествия, ч. 2. С-Пб.
- Бартольд В. 1922. История Туркестана. Ташкент.
- Бархатов Б. П. 1946. О соотношении нижнего палеозоя Рушанского хребта с южнопамирской кристаллической толщей. Изв. Таджикск. фил. АН СССР, № II.
- Бархатов Б. П. 1946. О соотношении нижнего палеозоя бассейна реки Бартанг с метаморфическими толщами юго-западного Памира. Изв. Таджикск. фил. АН СССР, № 11.

- Бархатов Б. П. 1950. Рельеф и современное оледенение Язгулем-Рушанского района. Изв. Всес. геогр. о-ва, № 3.
- Бархатов Б. П. 1952. К геологии Кулябской свиты Таджикской депрессии. Докл. АН СССР, т. 83, № 6.
- Бархатов Б. П. 1953. К тектонике области стыка юго-западной и центральной тектонических зон Памира. Вестн. ЛГУ, № 1, сер. биол., геогр. и геол., вып. 1.
- Безгильдеев К. 1888. Описание пути от Ходжента через перевал Пастиф (Янги-Сабах) в долину Зеравшана и Зеравшанской долины от выхода Сабахского ущелья до Самарканда. Сб. статист. мат. по Азии, вып. 36.
- Бедер Б. А. и Шмидт М. А. 1935. Подземные воды на службу социалистическому строительству республик Средней Азии. Разв. недр, № 4.
- Бездека И. И. 1925. Месторождения полезных ископаемых Таджикской республики. Таджикистан. Сб. статей под ред. Н. Л. Корженевского.
- Бездека И. И. 1927. Месторождение серы и озокерита в Шор-Су и Мум-Кан-Сае. Минер. сырье и его перераб., № 4.
- Бездека И. И. 1928. Месторождения свинцовых руд и перспективы свинцового дела в Средней Азии. Минер. сырье и его перераб., № 1.
- Безобразова Н. Ф. 1930. Геологические исследования по изучению меловых и третичных отложений в районе Кураминских гор. Отчет о деятельности. Средне-Азиат. отд. Геол. ком. за 1928-29 гг.
- Безобразова Н. Ф. 1930а. К палеогеновым отложениям Средней Азии. Булл. Средне-Азиат. район. геол.-развед. упр., № 3.
- Белецкий Е. А. 1949. По Юго-Западному Памиру. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 81, вып. 1.
- Белов И. В. 1948. О возможности расширения промышленных перспектив Такобского флюоритового месторождения. Сообщ. Таджик. фил. АН СССР, вып. 6.
- Белов И. В. 1948а. Автометаморфизм щелочных пород Казнокского магматического комплекса (Зеравшанский хребет). Сообщ. Таджик. фил. АН СССР, вып. 9.
- Беляев Я. И. 1928. Схематическая карта реки и ледника Гармо и истоков реки Ванча. Изв. Гос. Русск. геогр. о-ва, т. 60, вып. 1.
- Беляев Я. И. 1930. Астрономические работы Памирской экспедиции 1928 г. Тр. Памирск. экспед. 1928 г., вып. V. Астрономия и геодезия.
- Беляева Е. И. 1936. О находке *Elephas* в Таджикистане. Тр. Палеозоол. ин-та АН СССР, т. V.
- Беляевский Н. А. 1947. Основные черты стратиграфии Западного Куэль-Луны. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Белянкин Д. С. 1910. О щелочных горных породах с ледника Райгородского в Туркестане. Изв. СПб политехнического ин-та, т. 13.
- Белянкин Д. С. 1952. К вопросу о туфовых лавах Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Берг Л. С. 1907. Поездка на ледники верховьев Исфары (Туркестанский хребет, бассейн Сыр-Дарьи). Изв. Турк. отд. Русск. геогр. о-ва, т. 7.
- Берг Л. С. 1913. Опыт разделения Сибири и Туркестана на ландшафтные и морфологические области. Сб. в честь 70-летия проф. Д. Н. Анучина.
- Берг Л. С. 1914. Устройство поверхности (Азиатской России). Азиатская Россия, т. 2.
- Берг Л. С. 1915. Памирская катастрофа 1911 г. Природа, июль — август, № 4.
- Берг Л. С. 1916. О происхождении лёсса. (Предварительные сообщения). Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 52.
- Берг Л. С. 1929. Проблема лёсса. Природа, № 4.
- Берг Л. С. 1938. Природа СССР, Изд. 2-е доп. Учпедгиз.
- Берг Л. С. 1946. О предполагаемой связи между великими оледенениями и горообразованием. Вопр. геогр., сб. 1.
- Бергман А. Г. 1935. Соляные озера и месторождения Средней Азии. Минер. богатства Средней Азии.
- Бергман А. Г. и Дзенс-Литовский А. И. 1935. Соляные купола Юго-Западного Таджикистана, ТПЭ 1934 г.
- Бергман А. Г. и Дзенс-Литовский А. И. 1935а. Соляные богатства Советского Таджикистана. Природа, № 4.
- Березкин Н. И. 1930. Источник Гарм-Чашма. Тр. Памирск. экспед. 1928 г. вып. 4, Минералогия.
- Беспалов Н. Д. 1946. Гидрогеологические области и почвенно-мелиоративные районы левобережья долины р. Вахш. Почвоведение, № 12.
- Бетехтин А. Г. 1949. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения в рудах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

- Бетехтин А. Г. 1951. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов. Записки Всес. Минер. о-ва, ч. 80, вып. 2.
- Бетехтин А. Г. 1952. Об основном законе геохимии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Библиография Таджикистана. Ч. I. География и гидрогеология. Тр. Сов. по изуч. произв. сил, АН СССР, сер. тадж., вып. 1, 66.
- Богатства Бухары. Турк. Вед., № 271, 1911.
- Богданович К. И. 1892. Геологические исследования в Восточном Туркестане. Тр. Тибетской экспед., ч. II.
- Богданович К. И. 1900. Памир и Лоб-Нор. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 36.
- Богданович К. И. и Вебер В. Н. 1917. Туркестан. Естеств. произв. силы России, т. IV, вып. 7. Медь.
- Богданович К. И., Ренгартен В. П. и Нацкий А. Д. 1917. Сера. Естеств. произв. силы России, т. IV, вып. 23.
- Богданович К. И. 1918. Туркестан. Естеств. произв. силы России, т. IV, вып. 8. Серебро, свинец, цинк.
- Богословский Г. 1842. Записка о долине Зеравшана и горах ее окружающих. Горн. журн., № 10.
- Бокситы 1935. Открытие новых месторождений. Горн. журн. № 1. Хроника.
- Болдырев А. К. и Ляски Э. Я. 1929. Разделение русских вольфрамитов Fe и Mn на минералогические виды и связь состава природных вольфрамитов с их чертой. Зап. Росс. минер. о-ва, II сер., ч. 58, № 2.
- Борнеман Б. А. 1934. Соленосные отложения Кулябского района. ТПЭ 1933 г.
- Борнеман Б. А., Бурачек А. Р. и Вялов О. С. 1934. К вопросу о распространении третичных и меловых устриц в Средней Азии. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XII(2).
- Борнеман Б. А., Губин И. Е., Луппов Н. П. и др. 1935. Соляные месторождения Юго-Западного Таджикистана. Тр. ТПЭ 1933 г., вып. 24.
- Борнеман Б. А., Губин И. Е., Домарев В. С., Левицкий С. И., Пейве А. В., Преображенский П. А., Чихачев П. К. 1936. Мезозойские отложения Юго-Восточного Туркменистана и Юго-Западного Таджикистана. Научные итоги ТПЭ.
- Борнеман Б. А., Овчинников С. К. 1936. Геология Заалайского хребта (северный склон центральной части). Тр. ТПЭ 1934 г., вып. 65.
- Борнеман Б. А. 1939. Мезозойские отложения. Геология Узбекской ССР, т. III.
- Борнеман Б. А. 1940. Меловые отложения юго-востока Средней Азии. Ташкент. Изд. фил. АН Узб. ССР.
- Боровская Т. Б. 1932. Результаты геохимических работ Памирской высокогорной экспедиции 1931 г. Разв. недр, № 14.
- Брешенков Б. В. 1930. Группа месторождений Караташ-Котан, Чокур-Бжилга, Тарызан и Самжар в горах Кара-Мазар. Бюлл. Средне-Азиат. район. геол.-разв. упр., № 2.
- Брешенков Б. К. 1935. К вопросу металлогении Юго-Восточного Кара-Мазара. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. IV. Геология и геохимия.
- Брешенков Б. К., Ермаков Н. П. 1937. Маргусорские сурьмяные месторождения. ТПЭ 1935 г.
- Брик М. И. 1927. Детальная геологическая съемка и предварительная разведка Кштут-Зауранского каменноугольного месторождения. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. за 1926—1927 гг.
- Брик М. И. 1933. Гидрогеологические исследования в Дальверзинской степи. Освед. бюлл. научно-исслед. работ Средне-Азиатск. геол.-развед. треста № 3.
- Брик М. И. 1933а. К стратиграфии юрских отложений Кштут-Зауранского месторождения ископаемого угля. Освед. бюлл. научно-исслед. работ Средне-Азиатск. геол.-развед. треста, № 3.
- Брик М. И. 1933б. Материалы к изучению мезозойской флоры Средней Азии. (Некоторые новые юрские растения из Кштут-Зауранского месторождения ископаемого угля в Таджик. ССР). Мат. по геол. Средней Азии, вып. I.
- Брик М. И. 1935. Мезозойская флора Южной Ферганы. I. Папоротники. Ташкент. Изд. ком. наук Узб. ССР.
- Брик М. И. 1936. Первая находка нижнетриасовой флоры в Средней Азии. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. V.
- Брик М. И. 1941. Мезозойская флора Камыш-Баши (междуречье Исфара-Сох, Таджикская и Узбекская ССР).

- Бродовский М. И., Иванов Д. Л., Краузе И. И., Федченко А. П., Федченко О. А. 1872. Каталог Туркестанского отдела политехнической выставки.
- Бродский А. А. 1936. Основные результаты гидрогеологических исследований для водоснабжения 1934 и 1935 гг. За недра Средней Азии, № 1.
- Бронников Н. 1898. Через Алай и Каратегин. Краина, №№ 50, 51, 54 и 56, 1898.
- Бронников Н. 1899. Горная часть Зеравшана. Русск. Туркестан, №№ 29 и 33.
- Бронников М. М. 1908. Каратагское землетрясение. Изв. Геол. ком., т. 27, № 7.
- Брызгалов Н. А. 1933. Ближайшие задачи Кара-Мазара. Проблемы Таджикистана. Тр. I конференции по изучению произв. сил Таджикск. ССР, т. 1.
- Буб Р. 1915. Золотопромышленность Туркестана. Золото и платина, № 7—8.
- Бубличенко Н. Л. 1938. Фауна брахиопод нижнего девона бассейнов рек Ванч и Язгулем (Зап. Памир). Тр. Всес. геол.-развед. объединения НКТП СССР, вып. 251.
- Букинич Д. Д. 1913. Краткое сообщение о Сарезском завале. Бюлл. Русск. горн. о-ва.
- Букинич Д. 1914. Последние землетрясения Усойское и Айважское и их отношение к вопросу об оледенении Туркестана. Изв. Русск. о-ва любит. мироведения, № 11/3.
- Букинич Д. 1916. Путь из долины Бартанга в долину Язгулема через перевал Карфубордж. Изв. Турк. отд. Русск. геогр. о-ва, т. 12, № 2.
- Бунтин Г. Н. 1935. К петрографии Шинк-Магианского района. Тр. ТПЭ 1933 г., вып. 29.
- Бурачек А. Р. 1931. К геологии Саятского каменноугольного месторождения. Изв. Всес. геол.-развед. объедин., т. 50, вып. 80.
- Бурачек А. Р. 1933. Золотоносные конгломераты Дарваза. ТПЭ. 1932 г.
- Бурачек А. Р. 1933а. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана. (Резюме доклада). Информ. научно-техн. бюлл. ЦНИГРИ, № 3—4.
- Бурачек А. Р. 1934. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана. Тр. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г., вып. IV.
- Бурачек А. Р. 1934а. Геоморфология Южно-Таджикской депрессии. Тр. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г., вып. IV.
- Бурачек А. Р. 1934б. О четковидных расширениях долины реки Яхсу. (К геоморфологии Таджикистана). Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 66, вып. 3.
- Бурачек А. Р. 1937. Междуречье рек Сурхан-Кафирниган. Геология Узбекской ССР, т. II.
- Бурачек А. Р. 1939. Кайнозойские отложения. Геология Узбекской ССР, т. III.
- Бутенев 2-й. 1842. Минеральные богатства Бухарии. Горн. журн., № 11.
- Бутакова Е. Л. 1948. Малые интрузии гранодиорита и гранодиорит-порфира Северо-Восточного Могол-Тау. Зап. Всес. минер. о-ва, ч. 77, вып. 1.
- Быкова Н. К. 1939. Изучение верхнемеловых и третичных отложений Таджикской ССР. Отчет о деят. Нефт. геол.-развед. ин-та за 1936 г.
- Быкова Н. К. 1947. Материалы к изучению фауны фораминифер сеномана Бухарской области. Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии.
- Быкова Н. К. 1953. Фораминиферы сузакского яруса Таджикской депрессии. Микрофауна СССР, сб. VI, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 69.
- Быкова Н. К. и Симаков С. Н. 1956. Палеоген Зевара. Геологический сборник № 2. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 95.
- Быстров С. В. 1944. Причины просадок лёссовых грунтов и освоение просадочных территорий для целей ирригации (просадочные лёссовидные грунты Вахшской долины). Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 10.
- Вадиа Д. Н. 1937. Тектоника Северной Индии. Тр. XVII сессии Межд. геол. конгресса, т. 2.
- Валихов. 1861. О состоянии Алтышара или шести восточных городов Китайской провинции Нан-лу (Малой Бухарии) в 1858—1859 году. Записки Русск. геогр. о-ва, кн. III.
- Вальтер Ю. В. и Москвин А. В. 1933. Северо-восточные склоны хребта Петра Великого. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Варыгин М. А. 1916. Опыт описания Кулябского бекства. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 52, вып. 10.
- Василевский В. Ф. 1939. Маргузорское месторождение оптического флюорита. Тр. Узбекск. гос. ун-та, т. XIV.
- Васильев П. А. 1947. Таджикистан (экономико-географическое описание). Таджикск. фил. АН СССР.

- Васильковский Н. П. 1935. Геология гор Суле-тау, Ак-бель и Ак-чоп. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4. Геология и геохимия.
- Васильковский Н. П. 1935а. К стратиграфии четвертичных отложений Ферганы. Мат-лы по геологии Средней Азии, вып. 2.
- Васильковский Н. П. 1935б. О возрасте и развитии поддевонской эффузивной толщи в Карамазарских горах. Матер. по геологии Средней Азии, вып. 2.
- Васильковский Н. П. 1935в. К характеристике послеолигоценовых отложений Ферганы. Мат. по гидрогеол. Узбекистана, вып. 15.
- Васильковский Н. П. 1941. Материалы к стратиграфии верхней части палеозойской толщи хребта Каржан-тау. Тр. Узбекск. фил. АН СССР, вып. 1.
- Васильковский Н. П. 1946. К истории верхнепалеозойского и мезозойского вулканизма в Западном Тянь-Шане. Сов. геол., № 12.
- Васильковский Н. П. 1947. К вопросу о нижнемезозойском вулканизме в юго-западных отрогах Тянь-Шаня. Докл. АН СССР, т. 58, № 2.
- Васильковский Н. П. 1947а. Новые данные о возрасте верхнемезозойских интрузий юго-западных отрогов Тянь-Шаня. Изв. АН Узбекск. ССР, № 2.
- Васильковский Н. П. 1947б. Стратиграфия верхнепалеозойских интрузивных пород юго-западного Тянь-Шаня. Докл. АН СССР, № 5.
- Васильковский Н. П. 1952. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Изв. АН Узб. ССР.
- Вахрамеев В. А., Пейве А. В., Херасков Н. П. 1936. Мезозой Таджикистана. Тр. ТПЭ 1934 г., вып. 58.
- Введенский П. 1926. Районирование Таджикской ССР. Нар. хоз. Таджикистана.
- Вебер В. Н. 1898. Плавка железных руд в Бухарском ханстве. Горн. журн., т. III, № 8.
- Вебер В. Н. 1903. Краткий предварительный отчет о поездке в Фергану в 1902 г. Изв. Геол. ком., т. 22, № 1.
- Вебер В. Н. 1904. Реферат книги Лева Е. Д. Изв. русск. геогр. о-ва, т. 40, вып. I.
- Вебер В. Н. 1903. Об исследовании землетрясений. Памяти И. В. Мушкетова. Сборник СПб, стр. 171—187.
- Вебер В. Н. 1910. Заметка о юрских отложениях в Восточной Бухаре. Тр. Геол. музея им. Петра Великого, т. 3, вып. 2.
- Вебер В. Н. 1910а. Геологические исследования в Фергане в 1909—1910 г. Изв. Геол. ком., т. 29, № 8.
- Вебер В. Н. 1910б. Исследования в Маргеланском уезде Ферганской области. Изв. Геол. ком., т. 29, № 2.
- Вебер В. Н. 1912. Геологические исследования в Ферганской обл., имеющие целью издание 10-верстн. геол. карты. Изв. Геол. ком., т. 31, № 1.
- Вебер В. Н. 1913. Каменный уголь в Туркестане. Очерк м-ний ископ. углей России.
- Вебер В. Н. 1913а. Полезные ископаемые Туркестана. Изд. Геол. ком.
- Вебер В. Н. 1915. Киноварь в Фергане. Геол. вестн., т. 1, № 1.
- Вебер В. Н. 1915а. Отчет об осмотре некоторых месторождений в Туркестане, по поручению Центрального Военно-Промышленного Комитета. Изв. Геол. ком., т. 34, № 7.
- Вебер В. Н. 1915б. По поводу обвала на Памире в 1911 г. Геол. вестн., т. 1, № 4.
- Вебер В. Н. 1916. О золотопромышленности в Средней Азии. Рудный вестник, т. I, № 2.
- Вебер В. Н. 1917. Древняя и современная рудопромышленность Туркестана. Поверхн. и недра, т. II, № 4.
- Вебер В. Н. 1917а. Полезные ископаемые Туркестана. Прибавление I, Изд. Геол. ком.
- Вебер В. Н. (совместно с К. Марковым). 1917б. Ртуть, Естеств. произв. силы России, т. IV, вып. 9.
- Вебер В. Н. 1918. Значение Усойского обвала. Геол. вестн., т. III, № 1—6.
- Вебер В. Н. 1923. Каменный уголь в Туркестане. Естеств. произв. силы России, т. IV, вып. 20.
- Вебер В. Н. 1923а. Гипс в Закаспийской области и в Туркестане. Естеств. произв. силы России, т. IV, вып. 35а.
- Вебер В. Н. 1924. Месторождения соли в Туркестане. Естеств. произв. силы России, т. IV, вып. 35.
- Вебер В. Н. 1929. Дополнительные геологические исследования в районе Маргеланского листа (VII—6) 10-верстной карты. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. за 1926—1927 г.
- Вебер В. Н. 1930. Миграция сухих дельт в Фергане. Геол. вестн., т. VII, № 1—3.

- Вебер В. Н. 1932. Трилобиты Туркестана. Л.—М., Геолгиз.
- Вебер В. Н. 1934. Геологическая карта Средней Азии. Лист VII-6 Исфара, северная половина. Тр. Всес. геол.-разв. объедин. НКТП СССР, вып. 255.
- Вебер В. Н. 1937. Южная Фергана. Геология Узбекской ССР, т. I.
- Вебер В. Н. 1940. К стратиграфии ордовика (нижнего силура) Азиатской части СССР. Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 6.
- Великанов М. А. 1945. Качественный динамический анализ силевого потока. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. IX, № 4.
- Вендланд К. Н. 1938. Геология и петрология Алмалыкского рудного района. Тр. Средне-Азиатск. индустр. ин-та, вып. II.
- Венюков М. 1861. О Памире и верховьях Аму-Дарьи. Зап. Русск. геогр. о-ва, № 2.
- Версильов Н. П. 1904. Золото в Бухаре и Туркестане. Вестн. золотопром., № 11.
- Висневский Я. С., Лебедева Н. И. 1937. Минеральные ресурсы Узбекистана (Справочник). Изд. Ком. наук Узбекск. ССР, Ташкент.
- Вистелиус А. Б. 1940. Вульфенит рудника Кызыл-Кан (Сев. Таджикистан). Уч. зап. Лен. гос. ун-та, № 49, сер. геол.-почв. наук, вып. 9.
- Вифанский К. Н. 1932. Месторождения полезных ископаемых западной части Чаткальских гор. Тр. ГГРУ ВСНХ СССР, вып. 183.
- Вольфсон Ф. И. 1934. К геологии, тектонике и оруденению Северо-восточного Кара-Мазара. ТПЭ 1933 г.
- Вольфсон Ф. И. 1935. Оруденение Северо-Восточного Кара-Мазара. Тр. ТПЭ, вып. 15.
- Вольфсон Ф. И. 1945. Изменение плана деформации в процессе развития структуры Западного Кара-Мазара. Моск. ин-т цветн. металл. и золота. Научн. сессия 18—23 мая 1945 г. (тезисы).
- Воробьев А. А. 1952. О распространении микроэлементов в почвах хлопкового массива Зеравшанской долины. Тр. Средне-Азиат. гос. ун-та, нов. сер., вып. XXX.
- Воронов Ф. И. 1940. Гидрогеологический очерк Таджикистана. Сб. статей по гидрогеологии Средней Азии.
- Востров А. 1931. Горные дороги Таджикистана. Дорога и автомобиль, № 8.
- Вялов О. С. 1934. Заметка о нижнем палеогене Бухары. Докл. АН СССР, № 1.
- Вялов О. С. 1935. О юрских аммонитах с Памира. ТПЭ 1933 г., вып. 22. Геология и палеонтология Юго-Восточного Памира.
- Вялов О. С. 1935. Схема деления третичных отложений Ферганы. Докл. АН СССР, т. II, № 3—4.
- Вялов О. С. 1936. Мел и палеоген Ферганы. Тр. ТПЭ, вып. 47.
- Вялов О. С. 1936а. Бухарский ярус. Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, сер. А, вып. 75.
- Вялов О. С. 1936б. Краткий очерк меловой и третичной истории Ферганы. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 68, вып. 5.
- Вялов О. С. 1937. Заметки о палеогене Таджикской депрессии. Докл. АН СССР, т. 17, № 3.
- Вялов О. С. 1937а. Руководящие устрицы палеогена Ферганы. Ташкент. Изд. Ком. наук Узб. ССР.
- Вялов О. С. 1937б. Мезозойская (Тихоокеанская) складчатость в Азии. Тр. XXII сессии Межд. геол. конгресса, т. 2.
- Вялов О. С. 1939. Стратиграфия палеогена Таджикской депрессии. Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, сер. А, вып. 129.
- Вялов О. С. 1940. Работы в Узбекской ССР, Туркменской ССР и Таджикской ССР (Средняя Азия). Итоги научно-произв. деятельн. Нефт. геол.-разв. ин-та за 1939 г.
- Вялов О. С. 1943. О взаимоотношении Памира и Алая. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2.
- Вялов О. С. 1944. Граница мела и палеогена в Фергане. Докл. АН СССР, т. 42, № 2.
- Гарьковец В. Г. 1941. Некоторые вопросы генетики рудного поля Алтын-Топкана. Научн. раб. каф. полезн. ископ. горного фак. Средне-Азиатск. индустр. ин-та.
- Гебель А. О. 1866. О каталогах Минералогического музея Академии наук, составленных Ломоносовым. Зап. АН, т. VIII, кн. 2.
- Геологическая карта Туркестанского края, составленная в 1881 г. горными инженерами Г. Д. Романовским и И. В. Мушкетовым, преимущественно на основании личных наблюдений, производившихся с 1874 по 1880 год. Масштаб 60 верст в дюйме. Изд. 1884 г.
- Геологическая карта Азиатской России в масштабе 250 верст в дюйме. Изд. Геол. ком., 1922.
- Геологическая карта Туркестана масштаба 1:1 680 000. Изд. Геол. ком., 1925.
- Геологическая карта Центральной и Южной частей Средней Азии масштаба

1:750 000. Изд. Ком. по делам геологии при СНК СССР и Узбекск. фил. АН СССР. 1941.

Геологическая карта. Краткий отчет о работе институтов Главного геол.-развед. управления ВСНХ СССР за 1927—1928 и 1928—1929 гг., 1930.

Герасимов А. П. и Ренгартен В. П. 1934 Южные складчатые цепи Советского Союза и Альпийская система. Доклады в ЦНИГРИ. (Франц. научн. делег. в СССР).

Герасимов И. П. 1933. О почвенном покрове Таджикистана. Проблемы Таджикистана. Тр. I-й конференции по изуч. произв. сил Таджикской ССР, т. 1.

Герасимов И. П. 1937. Основные черты развития современной поверхности Турана. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 25.

Герасимов И. П. и Марков К. К. 1941. Развитие ландшафтов СССР в ледниковый период. Мат. по истории флоры СССР, т. 1.

Гейер И. И. 1901. Путеводитель по Туркестану. Ташкент.

Гецева Р. В. 1937. Геология и петрография р-на р. Такоб. Тр. ТПЭ, вып. 75. Такобское м-ние плавик. шпата.

Гецева Р. В. и Шифрин С. З. 1937. Такобское месторождение. Тр. Всес. научно-иссл. ин-та минер. сырья, вып. 119. Плавиковый шпат в СССР.

Гилярова М. А. 1936а. Гиссарская долина, «Таджикистан», ТПЭ 1933 г., вып. 23.

Гилярова М. А. 1936б. Район пестроцветных низкогорий Юго-Западного Таджикистана. «Таджикистан», ТПЭ 1933, вып. 23.

Глазунов В. С. 1940. Стратиграфия верховьев долины реки Бартанг на Западном Памире. Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 6.

Гнюбкин В. И., Смирнов Н. А. 1935. Химическая характеристика углей Шурабского и Кштут-Зауранского месторождений. Тр. ТПЭ 1933 г., вып. 21.

Голицын Б. Б. 1915. О землетрясении 18 февраля 1911 г. Изв. АН СССР, сер. VI, т. IX, № 11.

Гордиенко В. Е. 1936. Гляциологический и геоморфологический очерк верховьев р. Ягноб. (Зеравшан, верховья Зеравшана и Фандарьи). Тр. Ледников. экспед., вып. III.

Гордиенко Е. Е. и Громов К. М. 1936. Геоморфологические работы 1932 г. в районе ледника Федченко. Тр. Ледников. экспед., вып. I — Памир, Северный Памир и ледник Федченко.

Гориздрэ З. Ф. 1913. Материалы к изучению фауны третичных отложений Туркестана. Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. 37, вып. 5.

Горшков Г. П. 1933. О сейсмичности Таджикистана. Пробл. Таджикистана, Тр. I-й конференции по изуч. произв. сил Тадж. ССР, т. 1.

Горшков Г. П. 1933а. Работы сейсмологического отряда. Тадж. комплексн. экспед. 1932 г.

Горшков Г. П. 1935. Сейсмичность Южного Таджикистана в связи с его тектоникой. Тр. Тадж. комплексн. экспед. 1932 г., вып. 18.

Горшков Г. П. 1936. О сейсмичном районировании Средней Азии. Тр. Сейсмолог. ин-та АН СССР, № 79(6).

Горшков Г. П. 1939. К проблеме строения земного шара. Природа, № 1.

Готшлак И. Ф. 1915. Пескоукрепительные работы в Ходжентском и Ферганском районах. Сб. статей по песчано-овражным работам, вып. 5.

Грабовская О. А. и Татарский В. Б. 1949. Минералогический состав основных почвообразующих пород Вахшской долины и влияние на него процессов сероземного почвообразования. Тр. Тадж. фил. АН СССР, т. XX.

Грабовская О. А. 1949а. Солевые равновесия в сероземных почвах Вахшской долины. Тр. Тадж. фил. АН СССР, т. XX.

Грабовская О. А. 1951. Процесс распыления основных разновидностей солончаков долин Южного Таджикистана. Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, вып. XXXI.

Грабовская О. А. 1951а. Солончаки Южного Таджикистана и возможность возникновения солонцеватости при их рассолении. Докл. АН Тадж. ССР, вып. 1.

Григорьев А. В. 1941. Палеозойские отложения Гиссарского хребта. В кн. Геологическая карта Средней Азии масштаба 1:500 000. Лист J-42-B юго-западная четверть (Оби-Гарм).

Григорьев А. В. 1943. О формах альпийской тектоники в Гиссарском хребте. Изв. Тадж. фил. АН СССР, вып. 2.

Григорьев А. В. 1946. О тектонических структурах и особенностях геологического развития Алая и Памира. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 11.

Грум-Гржимайло Г. Е. 1884. Краткий отчет о результатах экспедиции в Приалайские страны. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 20, вып. 6.

- Грум-Гржимайло Г. Е. 1886. Очерк Памирских стран. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 22, вып. 2.
- Губин И. Е. 1934. Геологопоисковый отряд № 13. ТПЭ, 1933 г.
- Губин И. Е. 1940. Геологическая граница между Памиром и Алаем. Госгеол-издат.
- Губин И. Е. 1943. Памир и сопредельные страны. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2.
- Губин И. Е. 1943а. Геологическая карта Вахшского гребня и хребта Сурхку. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2.
- Губин И. Е. 1943б. О некоторых чертах геологического строения Южного Таджикистана. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2.
- Губин И. Е. 1943в. Гармское землетрясение 1941 г. Сталинабад. Изд. Тадж. фил. АН СССР.
- Губин И. Е. 1944. Новые месторождения соли и гипса в Восточном Таджикистане. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 4, геология.
- Губин И. Е. 1947. Тектоника и распределение эпицентров разрушительных землетрясений в Таджикистане. Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, вып. 1.
- Губин И. Е. 1949. Геолого-тектонический очерк Гармского района. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 8(135).
- Губин И. Е. 1949а. Землетрясение в Гармской области. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 8(135).
- Губин И. Е. 1950. Сеймотектонический метод сейсмического районирования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 13(140).
- Губин И. Е. 1954. О некоторых вопросах сейсмического районирования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 25(152).
- Губин И. Е. 1955. В защиту сеймотектонического метода сейсмического районирования. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2.
- Губин И. Е. 1955а. О глубинном геологическом строении территории Гармской области. Бюлл. Моск. об-ва испытат. природы, отд. геол., т. XXX, вып. 4.
- Гудалин Г. П. 1932. Свинцово-цинковые месторождения г. Такели. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. 51, вып. 26.
- Гумарова М. Х. 1941. Основные задачи изучения условий локализации и структурных типов рудных тел полиметаллических месторождений Кансайской группы. Научн. раб. кафедры полезн. ископ. Средне-Азиатск. индустр. ин-та.
- Гумбольдт А. 1915. Центральная Азия. Перев. с франц. П. И. Бороздича под ред. Д. Н. Анучина, т. 1.
- Дейнека О. И., Корф Д. М. 1939. Камыш-Курганские соляные месторождения. Бюлл. ин-та галургии, № 6—7.
- Дзенс-Литовский А. И. 1936. Соляные «столбы» и «грибы» Кулябских соляных куполов. Природа, № 3.
- Дзенс-Литовский А. И. 1941. Караканская соляная долина. Природа, № 1.
- Дзенс-Литовский А. И., Бергман А. Г. 1935. Соляные купола Юго-Западного Таджикистана. ТПЭ 1934 г.
- Дингельштедт Н. Н. 1933. Коренные месторождения южного склона Заалайского хребта. (Работы по золоту). Тадж. комплексн. экспед. 1932 г.
- Дингельштедт Н. Н. 1933а. К геологии и полезным ископаемым южного склона Заалайского хребта. Информ. научно-техн. бюлл. ЦНИГРИ, № 3—4.
- Дингельштедт Н. Н. 1934. О геологии и рудообразовании Сауксайского золотосносного района на Северном Памире. Тр. Тадж. комплексной экспед. 1932 г., вып. 1.
- Дингельштедт Н. Н. 1934а. Геологопоисковые исследования на Восточном Памире. ТПЭ 1933 г.
- Дингельштедт Н. Н. 1936. Геологический очерк Северо-Каракульского района на Восточном Памире. Тр. ТПЭ 1933 г., вып. 33.
- Додин А. Л. 1939. Геологическое строение и полезные ископаемые Кургантюбинского и Кировабаского р-нов Таджикской ССР. Разв. недр, № 12.
- Домарев С. Н. 1942. Гидрогеологическое районирование Вахшской долины. Изв. Геол. Ин-та Тадж. фил. АН СССР.
- Домрачев П. Ф. 1931. Гидрогеологические исследования оз. Искандер-Куль летом 1931 г. Изв. гос. Гидролог. ин-та, № 35.
- Дубров А. Г. 1935. Геология и оруденение Пангазского участка в Северо-Восточном Кара-Мазаре. ТПЭ, вып. 15.
- Дуткевич Г. А. 1934. Геологические исследования в бассейне Мургаба и Аличура. ТПЭ 1933 г.
- Дуткевич Г. А. и Хабаков А. В. 1934. Пермские отложения Восточного Памира и палеогеография верхнего палеозоя. Тр. Тадж. комплексн. экспед. 1932 г., вып. 8.

- Дуткевич Г. А. 1935. Условия находки пермских аммоней на Восточном Памире и значение этой находки для корреляции пермских разрезов Европы и Азии. Тр. ТПЭ 1933 г., вып. 31. Фауна верхнего палеозоя Вост. Памира.
- Дуткевич Г. А. 1935а. Геологические исследования в Шоркуль-Мынхаджирском районе на Восточном Памире в 1933 г. Тр. ТПЭ 1933 г., вып. 36.
- Дуткевич Г. А. и Калмыкова М. А., 1935. Хр. Базар-Дара. (Краткий очерк геологии хребта). ТПЭ 1934 г.
- Дуткевич Г. А. и Калмыкова М. А. 1936. Восточная часть хр. Базар-Дара. (Геология и геоморфология). Тр. ТПЭ 1934 г., вып. 48.
- Дуткевич Г. А. 1936. Основные черты строения верхнепалеозойских отложений Восточного Памира. Научн. итоги ТПЭ.
- Дуткевич Г. А., Калмыкова М. А. 1937. Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя Северного Памира и Дарваза. ТПЭ. 1935 г.
- Дуткевич Г. А. 1937. Пермские отложения Средней Азии. Пробл. сов. геол., т. VII, № 7.
- Дюгаев И. В. 1934. Геологическая история Кара-Мазара и характеристика его рудоносности. Сб. Кара-Мазар.
- Дюгаев И. В. 1935. Материалы к петрографии Кара-Мазара. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. IV.
- Егорова В. К. 1940. Леллингит из мышьяковых месторождений южного склона Гиссарского хребта (Таджикск. ССР). Сов. геол., № 12.
- Еремеев П. В. Кристаллы кварцового камня из Бухарского ханства. Зап. СПб. Минер. об-ва, 2 сер., т. 18.
- Ермаков Н. П. и Князев П. И. 1935. Пасруд-Ягнобское месторождение ископаемых углей и горящие копи горы Кан-Таг. Тр. ТПЭ вып. 12 (К геологии каменноугольных месторождений Таджикистана).
- Ермаков Н. П. 1937. Тавасат и Магиан. Каменноугольные месторождения Центрального Таджикистана. ТПЭ 1935 г.
- Ермаков Н. П. 1940. Геология и полиметаллическое рудопроявление Западного Дарваза. Геол. и полезн. ископ. Средней Азии. Итоги Средне-Азиатск. экспед. за 1937 г.
- Ермаков Н. П. 1940а. Каустобиолиты Западного Дарваза. Геол. и полезн. ископ. Средней Азии. Итоги Средне-Азиатск. экспед. за 1937 г.
- Ермаков Н. П. 1944. Температуры образования месторождений оптических минералов Средней Азии. Сов. геол., № 1.
- Ермаков Н. П. 1944а. Определение температур образования гидротермальных минералов исследованием жидких включений. Докл. АН СССР, т. 19, № 5.
- Ермаков Н. П. 1945. Геологические условия формирования месторождений исландского шпата Средней Азии. Зап. Всеросс. Минер. об-ва, ч. 74, вып. I.
- Жерденко А. К. 1933. Месторождения Язгулема, Бартава и Кудары. Тадж. комплексн. экспед. 1932 г.
- Жирмунский А. 1925. К вопросу о происхождении Туркестанского лёсса. Бюлл. Моск. об-ва испытат. природы, отд. геол., т. III, вып. 3—4.
- Жонголович И. Д. 1933. Геодезический отряд на Памире. Тадж. комплексная экспед. 1932 г.
- Жонголович И. Д. 1934. Магнитная съемка на Памире. Тр. Тадж. комплексн. экспед. 1932 г., вып. 6.
- Журавко-Покорский П. 1895. Очерк современного состояния золотопромышленности в Бухарском ханстве. Горнозаводский листок, т. VIII, № 8.
- Жуков М. М. 1945. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. Пробл. Зап. Казахстана, т. II.
- Забиров Р. Д. 1955. Оледенение Памира, Географгиз.
- Заварицкий А. Н. 1947. Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Заметка о каменном угле в верховьях Зеравшана. Турк. вед. 1880, №№ 42, 44 и 47.
- Заметка о Когистанском бурогольном бассейне. Турк. вед., 1881, № 33.
- Заметка о Кштутских каменноугольных копях. Турк. вед., 1907, №№ 178, 179, 185, 198.
- Затуловский Д. М. 1948. На ледниках и вершинах Средней Азии. Географгиз.
- Захаревич В. А. 1939. К вопросу бокситоносности палеозоя и нижнего мезозоя в Южном Узбекистане. Ташкент. Ком. наук Узбекск. ССР
- Захаров С. А. 1943. О широтных сдвигах в южных предгорьях Гиссарского хребта. Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, вып. 5.
- Захаров С. А. и Бахарев А. М. 1953. Метеоритный кратер на Восточном Памире. Докл. АН Тадж. ССР, вып. 6.

- Захаров С. А. 1953. Изменение геотектонического режима Таджикской депрессии перед палеогеном. Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж. ССР, № 3.
- Захаров С. А. 1955. Проявление современной складчатости в Таджикской депрессии. Бюлл. Моск. об-ва испытат. природы, отд. геол., вып. I.
- Захаров С. А. 1956. Распределение по вертикали тектонических напряжений в Таджикской депрессии. Тр. АН Тадж. ССР, т. LVIII, г. Сталинабад.
- Здорик Б. М. 1930. Таджикистанский фосфоритоносный район. Удобрение и урожай, № 6.
- Здорик Б. М. 1932. Геологические исследования фосфоритовых залежей Курган-Тюбинского района Таджикской ССР. Аграрные руды СССР, т. I, ч. 2.
- Золото в Бухаре. 1899. Вестн. золотопром. и горного дела, т. VIII, № 6, 1899.
- Иванов Д. Л. 1881. Геологическая экспедиция на Зеравшанский ледник в 1880 г.
- Иванов Д. Л. 1881а. Кштутское месторождение каменного угля. Турк. вед.
- Иванов Д. Л. 1883 (1884). Памирские экспедиции 1883 г. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 19.
- Иванов Д. Л. 1885. Путешествие на Памир. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 20.
- Иванов Д. Л. 1885а. Орографический очерк Памира. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 20.
- Иванов Д. Л. 1885б. Шугнан. Афганские очерки. Вестн. Европы, т. 4, № 6—7.
- Иванов Д. Л. 1880. Краткий отчет о геологических исследованиях на Памире. (С геол. картой и таблицей высот). Зап. СПб. Минер. о-ва, II сер., с. 22.
- Иванов Д. Л. 1886. Что называть Памиром? Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 21.
- Иванов Д. Л. 1915. К статье Н. П. Петровского о Зеравшанском леднике. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 51.
- Иванов Д. Л. 1915а. Происхождение лёсса. Заметка по поводу статьи И. К. Вислоуха. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 51, вып. 2.
- Иванов П. П. 1932. К истории развития горного промысла в Средней Азии. Краткий исторический очерк.
- Иванова Е. Н. 1940. О некоторых видах пелелипод верхнего палеогена Таджикской депрессии. Тр. Нефт. геологоразв. ин-та, нов. сер., вып. 12.
- Иванова Т. Н. 1933. Пересечение Гиссарского хребта. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Иванова Т. Н. 1934. Работы Пенджикентского поисково-геохимического отряда (отряд № 7). ТПЭ 1933 г.
- Иванова Т. Н. 1934а. Геология и металлогения Зеравшано-Гиссарской системы. Тр. Таджикск. комплексн. экспед. 1932, вып. 5.
- Иванова Т. Н. 1935. К геологии, тектонике и металлогении Шинк-Магианского района, Тр. ТПЭ 1933 г., вып. 29.
- Иванова Т. Н., Гаврилова В. Н., Унксов В. А., 1940. Интрузии северо-западной части Зеравшано-Гиссарской горной системы. Геол. и полезн. ископ. Зеравшано-Гиссарской горн. системы (Таджикистан).
- Ивановский С. Р. 1934. Проблема висмута. ТПЭ 1933 г.
- Ивашенцов А. Г. 1941. Майхуринское оловянно-вольфрамовое месторождение. Сов. геол., № 5.
- Ивашенцов А. Г. 1946. Оловянно-вольфрамовое оруденение в скарнах района истоков р. Варзоб. Сов. геол., № 14—15.
- Иконников М. Ф. и Кравченко Л. Л. 1937. Геология и рудные месторождения бассейна р. Маргузор (Зеравшанский хребет). ТПЭ 1935 г.
- Иконников Н. Ф. 1952. К истории формирования рельефа в бассейне р. Исфара. Тр. Ин-та геол. наук АН Узб. ССР, вып. 8.
- Ильин С. И. 1937. Равнинные пространства юго-западного Узбекистана. Геология Узбекской ССР, т. II.
- Ильин С. И. 1940. К вопросу об условиях образования нефти в Средней Азии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Ильин С. И. 1941. Минеральные источники Аанг-Хок. Уч. зап. Сталинаб. педагог. ин-та, т. II.
- Ильин С. И. 1943. Проблемы нефтеносности Средней Азии. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2.
- Ильин С. И. 1944. О генезисе нефти в Средней Азии и методика геологоразведочных работ. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 4. 1944.
- Инструкция по проектированию гражданских и промышленных сооружений, возводимых в сейсмических районах. Утв. НКС СССР 20/X 1939 г. Стройиздат НКС, 1940.
- Инструкция по проектированию и строительству зданий и сооружений, возводимых в сейсмических районах в условиях военного времени. Утв. НКС СССР 28/VII 1943 г. Стройиздат НКС, 1943.

- Ионин Н. В. 1933. Хр. Базар-Дара (Центральный Памир). Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Ионин Н. В. 1934. Геология и полезные ископаемые Базар-Дарьинского хребта. Тр. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г., вып. 5.
- Ионин Н. В. и Стулов Н. Н. 1937. Месторождение оловянного камня р. Карасу (Гиссарский хребет). ТПЭ 1935 г.
- Казаков В. А. 1935. Геологический очерк фосфоритных фаций Средней Азии. Минер. богатства Средней Азии.
- Калайтен М. Г. 1944. Материалы к петрографии и минералогии скарнов южного склона Гиссарского хребта. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 4.
- Каленов А. Д. 1939. Геология и рудоносность района висмутовых месторождений Восточного Кара-Мазара. Месторождения редких и малых металлов СССР, вып. 1.
- Каленов А. Д., Морозов Н. Д., Шаскольский В. П. 1935. Висмутовые месторождения Восточного Кара-Мазара. Рудные месторождения Кара-Мазара.
- Калесник С. В. 1936. Геологические наблюдения в бассейнах Ак-Су и Туполанга. Тр. ТПЭ, вып. 40.
- Калесник С. В. 1937. Горные ледниковые районы СССР. Гидрометеоздат.
- Калиненко В. О. 1934. К вопросу о происхождении селитры на Памире. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г., вып. 3. Геология Памира.
- Калицкий К. П. 1914. Нефтяные месторождения Ферганы. Изв. Геол. ком., т. 33.
- Калицкий К. П. 1918. Нефтяное месторождение Сель-Рохо (Ферганская область). Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 167.
- Калицкий К. П. 1936. Об условиях залегания нефти в Ферганском хребте. Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, сер. А, вып. 73.
- Караулов Н. А. 1933. Гидроэнергетические ресурсы Таджикской ССР. Пробл. Таджикистана. Тр. I конфер. по изуч. произв. сил Тадж. ССР, т. I.
- Караулов Н. А. 1934. Энергетические ресурсы Центрального и Восточного Таджикистана. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Караулов Н. А. 1934. Гидроэнергетические ресурсы Северного и Западного Таджикистана. ТПЭ 1933 г.
- Карпинский А. П. 1883. О присутствии переходных карбоно-пермских слоев в Дарвазе в Средней Азии. Тр. СПб о-ва естествоиспыт., т. XIII, вып. 2.
- Карпинский А. П. 1900. О коллекции минералов и горных пород из Гиссарского хребта. Зап. СПб. Минер. о-ва, 2 сер., ч. 38, протоколы.
- Карпова Е. Д. 1943. К вопросу о возрасте магнетитовых месторождений Кара-Мазара. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2.
- Карпова Е. Д. 1943а. К геологии и рудоносности Алтын-Топканской известковой гряды в Кара-Мазаре. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2.
- Карпова Е. Д. 1944. Новые данные по геологии и рудоносным скарнам Западного Кара-Мазара. Тр. Тадж. фил. АН СССР, т. 16.
- Карпова Е. Д. 1944а. К стратиграфии и тектонике юго-западного Кара-Мазара. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 4.
- Карпова Е. Д. 1948. Некоторые вопросы геологии Кара-Мазара и Могол-Тау в свете новых данных. Сов. геол., № 4.
- Карпова Е. Д. 1948а. Новые данные по геологии Кара-Мазара и Могол-Тау. Сов. геол., сб. 34.
- Карпова Е. Д. 1953а. К металлогении северной части варисского складчатого пояса Тянь-Шаня. Сб. мат. по эндогенной металлогении Сов. Союза.
- Карпова Е. Д. 1953б. Основные черты варисской металлогении Тянь-Шаня в связи с историей его развития. Сов. геол., сб. 2. Вопросы региональной металлогении.
- Карстенс Э. Э. 1938. Термы Таджикистана. Термы и газы Тянь-Шаня.
- Карта важнейших месторождений полезных ископаемых Азиатской России. Сост. Геол. ком. Изд. 2-е, 1924 г. М-б 250 в. в дюйме. Приложение: Указатель к Карте важнейших м-ний полезных ископаемых Азиатской России, сост. Геол. ком. Изд. 2-е, 1924.
- Кассин Н. Г. 1941. Восточный Казахстан, ч. I. Геол. описание. Геология СССР, т. 20.
- Каткова Н. С. 1933. Граниты Кудары. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Киреев И. А. 1933. Гидрогеологические изыскания в долине Зеравшана. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Киреев И. А. 1934. Гидрогеологические исследования в бассейне Зеравшана. ТПЭ 1933 г.
- Киреев И. А. 1936. Общее описание работ Зеравшанской экспедиции (Зеравшан, верховье Зеравшана и Фандарьи), Тр. Ледников. экспед., вып. III.

- Клер М. О. 1908. Неоцератиты из Восточной Бухары. Тр. Геол. Музея им. Петра Великого, т. II.
- Климатологический справочник СССР по Туркменской, Узбекской и Киргизской ССР, вып. 19. Ташкент, Упр. Гидромет. службы, 1949
- Клунников С. И. 1931. Геологические исследования в Магиан-Фарабском районе летом 1930 г. Изв. Всес. геологоразв. объедин., т. 50, вып. 68.
- Клунников С. И. 1933. Аличур и Гунт (Юго-Западный Памир). Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Клунников С. И. 1934. Геологические исследования в Южном Памире ТПЭ 1933 г.
- Клунников С. И. 1934а. Распространение третичных континентальных толщ на Южном Памире. Тр. ТПЭ 1932 г., вып. 3.
- Клунников С. И. 1935. Метаморфические толщи Южного Памира. ТПЭ 1934 г.
- Клунников С. И. 1935а. Юго-восточный Памир. ТПЭ 1934 г.
- Клунников С. И. 1936. О явлениях, связанных с вечной мерзлотой грунта на Памире. Тр. ТПЭ 1934 г., вып. 54. Матер. по геол. и геоморфологии Памира.
- Клунников С. И., Недзвецкий А. П. и Виноградов П. Д. 1936а. Геологическое строение юго-восточного Памира. Тр. ТПЭ 1934 г., вып. 64.
- Клунников С. И. и Попов А. И. 1936б. Метаморфическая толща Юго-Западного Памира. Тр. ТПЭ 1934 г., вып. 69.
- Клунников С. И. 1937. Юго-западный Памир. Хорогский район. ТПЭ 1935 г.
- Клунников С. И. 1937а. Юго-Западный Памир. Последние географические открытия. Тр. ТПЭ, вып. 99.
- Клунников С. И. 1937б. Западная часть Зеравшанского и Гиссарского хребтов. Геология Узбекской ССР, т. II.
- Клунников С. И. 1943. Проблемы тектоники Памира, Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2.
- Кобозев А. С. 1934. Инженерно-геологические исследования в районе р. Вахш. ТПЭ 1933 г.
- Колов С. Н. 1927. Геологический очерк Самгарского района. Вестн. ирриг. № 4
- Коновалов К. Н. 1936. Краткий отчет о работе на Зеравшанском леднике в 1932 г. (Зеравшан, Верховье Зеравшана и Фандарьи). Тр. Ледников. экспед. вып. III.
- Корвацкий В. 1927. Коренные месторождения золота Туркестана. Минер. сырье и его перераб., № 5/6.
- Корженевский Н. Л. 1904. Отчет о поездке в долину Мук-Су. Ежегодн. Русск. горн. о-ва, кн. 4.
- Корженевский Н. Л. 1905. По р. Мук-Су. От Памира до Каратегина. Ежегодн. Русск. горн. о-ва, кн. 5.
- Корженевский Н. Л. 1906. Поездка на Памир, Вахан и Шугнан в 1903 г. Тр. о-ва землевед. при СПб. ун-те, т. I.
- Корженевский Н. Л. 1909. Очерк Памира. Тр. о-ва землевед. при СПб. ун-те, т. 2.
- Корженевский Н. Л. 1913—1914. Горы Петра Великого. Поездка к леднику Федченко (Сель-Дара) и Мушкетова (Кара-Сель). Тр. о-ва землевед. при СПб. ун-те, т. 3.
- Корженевский Н. Л. 1914. Заметка о поздке на оз. Искандер-Куль. Изв. Турк. отд. Русск. геогр. о-ва, т. 10, вып. I.
- Корженевский Н. Л. 1914. В горах Петра Великого. Тр. о-ва землевед. при СПб. ун-те, т. 3.
- Корженевский Н. Л. 1922. Некоторые данные о состоянии ледников Федченко (Сель-Дара) и Мушкетова (Кара-Сель) 1914 г. Изв. Турк. отд. Русск. геогр. о-ва, т. 15.
- Корженевский Н. Л. 1921. Ледник Федченко (Сель-Дара) и Мушкетова (Кара-Сель) в мае 1914 г. Военная мысль, № 1.
- Корженевский Н. Л. 1922. Физико-географический очерк Таджикистана. Ташкент.
- Корженевский Н. Л. 1924. Предварительный отчет об осмотре ледников в верховьях р. Мук-Су летом 1924 г. Изв. Турк. отд. Русск. геогр. о-ва, т. 17.
- Корженевский Н. Л. 1924а. Краткий отчет о поездке на Памир летом 1923 г. Изв. Турк. отд. Русск. геогр. о-ва, т. 22.
- Корженевский Н. Л. 1924б. Из наблюдений на Памире летом 1923 г., Вестн. ирриг., № 1.
- Корженевский Н. Л. 1924в. Результаты осмотра ледников в верховьях Мук-Су летом 1924 г. Вестн. ирриг. № 9.

- Корженевский Н. Л. 1924. Опыт подсчета площади оледенения гор Туркестана. Вестн. ирриг., № 6.
- Корженевский Н. Л. 1925. Устройство поверхности Таджикистана. Краткий орогидрографический очерк. Таджикистан. Сб. статей.
- Корженевский Н. Л. 1925. Физико-географический очерк Средней Азии. Ташкент ГИЗ Узб. ССР.
- Корженевский Н. Л. 1926. Краткий отчет о поездке на Памир летом 1926 г. Изв. Турк. отд. Русск. геогр. о-ва, т. 17.
- Корженевский Н. Л. 1926а. Истоки р. Танымас. Ташкент. Востказгосиздат.
- Корженевский Н. Л. 1926б. Озеро Кара-Куль. (Материалы к лимнологии Памира). Вестн. ирриг., № 7.
- Корженевский Н. Л. 1927. Мук-Су и ее ледники. Тр. Гидрометеор. отд. Средне-Азиат. метеорол. ин-та. Мат. по изуч. оледенения гор Средней Азии под ред. Л. К. Давыдова, т. I, вып. I.
- Корженевский Н. Л. 1928. Оз. Яшиль-Куль. О-во по изуч. Таджикистана и иранских народностей за его пределами, т. I.
- Корженевский Н. Л. 1928а. К вопросу о морфологических типах ледников Средней Азии и возможной их классификации. Ташкент. Гос. тип.-лит.
- Корженевский Н. Л. 1930. Каталог ледников Средней Азии. Ташкент. Гос. тип.-лит.
- Корженевский Н. Л. 1930а. Алайская долина. Тр. Памирск. эксп. 1928 г. вып. III. География и геодезия.
- Корженевский Н. Л. 1936. Оз. Кара-Куль. (Физико-географический очерк). Тр. ТПУЭ 1934 г., вып. 42.
- Королев А. В. 1929. Постэоценовые движения по юго-западной окраине гор Кара-Мазара. Изв. Геол. ком., т. 48, № 6.
- Королев А. В. 1931. Общий очерк Кара-Мазара. Комм. Вост., 10.
- Королев А. В. 1931а. О результатах разведочных работ Средазгеолразведки на полиметаллы за 1931 г. Тр. IV Всес. геол. конфер. по цветн. мет., вып. III. Полиметаллы.
- Королев А. В. 1932. Полиметаллическое месторождение Учкатлы-Мискан. За недра Сред. Азии, № 1.
- Королев А. В. 1933. Кармазарский рудный район. Мат. 1-го Кармазарского съезда по цветн. и редк. металлам. Сталинабад—Ходжент.
- Королев А. В. 1934. Месторождения медистых песчаников Науката и некоторые другие месторождения меди в Средней Азии. Москва. Горгеолнефтегазразведка.
- Корольков В. Я. 1913. Каратагское землетрясение 8 октября 1907 г. Изв. Турк. отд. Русск. Геогр. о-ва, т. 9.
- Коростин П. В. 1939. Оптический барит у оз. Маргузор. Сов. геол., т. IX, № 9.
- Костенко Л. Ф. 1876. Экспедиция в Алайские горы. Русский инвалид, № 239.
- Костенко И. П. 1953. Новейшая история юго-западного окончания Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. Тр. Всес. рабоч. совещ. по итогам изуч. четверт. периода в г. Ташкенте в 1948 г.
- Косяков П. Е. 1884. Путевые заметки по Каратегину и Дарвазу в 1882 г. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 20, отд. 2.
- Кравченко Л. Л. 1937. Геология и оруденение верховьев р. Зеравшан. Тр. ТПУЭ 1934 г., вып. 68.
- Крафт 1912. Описание Восточно-Бухарского золотоносного района. Перев. горн. инж. Журавко-Покорского. Бухара.
- Криштофович А. Н. и Хлапонин А. 1925. Дмитрий Львович Иванов. Изв. Геол. ком., т. 44, № 8.
- Криштофович А. Н. 1927. Следы древнедевонской флоры на Урале, в Туркестане и в Сибири. Изв. Геол. ком. т. 46, № 4.
- Криштофович А. Н. 1930. Основные черты развития третичной флоры Азии. Изв. Главн. Ботан. сада, т. 29.
- Криштофович А. Н. 1933. Ангарская свита. Байкальский отдел. Тр. Всес. геологоразвед. объединения НКТП СССР, вып. 326. 1933.
- Криштофович А. Н. 1937. Ботанико-географическая и климатическая зональность в конце палеозойской эры. Природа, № 2.
- Криштофович А. Н. 1940. Цветок из меловых отложений Ферганы. Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 4.
- Криштофович А. Н. 1941. Материалы к третичной и верхнемеловой флоре Средней Азии. Ботан. журн. СССР, т. XXVI. № 2—3.

- Кудрин С. А. и Розанов А. Н. 1939. Погребенные торфяно-болотные почвы в предгорьях Могол-Тау (Таджикистан). Почвоведение, № 2.
- Кудрявцев Н. А. 1927. Отчет о работах в Восточной Бухаре. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. за 1926—1927 г.
- Кудрявцев Н. А. 1928. Заметка о распространении юрских отложений в Восточной Бухаре. Вестн. Геол. ком., т. 3, № 6.
- Кудрявцев Н. А. 1932. Геологическое строение южного склона Гиссарского хребта в районе г. Каратаг. Тр. Нефт. геологоразвед. ин-та сер. А, вып. 23.
- Кудрявцев Н. А. 1935. Нефтяные месторождения Средней Азии. Минер. богатства Средней Азии.
- Кузичкина Ю. М. и Николаева А. Ф. 1941. Петрографический и спорный состав пласта угля Ташкутанского месторождения. Геология Ср. Азии, вып. 1.
- Куликов И. Г. 1935. Явления деформации лессовидных грунтов на левом берегу р. Вахш в Кургантюбинском и Джиликкульском районах. Мат. по гидрогеологии Узбекистана, вып. 15.
- Кульжинская-Воронец Н. С. 1930. О некоторых нижнемеловых аммонитах из Западной Бухары. Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. 49, № 8.
- Кульжинская-Воронец Н. С. 1935. О присутствии *Spiriferas* на Памире. Тр. ТПЭ 1933, вып. 22. К геологии и палеонтологии Юго-Вост. Памира.
- Кульчицкий А. М. 1924. Гидрогеологические исследования в Сыр-Дарьинской, Ферганской и Самаркандской областях. Вестн. ирриг., № 10.
- Кухтиков М. М. 1956. Тектоническая зональность и некоторые вопросы магматической геологии южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань). Тр. АН Тадж. ССР, т. LVIII, г. Сталинабад.
- Кушакевич А. А. 1871. Сведения о Ходжентском уезде. Зап. Русск. Геогр. о-ва по общей геогр., т. 4.
- Лабунцов А. Н. 1929. Поездка в Афганистан в конце 1928 г. Природа, № 4.
- Лабунцов А. Н. 1930. Геолого-минералогические исследования на Западном Памире и в провинции Бадахшан в Афганистане в 1928 г. Тр. Памирск. экспед. 1928 г., вып. 4.
- Лазов В. С. и Вебер В. Н. 1925. Свинцовые месторождения Туркестана. Изв. Геол. ком., т. 44, № 1, прилож. № 5.
- Ланге О. К. 1922. Современное состояние Усойского завала. Изв. Средне-Азиатск. отд. Геогр. о-ва, т. 19.
- Ланге О. К. 1926. Экспедиция по обследованию Усойского завала и Сарезского озера. Нар. хоз. Средней Азии. № 10.
- Ланге О. К. 1934. Подземные воды Средней Азии и необходимость их комплексного изучения. Исслед. подземн. вод СССР, вып. 5.
- Ларченко А. П. 1940. Парвинское месторождение оптического барита. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. XX.
- Лебедев Н. 1902. Роль кораллов в девонских отложениях России. Тр. геол. ком., т. XVII, № 2.
- Левен Я. А. 1939. Исландский шпат в горах Зеравшанского хребта. Тр. Узбекск. гос. ун-та, т. XIII, вып. 4.
- Левен Я. А. 1940. Исландский шпат в Зеравшанском хребте. Геол. и полезн. ископ. Зеравшано-Гиссарской горн. системы (Таджикистан).
- Левен Я. А. 1940а. Пещеры верховья реки Магиан. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 72, вып. 2.
- Левен Я. А. 1954. Стратиграфическое положение верхнесилурийских отложений горы Даурич. Тр. Узбекск. гос. ун-та, нов. сер., вып. 53.
- Левен Я. А. 1954а. Девон горы Хазрет-Султан. Тр. Узбекск. гос. ун-та, нов. сер., вып. 53.
- Левина Е. Ф. 1928. Граптолиты из Ак-Теньги в Туркестанском хребте. Тр. Средне-Азиатск. гос. ун-та, сер. 7-а, вып. 5.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1915. Несколько мыслей о дифференциации и о природе магмы. Отг. из Изв. Петрогр. политехн. ин-та, т. 23.
- Левицкий С. И. 1935. Геологическое строение каменноугольных месторождений Южно-Гиссарской группы в Таджикистане. Тр. Памирск. экспед., вып. 12. К геологии каменноугольных м-ний Таджикистана.
- Леонов Г. Б. 1877. Отчет по исследованию соляных источников и коренных месторождений в Аму-Дарьинском отделе и Ферганской обл. Горн. журнал. № 3.
- Леонов Г. Б. 1898. Землетрясение в Туркестанском крае 5 сентября 1897 г. Изв. Турк. отд. Русск. Геогр. о-ва, т. I, вып. I.
- Леонов Г. Б. 1918. Туркестанский край. Положение горной промышленности в крае и соображения о мерах к ее поднятию. Изв. Горн. отд. ВСНХ, № 2—3.
- Леонов Г. Б. 1918а. Благородные металлы в Туркменском крае и их добыча.

- Изв. Турк. отд. Русск. Геогр. о-ва, т. XIV, вып. I.
- Либрович Л. С. 1921. К геологии Северной Персии. Геол. вестн., т. IV.
- Липский В. И. 1898. Ледник Галагана в Каратегине. Киев.
- Липский В. И. 1902—1905. Горная Бухара. Результаты трехлетних путешествий в Среднюю Азию в 1896, 1897 и 1899 гг. ч. I—III.
- Липский В. И. 1897. Гиссарская экспедиция 1896 г. Предварительный отчет.
- Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 33.
- Липский В. И. 1898. Хр. Петра Великого и его ледники. Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 34.
- Липский В. И. 1899. Ледниковые области Арзынга, Мазара и Мука. Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 35.
- Личков Б. Л. 1944. К вопросу о климатах прошлого земли и ископаемых пустынях. (О проблеме генезиса континентальных красноцветных пород неогена Средней Азии). Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 4.
- Личков Б. Л. 1946. Изменение рельефа и эволюция почвенно-иловых образований суши и моря в истории земли. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 11.
- Личков Б. Л. 1948. Денудационные поверхности и структура в горных возвышенностях Таджикистана. Сообщ. Таджикск. фил. АН СССР, вып. VIII.
- Личков Б. Л. 1945а. Современный литогенез на материковых равнинах. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. 9, № 5—6.
- Личков Б. Л. 1952. О так называемом доюрском пенеплене Тянь-Шаня и Памиро-Алая. Географ. сборн., т. I. Геоморфология и палеогеография.
- Логвинов А. П., Магакьян И. Г., Шифрин С. З. 1938. Оптический барит в Зеравшанском районе. Минер. сырьё, № 2.
- Логвинов А. П. 1940. Оптический флюорит в Зеравшанском хребте. Геол. и полезн. ископ. Зеравшано-Гиссарской горн. системы (Таджикистан).
- Лодочников В. Н. 1936. Серпентин и серпентиниты. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38.
- Лукашев К. И. 1934. Элементы генетического грунтоведения. 1934.
- Луппов Н. П. 1934. Бабатагская партия № 11. ТПЭ 1933 г.
- Луппов Н. П. 1938. К палеогеографии Среднеазиатской части СССР в нижне-меловую эпоху. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Луппов Н. П. 1948. О генезисе Сарыкамышской впадины. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 80, вып. 2.
- Лурье М. Л. 1933. Вулканизм и магматические породы. Геология Узбекской ССР, т. III.
- Магакьян И. Г. 1937. Шеелит в олово-мышьяковых и мышьяковых месторождениях Зеравшанского хребта (Таджикская ССР). Пробл. сов. геол., т. VII, № 3.
- Магакьян И. Г. и Стулов Н. Н. 1938. О вулканизме и металлогении Зеравшано-Гиссарской горной области. Сов. геол., т. VIII, № 6.
- Магакьян И. Г. 1939. К минералогии и генезису скарновых зон Зеравшанского хребта. Зап. Всерос. Минер. о-ва, 2 сер. ч. 68, № 2.
- Магакьян И. Г. и Егорова В. К. 1940. Оловоносность в западной части Зеравшано-Гиссарской области. Геол. и полезн. ископ. Средней Азии. Итоги Средне-Азиатск. экспед. 1937 г.
- Магакьян И. Г. 1940. Минералогия, геохимия и генезис скарновых зон Зеравшанского хребта. Геол. и полезн. ископ. Зеравшано-Гиссарской горной системы.
- Магакьян И. Г. 1941. Металлоносность скарновых зон Зеравшано-Гиссарской горной области. Изв. АН СССР, сер. геол. № 2.
- Магакьян И. Г. 1941а. Вольфрамовые и мышьяковые месторождения р. Варзоб. Сов. геол., № 2.
- Маев Н. А. 1876. Географический очерк Гиссарского края и Кулябского бекства. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 12, отд. 2.
- Маев Н. А. 1879. Рекогносцировка горных путей в Бухарском ханстве. Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 15.
- Маев Н. А. 1879а. Очерки Бухарского ханства. Мат. для статистики Туркестанского края.
- Маев Н. А. 1881. Долины Вахша и Кафирнигана. Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 17.
- Макеев П. С. 1933. О вершине Гармо. Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 65, № 3.
- Максимов П. М. 1937. Такфонское месторождение. ТПЭ 1935 г.
- Малиновский Ф. М. 1935. Вольфрамит в Средней Азии. Редкие металлы, № 4.
- Марков К. К. 1934. О полигональных (ячеистых) образованиях Северного Памира. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 66, вып. 3.
- Марков К. К. 1934а. Главнейшие задачи геоморфологического изучения Памира. Вестн. АН СССР, № 9.

- Марков К. К. 1935. Сравнение древнеледниковых ландшафтов Северной Европы и современных ледниковых ландшафтов Северного Памира. Пробл. физ. геогр., т. II.
- Марков К. К. 1935а. Геоморфологический очерк Памира. Тр. ин-та физ. геогр. АН СССР, вып. 17, 66.
- Марков К. К. 1936. Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахии по наблюдениям 1932—1933 гг. Тр. Ледников. экспед., вып. 1.
- Марков К. К. 1937. О проблеме древнего оледенения гор Средней Азии. Пробл. физ. геогр., т. IV.
- Марковский А. П. 1925—1926. Отчет о работе в восточной части Ура-Тюбинского десятиверстного планшета. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. за 1925—1926 г.
- Марковский А. П. 1926—1927. Отчет о работе по десятиверстной съемке в районе Ура-Тюбе. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. за 1926—1927 г.
- Марковский А. П. 1928. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений Туркестанского хребта. Вестн. Геол. ком. т. III, № 8.
- Марковский А. П. 1931. Новые данные по стратиграфии и тектонике восточной части Зеравшано-Гиссарской горной системы. Изв. ГГРУ, т. 50, вып. 50.
- Марковский А. П. 1933. К вопросу о распространении нижнего силура в Средней Азии. Пробл. сов. геол., № 5.
- Марковский А. П. 1933а. Горючие сланцы из рэт-юрских отложений Таджикистана. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Марковский А. П. 1933б. Заалайский хребет. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Марковский А. П. 1934. Массив Курунды. ТПЭ 1933 г.
- Марковский А. П. 1934а. Основные черты геологического строения средней части Центрального Таджикистана. Тр. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г., вып. 4.
- Марковский А. П. 1934б. Основные результаты работ Восточно-Памирской геологической группы. ТПЭ 1933 г.
- Марковский А. П. 1934в. О некоторой закономерности распределения тектонических элементов Памиро-Алая. Тр. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г., вып. 2.
- Марковский А. П. 1935. О находке бокситовых образований в Туркестанском хребте. Маг. ЦНИГРИ, ползн. ископ., сб. 2.
- Марковский А. П. 1935а. Геологические работы на Памире летом 1934 г. ТПЭ 1934 г.
- Марковский А. П. 1935б. Южные склоны Алайского хребта. ТПЭ 1934 г., 1935б.
- Марковский А. П. 1935в. Верховья рр. Ляйляк и Ак-Су (Туркестанский хр.). ТПЭ 1934 г.
- Марковский А. П. 1936. О работах ЦНИГРИ в комплексе Таджикско-Памирской экспедиции. Тр. 1-й Всес. научно-произв. геолог. конференции 1935 г.
- Марковский А. П. 1936а. Геология южной части бассейна рек Ляйляк и Ак-Су. Тр. ТПЭ 1934 г., вып. 53.
- Марковский А. П. 1937. Геологические исследования в Таджикистане летом 1935 г. ТПЭ 1935 г.
- Марковский А. П. 1937а. Зеравшано-Гиссарская горная область. ТПЭ 1935 г.
- Марковский А. П. 1937б. Северо-западные предгорья Туркестанского хребта. Геология Узб. ССР, т. I.
- Марковский А. П. 1936. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня. Научные итоги ТПЭ.
- Марковский А. П. 1937в. Западная часть Туркестанского хребта. Геология Узб. ССР, т. II.
- Марковский А. П. 1937. Бассейн р. Кштут (средняя часть Зеравшанского хребта). Геология Узб. ССР, т. II.
- Марковский А. П. 1947. Геологическая карта СССР м-ба 1:1 000 000. Лист J-42 (Сталинабад). Объяснительная записка к листу J-42 (Сталинабад).
- Мартынов А. В. 1934. Палеонтологические исследования в Шурабе. Экспед. АН СССР 1933 г.
- Мартынов А. В. 1937. Лейасовые насекомые Шураба и Кизыл-Кия. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. VII, вып. 1.
- Масальский В. 1913. Туркестанский край «Россия», т. 19, 1913.
- Маслеников В. А. 1946. О метаморфизме южно-памирской кристаллической толщи. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 11.
- Маслеников В. А. 1955. Докембрийская кристаллическая толща юго-западного Памира. Тр. Лаборат. геология докембрия АН СССР, вып. 5.

- Массон М. Е. 1929. Археологические материалы к истории горного дела в Средней Азии. Бюлл. Средне-Азиат. район. геол.-развед. упр., № 2.
- Массон М. Е. 1930. Историческая археология на службе геологической разведки. Нар. хоз. Средней Азии, № 2.
- Массон М. Е. 1934. Из истории горной промышленности Таджикистана. Былая разработка полезных ископаемых. Мат. ТПЭ 1933 г. вып. 20. 1934.
- Массон М. Е. 1935. К истории горной промышленности Таджикистана. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4.
- Материалы 1-й конференции по изучению производительных сил Таджикской ССР. Вып. 1.
- Машковцев С. Ф. 1925. Обследование северных склонов Зеравшанского хребта. Изв. Геол. ком., т. 44, № 2.
- Машковцев С. Ф. 1926. Кухи-Сим. Геол. вестн., т. V, № 1—3.
- Машковцев С. Ф. 1927. Исследования в Ташкентском районе в Юго-Восточной части 10-верстной карты планшета VI. Отчет Геол. ком. за 1925 г.
- Машковцев С. Ф. 1927а. Геологические наблюдения в районе Кураминского хребта в Туркестане. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. за 1925—1926 гг.
- Машковцев С. Ф. 1928. Горы Кара-Мазар. Путев. экскурсий III Всес. Геол. съезда, вып. 1.
- Машковцев С. Ф. 1928а. Очередные задачи исследований в юго-западном окончании Чаткальского хребта. Вестн. Геол. ком., № 4.
- Машковцев С. Ф. 1929. Геологическая съемка района к югу от р. Чирчик на 10-верстной карте р. VI, л. 5. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. за 1926—1927 гг.
- Машковцев С. Ф. 1930. О древней металлургической промышленности в горах Карамазар и о знаменитых серебряных рудниках в древнем Туркестане. Тр. III Всес. геол. съезда, т. II.
- Машковцев С. Ф. 1930а. Описание геологического маршрута в юго-западном Тянь-Шане. Мат. по общей и прикл. геологии, вып. 147.
- Машковцев С. Ф. 1931. Гидрогеологические исследования в бассейне р. Зеравшана Вып. 1. Роль северных склонов хребта Каратюбе в питании Зеравшана. Тр. ГГРУ ВСНХ СССР, вып. 21.
- Машковцев С. Ф. 1935. Геологическое описание восточной части Ташкентского листа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 27.
- Месторождения района гор Карамазар. 1931. (По С. Ф. Машковцеву, Б. Н. Наследову и И. С. Комишану). Главнейшие медные, свинцовые и цинковые месторождения СССР.
- Минеральные богатства окрестностей Ходжента. Изв. Русск. геогр. о-ва т. IV отд. II, 1868.
- Миддендорф А. Ф. 1882. Очерки Ферганской долины. Перев. с нем. В. И. Ковалевского.
- Мионов С. И. 1917. Исследование золотоносности Саук-Сая в северо-западном Памире. Изв. Геол. ком., т. 36.
- Мионова Л. В. 1952. Стратиграфия и фауна моллюсков бухарского яруса Средней Азии. Автореф. кандид. дисс. (ЛГУ).
- Мионова Л. В. 1953. Некоторые спорные вопросы стратиграфии низов палеогена Средней Азии. Вестн. ЛГУ, № 10, сер. биол., геогр. и геол., вып. 3.
- Мисников К. П. 1952. К стратиграфии неогеновых конгломератов Исфаринского конуса. Докл. АН Тадж. ССР, вып. 4.
- Мисников К. П. 1956. Тонкодисперсные глины в Таджикистане. Тр. АН Тадж. ССР, т. LVIII, г. Сталинабад.
- Михайлов А. П. 1895. Заметка о горном промысле в Туркестане и некоторых бухарских бекствах. Горн. журн., № 9.
- Михайлов А. П. 1895а. Запасы каменной соли в Самгарском и Бардымкульском ущельях. Горн. журн., т. 5, вып. 3.
- Михайлов Г. М. 1934. Месторождение свинцового блеска и плавикового шпата р. Такоб. ТПЭ, 1933 г.
- Михайловский С. Н. 1915. Геологические исследования в Центральной Бухаре. Зап. Горн. ин-та, т. V, вып. 2—3.
- Моисеев А. С. 1935. О юрских брахиоподах, собранных Таджикско-Памирской экспедицией 1933 г. Тр. ТПЭ 1933 г., вып. 22. К геологии и палеонтологии юго-восточного Памира.
- Моисеев А. С. 1937. О нескольких триасовых и юрских брахиоподах Памира. Мат. ЦНИГРИ, палеонт. и стратигр., сб. 3.
- Моисеев А. С. 1938. О триасовых и юрских брахиоподах Памира. Тр. Ленингр. о-ва естествоисп., т. 47, вып. 2, отд. геол. и минер.

- Молчанов Л. А. 1925. Климат Таджикистана. Таджикистан. Сб. статей под ред. Корженевского.
- Монахов Ф. И. 1952. Некоторые результаты анализа землетрясений Гармской области. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2.
- Морозенко Н. К. 1946. Генезис хрусталоносных жил Памира. Сrv. геол., № 9.
- Морозов Н. Д. 1934. Адрасманский район висмутовых месторождений. (Предварительные данные). Редкие металлы, № 3.
- Москвин А. В. и Сауков А. А. 1931. Щелочные породы р. Джуры-Сай в Южной Фергане. Тр. Памирск. экспед. 1928 г., вып. 7.
- Москвин А. В. 1932. Щелочные породы верховьев р. Ходжаачкан. Тр. Памирск. экспед. 1930 г., вып. IV(1).
- Москвин А. В. 1933. Чаувайское сурьмяно-ртутное месторождение. Тр. Памирск. экспед. 1931 г., вып. I (16).
- Москвин А. В. 1936. Связь оруденения с вулканическими породами Алайского хребта. Научные итоги ТПЭ.
- Москвин А. В. 1936а. Геологический очерк северо-восточных склонов хребта Петра I. Тр. ТПЭ 1933 г., вып. 43.
- Москвин А. В. 1937. География и геология Восточного Каратегина. ТПЭ 1935 г.
- Мужчинкин Ф. В. 1932. Гидрогеологический очерк западной части Ферганской котловины. Мат. по гидрогеол. и инж. геол. Узб. ССР, вып. 1.
- Мушкетов Д. И. 1916. Рохар (Қала-и-Ванч). Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 52, вып. 3.
- Мушкетов Д. И. 1916а. По поводу каменноугольных месторождений Ферганы. Поверхн. и недра, № 6.
- Мушкетов Д. И. 1919. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. Матер. по общей и прикл. геол., вып. 10.
- Мушкетов Д. И. 1924. Основные вопросы тектоники Туркестана. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, нов. сер.
- Мушкетов Д. И. 1925. Новые данные о нижнепалеозойских отложениях Туркестана. Вестн. Геол. ком., № 1.
- Мушкетов Д. И. 1926. Современные тектонические воззрения в связи с геологией Средней Азии. Изв. Геол. ком., т. 45, № 1.
- Мушкетов Д. И. 1927. О надвигах в Заалайском и Алайском хребтах. Вестн. Геол. ком., № 7.
- Мушкетов Д. И. 1928. От Ташкента до Андижана. Путев. экскурсий III Всес. геол. съезда, вып. 1.
- Мушкетов Д. И. 1928а. Северные предгорья Туркестанского хребта (Ляйляк-Сулюктинский район). Путев. экскурсий III Всес. геол. съезда, в. 1.
- Мушкетов Д. И. 1928б. Геологическая карта Средней Азии. Лист VI—7 и VII—7. (Восточная Фергана). М-б 1 : 420 000. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 169.
- Мушкетов Д. И. 1928в. Геологический очерк Туркестана.
- Мушкетов Д. И. 1929. Основные идеи в тектонике Средней Азии. Тр. III Всес. геол. съезда, вып. 1.
- Мушкетов Д. И. 1929а. Геологические исследования в области листов VII—5 и VII—7 10-верстной карты Туркестана. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. за 1926—1927 г.
- Мушкетов Д. И. 1933. О сейсмичности Таджикистана. Мат. I-й конференция по изуч. произв. сил Таджик. ССР, вып. 1. 1933.
- Мушкетов Д. И. 1933а. Сейсмическое районирование Средней Азии. Тр. Сейсмолог. ин-та АН СССР, № 3.
- Мушкетов Д. И. 1936. Тектоника Средней Азии. Госиздат Узб. ССР.
- Мушкетов И. В. 1881. Несколько слов по поводу статьи Ошанина «Каратегин и Дарваз». Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 17, вып. 1—2.
- Мушкетов И. В. 1889. Заметка о нефрите и жадеите с Восточного Памира. Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 24.
- Мушкетов И. В. 1894. О содалитовом сиените из долины Сабых в верховьях Зеравшана и о результатах новейших исследований Обручева в системе Нань-Шаня. Зап. Минер. о-ва, 2 сер. т. 31.
- Мушкетов И. В. 1906. Туркестан. Т. П. XVI.
- Мушкетов И. В. 1910. Краткий отчет о геологическом путешествии по Туркестану. Зап. СПб. Минер. о-ва, 2 сер., т. XII.
- Мушкетов И. В. 1910а. Геологическое путешествие на Алай и Памир в 1877 г. Отч. Русск. геогр. о-ва за 1877 г. (Собр. соч., в. 1. Зап. Русск. Геогр. о-ва по общей геогр., т. 39, вып. 1).
- Мушкетов И. В. 1910б. Краткий очерк путешествия на Алай и озеро Чатыр-Куль летом 1878 г. Горн. журн. (Собр. соч., вып. 1. Зап. Русск. Геогр. о-ва по общей геогр., т. 39, вып. 1).

Мушкетов И. В. 1910в. Геологический очерк Памира и Алая в связи с Туранской низменностью. Речи и протоколы VI съезда русск. естествоиспыт. и врачей в СПб., 20—30 дек. 1879 г. (Собр. соч., вып. 1. Зап. Русск. Геогр. о-ва по общей геогр., т. 39, вып. 1).

Мушкетов И. В. 1910г. Геологическая экспедиция на Зеравшанский ледник в 1880 г. Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 17, вып. 2. (Собр. соч., вып. 1, Зап. Русск. Геогр. о-ва по общей геогр., т. 39, вып. 1).

Мушкетов И. В. 1912. Собр. соч., вып. 1 (1872—1882). Зап. Русск. Геогр. о-ва, по общ. геогр., т. 39, вып. 1—2.

Мушкетов И. В. 1915. Туркестан. Геологическое и орографическое описание по данным, собранным во время путешествий с 1874 по 1880 г. Изд. 2-е, т. I—II.

Мышенков Д. К. 1871. Геологические наблюдения во время Зеравшанской экспедиции. Зап. Русск. Геогр. о-ва по общей геогр. т. 4.

Мышенков Д. К. 1873. Геологические заметки из дневника экспедиции к верховьям Зеравшана. Матер. по статистике Турк. края, вып. 2.

Мышенков Д. К. 1891. Заметка о минеральных богатствах Туркестанского края, карта.

Назаров П. С. 1912. Открытие коренного месторождения золота в Туркестане. Турк. вед., № 251.

Наливкин В. 1887. Опыт исследования песков Ферганской области, 2 карты.

Наливкин Д. В. 1915. Брахиоподовые фации верхнего и среднего девона Ферганы. Изв. АН, т. 9.

Наливкин Д. В. 1916. Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в Горную Бухару и на Западный Памир. Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 52, вып. 3.

Наливкин Д. В. 1916а. Золото Горной Бухары и Памира. Геол. вестн. т. II, № 1.

Наливкин Д. В. 1916б. Сообщение о поездке Д. В. Наливкина в Горную Бухару и на Западный Памир. Изв. Турк. отд. Русск. Геогр. о-ва, т. 12, вып. 2.

✓ Наливкин Д. В. 1926. Очерк геологии Туркестана. Ташкент—Москва. Акц. о-во «Туркпечать».

Наливкин Д. В. 1928. Северный склон Алайского хребта. Путев. экскурсий III. Всес. геол. съезда, вып. 1, 1 карта.

Наливкин Д. В. 1927. Объяснительная записка к Геологической карте Туркестана. М-б 1 : 1 680 000.

Наливкин Д. В. 1928. Палеогеография Средней Азии в кайнозойскую эру. Изв. Геол. ком., т. 47, № 2, табл. 1.

Наливкин Д. В. 1929. Памирская экспедиция. Отчет о сост. и деятелн. Геол. ком. за 1926—1927 г.

Наливкин Д. В. 1929а. Геологические исследования золотоносной сланцевой толщи в районе г. Кала-и-Хумба и золотоносных конгломератов Дарваза. Отчет о состоянии и деятелн. Геол. ком. за 1926—1927 г.

Наливкин Д. В. 1930. Тектонические циклы западной части Ангарской геосинклинали. Тр. III Всес. съезда геологов, вып. 1. 1 карта.

Наливкин Д. В. 1930а. Палеогеография Средней Азии в палеозое. Тр. III Всес. съезда геологов, в. II.

Наливкин Д. В. 1930б. Брахиоподы верхнего и среднего девона Туркестана. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 180, 10 табл.

Наливкин Д. В., Чуенко П. П., Попов В. И. и Юдин Г. Л. 1932. Геологическое строение Памира. Тр. Всес. геол.-разв. объедин. НКТП СССР, вып. 182.

Наливкин Д. В. 1932а. Обзор геологии Памира и Бадахшана. Тр. Всес. геологоразв. объедин. НКТП СССР, вып. 182.

Наливкин Д. В. 1932б. Памир и его горные богатства. Разв. недр., № 11—12.

Наливкин Д. В. 1932а. Новые данные и проблемы геологии Средней Азии. Вестн. геологоразв. объедин., № 3—4.

Наливкин Д. В. 1932. Зона центральных поднятий Средиземноморского орогена. Изв. Всес. геологоразв. объедин., т. 51, вып. 82. 1932.

Наливкин Д. В. 1933. Геологическое строение Таджикистана как базы для развития горной промышленности. Матер. I-й конфер. по изуч. произв. сил. Таджикск. ССР, вып. 1.

Наливкин Д. В. 1933. Основные результаты работ (исследования геологической группы ЦНИГРИ). Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.

Наливкин Д. В. 1934. Основные проблемы геологии Памира. ТПЭ 1933 г.

Наливкин Д. В. 1935. Палеогеография Средней Азии. Научные итоги ТПЭ.

Наливкин Д. В. 1939. Тектоника Памира. Тр. XVII сессии Межд. геол. конгресса, т. 2.

- Наследов Б. Н. 1927. Геологоразведочные работы на месторождениях полиметаллических руд в Ходжентском районе в юго-западной части Карамазарских гор. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. за 1926—1927 г.
- Наследов Б. Н. и Королев А. В. 1928. Месторождение Алтын-Топкана Табшарского участка, Кан-сая и Кан-и-Мансура в Карамазарском районе. Путев. экскурсий III Всес. геол. съезда, вып. 1.
- Наследов Б. Н. 1929. О работах Карамазарской партии в западной части Кураминского хребта к северу от г. Ходжента между рр. Сыр-Дарьей и Ангрэн. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. за 1926—1927 г.
- Наследов Б. Н. 1929а. Геологоразведочные работы на Кансайском месторождении в 30 км от г. Ходжента в южных отрогах Кураминского хребта. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. за 1926—1927 г.
- Наследов Б. Н. 1930. Месторождение Чокур-Джилга. Освед. бюлл. Средне-Азиат. геол.-разв. упр., № 1.
- Наследов Б. Н. 1930а. Геологоразведочные работы в Карамазарском районе. Отчет о деятельн. Средне-Азиат. отд. Геол. ком. за 1928—1929 г.
- Наследов Б. Н. 1930б. Предварительный отчет о геологоразведочных работах на полиметаллических месторождениях гор. Кара-Мазар. Отч. о деятельн. Средне-Азиат. отд. Геол. ком. за 1928—1929 г.
- Наследов Б. Н. 1931. Кара-Мазар и его проблемы. Мат. 1-го Карамазарского съезда по цветн. металлам.
- Наследов Б. Н. 1931а. Металлопромышленные ресурсы Средней Азии. Ташкент.
- Наследов Б. Н. 1932. Кара-Мазар и его проблемы. За индустр. Сов. Востока, № 3.
- Наследов Б. Н. 1932а. Полиметаллический Кара-Мазар. Тр. IV Всес. геол. конфер. по цветн. металл. вып. 3, Полиметаллы.
- Наследов Б. Н. и Попов В. И. 1932б. Контурсы металлогении и металлорудных возможностей Средней Азии. Сборн. под ред. Б. Н. Наследова при участии Е. К. Тепикина, В. Е. Пояркова, И. М. Ефименко, К. Д. Соколова, В. И. Бирюкова и Н. П. Петрова.
- Наследов Б. Н. 1933. О геологической структуре и рудоносности Кара-Мазара. Пролб. Таджикистана. Тр. 1-й конф. по изуч. произв. сил Таджикск. ССР, т. 1.
- Наследов Б. Н. 1934. Работы в Зеравшано-Пенджикентском направлении. ТПЭ 1933 г.
- Наследов Б. Н. 1934а. Месторождения мышьяковых руд в западной части Зеравшанского хребта. ТПЭ 1933 г.
- Наследов Б. Н. при участии Тер-Оганесова Я. Г. и Князева П. И. 1935. Гидротермальные месторождения оловянных руд в Зеравшанском хребте. Тр. ТПЭ 1933 г., вып. 16. Геохимическая станция Таджикской базы АН СССР.
- Наследов Б. Н. 1935а. Месторождения полиметаллов Средней Азии. Минер. богатства Средней Азии.
- Наследов Б. Н. 1935б. Кара-Мазар. Мат. ТПЭ 1933 г., вып. 19.
- Наследов Б. Н. 1937. К вопросу об олове в месторождениях Рарзского рудного поля (Центральный Таджикистан). Редкие металлы, № 1.
- Наследов Б. Н. 1937а. Кара-Мазар. Геология Узбекской ССР, т. 1.
- Невский В. А. 1940. Структура хребта Окур-Тау и ее связь с полиметаллическими месторождениями района. Цветн. металлы, № 7.
- Недзвецкий А. П. и Тихонов В. П. 1953. К вопросу о новейших тектонических движениях в Средней Азии. Докл. АН СССР, т. 89, № 5.
- Недзвецкий А. П. 1955. Развитие сырьевой базы для горнорудной промышленности Таджикской ССР за 25 лет. Докл. АН Тадж. ССР, вып. 12.
- Нейман О. Ф. 1925. Гидрогеологический очерк Туркестанского хребта в бассейне р. Заамин-Су, Бюрогана и прилегающей степи. Вестн. ирриг. № 2—3.
- Нейман-Пермякова О. Ф. 1929. Акбель и Акчоп. Изв. Геол. ком., т. 48, № 5.
- Ненастьева А. В. 1936. Геоморфология участка долины р. Зеравшан от кншлака Сангистоп до Пенджикента (Зеравшан., верховья Зеравшана и Фандарьи). Тр. Ледников. экспед., вып. 3.
- Нерсесов И. Л. и Рыкунов Л. Н. 1953. К обработке местных землетрясений Гармской области. Тр. Геофизич. ин-та АН СССР, № 21.
- Неуструев С. С. 1903. Путешествие в Южную Бухару и исследование Ширабадской долины. Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 40, вып. 4.
- Неуструев С. С. 1914. О физико-географических наблюдениях на Восточном Памире и Кашгаре. Тр. Петрогр. о-ва естествоиспыт., т. 45, вып. 1.
- Неуструев С. С. 1909—1910. О туркестанском лёссе. Дневник XII съезда русских естествоиспыт. и врачей.

- Неуструев С. С. 1916. Краткий почвенно-географический очерк Ходжентского уезда Самаркандской области. Предв. отч. об организ. и исполн. работ по исслед. почв Азиат. России в 1914 г.
- Неуструев Д. А. и Запорожцева А. С. 1935. К вопросу о составе солей озера Ак-Сукон. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4, Геология и геохимия.
- Нечаев А. В. 1910. Верхний палеозой Восточной Бухары. Дневник XII съезда русск. естествоиспыт. и врачей, № 4.
- Нечаев А. В. 1914. По горной Бухаре. Путевые очерки. СПб.
- Нечаев А. В. 1926. Краткий очерк геологических исследований в Бухаре, произведенных летом 1908 г. Изв. Геол. ком., т. 41, № 2—5.
- Низковский П. 1933. Некоторые нерудные ископаемые в районе Вахшского строительства. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Никитин Д. В. 1926. Золоторудное месторождение на Памире. Мат. по общей и прикладной геологии, вып. 9.
- Никитин Д. В. 1933. Перспективы золотой промышленности в Таджикской ССР. Пробл. Таджикистана. Тр. 1-й конфер. по изуч. произв. сил Таджикск. ССР, т. 1.
- Никитин Д. В. 1934. Золотоносность Памира и Дарваза. Тр. ТПЭ 1932., вып. 1.
- Никитин И. К. 1933. Петрографический очерк маршрутной съемки на северном склоне Туркестанского хребта (бассейн рек Исфары и Зап. Сохе). Тр. Всес. геологоразв. объединения НКТП СССР, вып. 295.
- Никитин И. К. 1935. Верховья рр. Исфара и Сох. ТПЭ 1934 г.
- Никитин И. К. К геологии северного склона Туркестанского хребта (верховья Исфары и Соха). Тр. ТПЭ 1934 г., вып. 50.
- Никитин И. К. 1934. Петрография и метаморфизм Табшара (Кара-Мазар). Петрография Карамазарских и Кураминских гор. Мат. ТПЭ, вып. 61.
- Никитин И. К. 1937. Верховья Зеравшана и бассейн реки Сарбог. ТПЭ 1935 г.
- Никитин И. К. 1939. Явления ассимиляции и гибридизации в щелочных породах Тагобы-Собак. Зап. Ленингр. Горн. ин-та т. XII, вып. 2.
- Никитин И. К. 1942. Некоторые данные о скарнах Варзобского района и их рудоносность. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2.
- Никитин И. К. 1944. Геологический очерк верховьев рек Аксу, Кара-су и Шинка (Северный склон Гиссарского хребта). Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 4, геология.
- Никитин И. К. 1948. К вопросу о возрасте некоторых гранитных интрузий юго-западной части Гиссарского хребта. Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, вып. VIII.
- Никитин С. 1889. Заметка о юре Гималаев и Средней Азии. Изв. Геол. ком., г. 8, № 3.
- Никифорова А. И. 1926. Нижнекаменноугольные мшанки Туркестана. Изв. Геол. ком., т. 45, № 3.
- Никифорова А. И. 1933. Каменноугольные отложения Средней Азии. Материалы к познанию нижнекаменноугольных мшанок Туркестана. Тр. Всес. геологоразв. объединения НКТП СССР, вып. 207.
- Никифорова О. И. 1933. Схема стратиграфии верхнесилурийских отложений Кунжак-Дальнянского района (Туркестанский хр.). Мат. ЦНИГРИ, палеонтология и стратиграфия, сб. 1.
- Никифорова О. И. 1937. Брахиоподы верхнего силура среднеазиатской части СССР. Монография по палеонтологии СССР, т. 35, вып. 1.
- Никифорова О. И. 1949. К стратиграфии верхнего силура Гиссарского хребта (верхнесилурийские отложения р. Арг). Тр. ВСЕГЕИ, общ. сер., вып. 9.
- Николаев В. А. 1926. О подземных водах в палеозое Средней Азии и возможности использования их для ирригации. Вестн. ирриг., № 8.
- Николаев В. А. 1926а. Гидрогеологический очерк правобережья Зеравшана. Матер. по гидрологии, вып. 8.
- Николаев В. А. 1928. К вопросу о характере альпийских движений в северных дугах Тянь-Шаня. Геол. вестн., т. 6, № 4—6.
- Николаев В. А. 1929. Вулканизм в геологической истории Тянь-Шаня. Тр. 3-го Всес. съезда геологов, вып. 1.
- Николаев В. А. 1933. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Записки Всеросс. Минер. о-ва, т. 62, № 2.
- Николаев В. А. 1933а. Петрология Памира. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Николаев В. А. 1934. Геологическое строение северного склона Аличурского хребта. ТПЭ 1933 г.
- Николаев В. А. и Вендланд К. Н. 1934. Материалы к петрологии Памира. Тр. Таджикск. компл. экспед. 1932 г., вып. 7.
- Николаев В. А. 1936. Очерк магматической геологии Памира и Дарваза. Научн. итоги ТПЭ.

- Николаев В. А. 1939. Докембрий Средней Азии и Казахстана (тезисы). Тр. XVII сессии Межд. геол. конгр., т. 2.
- Николаев В. А. 1939а. О взаимоотношениях между северным и центральным Тянь-Шанем (тезисы). Тр. XVII сессии Межд. геол. конгресса, т. 2.
- Николаев В. А. 1944. О закономерности развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры. Сов. геол., сб. 1.
- Николаев В. А. 1947. Геология Средней Азии за 30 лет. Сов. геол. за 30 лет.
- Николаев В. А. 1952. Средняя Азия. Тр. лаборатории геологии докембрия. АН СССР, вып. 1.
- СССР В. А. 1953. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 2.
- Новохатский И. П. 1932. О главных полиметаллических месторождениях комбината Казредазполиметалл. Тр. IV Всес. геол. конфер. по цветн. металл., вып. III. Полиметаллы.
- Обидин Н. И. 1944. К характеристике геоморфологии и литологии центральной части Гиссарской долины и ее окраин. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 4.
- Обручев В. А. 1889. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Бухаре и Зеравшанском округе осенью 1887 г. Мат. для геол. России, т. XIII.
- Обручев В. А. 1911. К вопросу о происхождении лёсса. (В защиту золотой гипотезы). Изв. Томск. Технолог. ин-та, т. 23, № 3.
- Обут А. М. 1948. Новое в изучении морфологии, систематики и стратиграфического значения граптолитов. Вестн. ЛГУ, № 1.
- Овчинников Н. Н. 1942. Об истории растительности юга Средней Азии в связи с развитием ландшафтов в четвертичное время. Ботан. журн. СССР, т. 27, № 6.
- Овчинников С. К. 1946. Новые данные по геологии западной части южного склона Гиссарского хребта. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 11.
- Огнев В. Н. 1937. Ак-бель, Ак-чоп и Суле-тау. Геология Узбекской ССР, т. 1.
- Огнев В. Н. 1937а. Геология и гидрогеология района Камышкурганских соляных месторождений. ТПЭ 1935 г.
- Одинцова С. В. 1939. Нитратные солончаки. Тр. Биогеохим. лабор. АН СССР, т. V.
- Орлов М. 1936. О почвах Памира. Тр. Среднеазиатск. гос. ун-та, сер. VII, вып. 15.
- Орлов Ю. А. 1930. О некоторых новых верхнесилурийских фавозитах Ферганы. Изв. Геол. ком., т. 49, № 3.
- Островский И. А. 1935. Шлиховое обследование гор Могол-Тау. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. IV.
- Островский И. А. 1936. Обсиданы и туфовидные порфиры горы Ташкескен. Петрография Карамазарских и Кураминских гор. Тр. ТПЭ 1934 г., вып. 40.
- Очаковский Б. Л. 1936. Силы тяжести на Памире. Изв. Гос. Геогр. об-ва, т. 68, № 3.
- Ошанин В. Ф. 1880. Геологическая экспедиция на Зеравшанский ледник. Турк. вед. № 33 и 34.
- Ошанин В. Ф. 1880а. На верховьях Мук-Су (притоки р. Сурхоба-Памир). Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 16, отд. II.
- Ошанин В. Ф. 1880. Каратегин и Дарваз. Отд. отд. из Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 17, вып. 1.
- Ошанин В. Ф. 1910. Каратегин и Дарваз. Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 39.
- Павлов А. П. 1909. О туркестанском лёссе и близких к нему отложениях. Почвоведение, т. XI.
- Павлинов В. Н. 1936. Бокситы Шахристанского района. Тр. ТПЭ, вып. 39.
- Памир-Таджикистан. 1936. Средняя Азия. Обзор трудов и материалов экспедиций 1932—1935 гг. Тр. ТПЭ, вып. 70, Библиография. Ташкент. Изд. СНК Уз. ССР.
- Панков М. А. 1935. Почвы Таджикистана.
- Панкратов П. А. 1953. Поисковые признаки и пути рационального использования подземных вод предгорных равнин Средней Азии. Докл. АН Тадж. ССР, вып. 8.
- Панкратов П. А. 1956. Некоторые вопросы теории движения и захвата грунтовых вод. Тр. АН Тадж. ССР, т. LVIII, г. Сталинабад.
- Паффенгольц К. Н. 1934. Геологическое строение Южно-Каракульского района Восточного Памира. ТПЭ 1933 г.
- Паффенгольц К. Н., Шабалкин М. И. 1935. Геологический очерк бассейна ледника Федченко и р. Танымас. ТПЭ 1934 г.
- Паффенгольц К. Н. 1936. Геологический очерк южной части бассейна оз. Кара-Куль на Восточном Памире. Тр. ТПЭ 1934 г., вып. 46. Мат. по геол. Сев. Памира (ледник Федченко и оз. Кара-Куль).

- Паффенгольц К. Н., Шабалкин М. И. 1936. Ледник Федченко и р. Танымас (геологический очерк). Тр. ТПЭ 1934 г. вып. 46, Мат. по геол. Сев. Памира (ледник Федченко и оз. Кара-Куль).
- Пейве А. В. 1937а. Проблема поисков бокситов в Тянь-Шане, ТПЭ 1935 г.
- Пейве А. В. 1937б. Бокситы Средней Азии. Тр. ТПЭ, вып. 99.
- Пейве А. В., Логвинов А. П., Левен Я. О. 1940. Зеравшанская провинция оптических минералов. Геол. и полезн. ископ. Средней Азии. Итоги Средне-Азиатск. экспед. за 1937 г.
- Пейве А. В., Смирнов А. Д., 1940. Новые данные по стратиграфии и тектонике западной части Зеравшано-Гиссарской горной области. Геол. и полезн. ископ. Зеравшано-Гиссарской горной системы (Таджикистан).
- Пейве А. В. 1938. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6.
- Петров Н. П. 1940. Олово в полиметаллических месторождениях Кургашикана и Среднего Такели в Кураминских горах. Сов. геол., № 12.
- Петров Н. П. 1949. Строение гаурдакской свиты в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Докл. АН Узб. ССР, № 3.
- Петров Н. П. 1953. Литология верхнеюрской соленосной формации юго-западного Гиссара. Тр. Ин-та геол. АН Узб. ССР, вып. 9.
- Петров Н. П. 1952. Соляная толща и ее тектоника в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Докл. АН Узб. ССР, № 12.
- Петровский Н. 1915. Заметки о Зеравшанском и о других ледниках Самаркандской области. Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 51.
- Петрушевский Б. А. 1940. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, № 8.
- Петрушевский Б. А., Зайцев Н. С., Ларин Н. И. 1936. Каратагские фосфориты. Тр. ТПЭ, вып. 57.
- Петрушевский Б. А. 1955. О связи сейсмических явлений на Урало-Сибирской платформе и в Тянь-Шане с геологической обстановкой этих территорий. Бюлл. Моск. о-ва испытат. природы, отд. геол., вып. 6.
- Плахута Н. И. 1934. Угленосность Шурабского бурогоугольного месторождения Мат. по геологии угольных месторождений Средней Азии. За недра Средней Азии, № 5—6.
- Пленкин Ф. И. 1931. Кара-Мазарский район полиметаллических руд. Горный журнал, № 12.
- Пленкин Ф. А. 1931а. Камыш-Курганский соляной район. Горн. журн., № 9.
- Пленкин Ф. И. 1931б. Топливная промышленность Таджикистана. Сов. Азия, кн. 1—2.
- Пнев В. П. 1943. Предварительные данные по минералогии полиметаллического месторождения Чал-Ата в Кара-Мазаре. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2.
- Пнев В. П. 1944. Месторождения селитры в южном Таджикистане. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 4.
- Погребницкий Б. О. 1933. Ископаемые угли Таджикистана. Проблемы Таджикистана, Тр. 1-й конференции по изуч. произв. сил. Таджикской ССР, т. 1.
- Поклевский-Козелл В. Н. 1915. О золоте на Памире. Изв. Туркмен. отд. Русск. Геогр. об-ва, т. 11.
- Полетаев И. К. 1948. Роль грунтовых вод Ташрабатского коридора и Кафырской горловины в солевом балансе Вахшской долины. Сообщ. Таджикск. фил. АН СССР, вып. V.
- Полетаев И. К. 1956. К методике определения солей в почвах и грунтах. Тр. АН Тадж. ССР, т. LVIII, г. Сталинабад.
- Полякова Е. Д. 1933. Центральная часть Гиссарского хребта. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Полякова Е. Д. 1934. Некоторые данные по петрографии и геохимии Центрального Таджикистана. Тр. ТПЭ, вып. 14.
- Полякова Е. Д. 1934а. Восточно-Гиссарская поисково-геохимическая партия. ТПЭ 1933 г.
- Полякова Е. Д. 1935. Магматические породы Гиссарского хребта. Тр. ТПЭ 1933 г., вып. 24.
- Попов А. Н. 1853. Сношения России с Хивой и Бухарою при Петре Великом. Зап. Русск. Геогр. о-ва, кн. IX.
- Попов В. И. 1931. Полезные ископаемые Памира, Дарваза и Алая в перспективах второй пятилетки. Комм. Вост., № 11—12.
- Попов В. И. 1932. О новом районе ртутных месторождений в Средней Азии (Восточный Таджикистан). Вестн. Союзгеоразведки, № 9—10.

- Попов В. И. 1932а. Перспективы золотых месторождений Средней Азии (в разрезе разведочных работ 1932 г.). За недра Средней Азии, № 1.
- Попов В. И. 1932б. Материалы по истории оледенения Памира, Бадахшана и Дарваза. Тр. Всес. геол.-разв. объединения НКТП СССР, вып. 242.
- Попов В. И. 1933. Месторождения молибдена, олова и вольфрама на Памире. Разв. недр, № 15.
- Попов В. И. 1933а. Южные склоны Дарвазского хребта. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Попов В. И. 1933б. Памирский гляциологический отряд. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Попов В. И. 1933в. Второй международный полярный год на Памире. Проблемы Таджикистана. Тр. 1-й конференции по изуч. произв. сил Таджикской ССР, т. II.
- Попов В. И. 1934. Месторождения золота Восточного Таджикистана. Тр. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г., вып. 1.
- Попов В. И. 1935. О древнейших метаморфических толщах Памира и Дарваза. Тр. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г., вып. 17.
- Попов В. И. 1935а. Изучение климата вод и ледников Памира. Тр. ТПЭ 1933 г., вып. 26. Ледниковая обсерватория на Памире.
- Попов В. И. 1936. К вопросу о разнозначных колебаниях ледников. Тр. Ледников. экспед., вып. 1, Памир, Северный Памир, ледник Федченко.
- Попов В. И. 1936а. Некоторые поверхности образования ледника Федченко. Тр. Ледников. экспед., вып. 1 Памир, Северный Памир и ледник Федченко.
- Попов В. И. 1936б. Полезные ископаемые Южного Таджикистана. Мат. ТПЭ, вып. 28.
- Попов В. И. 1938. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня.
- Попов И. В. 1941. Основы инженерно-геологического грунтоведения. Лабораторные исслед. при инж.-геол. работах, вып. 1.
- Порфирьев В. Б. 1938. Нефть в Таджикистане. Условия нефтеобразования. Тр. ТПЭ, вып. 82.
- Поярков В. Э. 1930. Перспективы металлической рудоносности Гиссарского хребта в Южном Таджикистане. Бюлл. Средне-Азиат. район. геол.-разв. упр., № 3.
- Поярков В. Э. 1935. Ртутно-сурьмяные месторождения Средней Азии. Наука и техника, № 5.
- Поярков В. Э. 1936. Структура и генезис ртутно-сурьмяных месторождений Киргизии. Научн. итоги ТПЭ.
- Поярков В. Э. 1937. Хайдаркан (геология и рудоносность) М.—Л. АН СССР.
- Пояркова З. Н. 1953. Меловые отложения Зеравшано-Гиссарской области Автореф. канд. дисс. (ЛГУ).
- Прасолов Л. И. 1926. Почвы Туркестана.
- Преображенский В. Н. 1939. Материалы к геологии окрестностей озера Исхандер-Куль. Тр. Узбекск. гос. ун-та, т. XIV.
- Преображенский И. А. 1911. Поездка в Туркестанском хребте (бассейн Зеравшана, Ляйляка, Исфары и Соха). Отчет о летней командировке 1910 г. Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 47, вып. 5.
- Преображенский И. А. 1911. Нефелиновые сиениты верховьев р. Тагобы-Сабах в бассейне верхнего Зеравшана (Ю. Туркестан). Изв. СПб Политехнич. ин-та, т. XV, вып. 1.
- Преображенский И. А. 1913. Семь озер реки Шинк. Изв. СПб политехнич. ин-та, т. 19.
- Преображенский И. А. 1914. К вопросу о происхождении туркестанского лёсса. Почвоведение, № 1—2.
- Преображенский И. А. 1916. Ледники Туркестанского хребта (отчет о летней командировке 1911 г., исполненной по поручению и на средства Русского Географического общества). Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 52.
- Преображенский И. А. 1920. Усойский завал. Материалы по общей и прикл. геологии, вып. 14.
- Принада В. Д. 1931. Материалы к познанию мезозойской флоры Средней Азии. Тр. ГГРУ, вып. 122.
- Принада В. Д. 1934. Древнемезозойские растения Памира. Тр. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г., вып. 9.
- Проблемы Таджикистана. 1935. Труды 1-й конференции по изучению производительных сил Таджикской ССР, т. 1.
- Прокопенко Н. М. 1932. Газовые выделения Тянь-Шаня и Памира (геохимическая характеристика). Тр. Памирск. экспед. 1930 г. № 1/11.
- Прокопенко Н. М. 1932а. Термы Памира. Тр. Памирск. экспед. 1930 г., вып. 1(II).

- Прокопенко Н. М. 1933. Материалы по геологии Кзыл-Рабатского района на Памире. Тр. Памирск. экспед. 1931 г., вып. I(16).
- Прянишников С. Е. 1932. Новые месторождения серы в Южной Фергане Освед. бюлл. научно-исслед. работы Средазгеоразведки, т. 2, № 1.
- Пустовойт С. Н. 1951. Почвы урочища Джаушангаз (Памир). Тр. Средне-азиатск. гос. ун-та, вып. 25.
- Путята. 1931. Очерк экспедиции в Памир, Сарыкол, Вахан и Шугнан в 1883 г. Сб. геогр., топогр. и статист. мат. по Азии, вып. 10.
- Пуаре М. В. 1931. Ходжентские месторождения поваренной соли в Фергане. Тр. ГГРУ, вып. 100.
- Пчелинцев В. Ф. 1931. Некоторые данные о юрской фауне Памира. Тр. ГГРУ, вып. 60.
- Раджабов Ф. Ш. 1936. Петрографический очерк Узбекской части Чаткальского и Кураминского хребтов. Сов. наука.
- Радкевич Е. А. 1936. Такелийский участок (материалы по петрографии). Тр. ТПЭ 1934 г., вып. 61.
- Радкевич Е. А. 1938. Ляканское полиметаллическое месторождение в Южной Фергане и его генезис. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 1.
- Радугина Л. В. и Тер-Оганесов Я. Г. 1934. Некоторые данные об оловянности в Зеравшанском хребте (Центральный Таджикистан). Разв. недр, № 3.
- Ракитин А. М. 1929. Древний рудник Джер-Камар. Изв. Геол. ком., т. 48, № 5.
- Раузер-Черноусова Д. 1929. О некоторых каменноугольных аммонитах Ферганы. Изв. Асс. научно-иссл. ин-тов при физ.-мат. фак-те I МГУ, т. I, вып. 1—2.
- Радец В. И. 1952. Еще к вопросу о Сарезском озере. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 84, вып. 4.
- Регель А. Э. 1884. Путешествие в Шугнан. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 20, отд. 2.
- Регель А. Э. 1887. Поездка в Каратегин и Дарваз. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 18.
- Резвой Д. П., Магакьян И. Г. 1940. Скарновые зоны Зеравшанского хребта. Геол. и полезн. ископ. Зеравшано-Гиссарской горн. системы (Таджикистан).
- Резвой Д. П. 1953. Новые находки кембрийских отложений в Туркестано-Алайской горной системе. Докл. АН СССР, т. 93, № 6.
- Резвой Д. П. 1953а. О фациальной зональности верхнесилурийских отложений Южной Ферганы. Докл. АН СССР, т. 93, № 5.
- Резвой Д. П. 1955. К характеристике тектонической границы между Тянь-Шанем и Памиром. Докл. АН СССР, т. 101, № 4.
- Результаты полевой деятельности. 1931. Отчет о результатах работ ГГРУ за 1929—1930 г.
- Ренгартен В. П. 1933. Мезозой Восточного Памира. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Ренгартен В. П. 1934. Геологическое строение района Мургаб-Истык, ТПЭ 1933 г.
- Ренгартен В. П. 1934а. Заалайский хребет (Геологические наблюдения при пересечении Восточного Памира в 1932 г.). Тр. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г., вып. II.
- Ренгартен В. П. 1935. Геологическое строение района Мургаб-Истык на Восточном Памире. Тр. ТПЭ 1933 г., вып. 22. К геол. и палеонт. Юго-Вост. Памира.
- Рейнгард А. Л. 1934. Четвертичные геологические исследования в Восточной Фергане в 1929/30 гг. Тр. Всес. геол.-развед. объединения НКТП СССР, вып. 334.
- Ржаницын В. А. 1940. Электрохимическое закрепление грунтов. Гидрогеология и инженерная геология, сб. 5.
- Рожевиц Р. Ю. 1908. Поездка в Южную и Среднюю Бухару в 1906 г. Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 44, вып. 9.
- Розанов А. Н. 1936. Бурные лесостепные почвы Таджикистана. Тр. Совет. секции Межд. ассоц. почвовед., т. IV, комиссия V (геогр., почв) № 2.
- Розанов А. Н. 1950. Почвенные ресурсы Таджикистана. В кн. Антипов-Караева И. Н. Почв. и почв.-мелиоративн. исслед. в Таджикистане.
- Розова Е. А. 1936. Составление годографа и определение основных сейсмических элементов для Средней Азии. Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, № 72.
- Розова Е. А. 1939. Строение земной коры в Средней Азии. Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, № 94.
- Романовский Г. Д. 1875. О произведенных исследованиях месторождений некоторых общепринятых металлов, находящихся в Сыр-Дарьинской области. Зап. Русск. Техн. о-ва II.
- Романовский Г. Д. 1882. Геологический характер Сарвалачского буроугольного образования в Зеравшанском округе. Зап. Минер. о-ва, 2 сер., ч. 17.

- Романовский Г. Д. 1882а. Ферганский ярус меловой почвы и палеонтологический его характер. Зап. Минер. о-ва, 2 сер., т. 17.
- Романовский Г. Д. 1879. Два новых вида из семейства устричных раковин, найденных в Ферганской области. Зап. Минер. о-ва, 2 сер., ч. 14.
- Романовский Г. Д. 1890. Материалы для геологии Туркестанского края. Вып. I—III.
- Русаков М. П. и Королев А. В. 1935. Медные руды Средней Азии и проблема Алмалыкстроя. Минер. богатства Средней Азии.
- Русанова О. Д. 1934. О нижнепалеозойских углях Ура-Тюбе. Мат-лы по геологии угольн. месторожд. Средней Азии. За недр Средней Азии, № 5—6.
- Рухин Л. В. 1937. Верхнесилурийские *Tabulata* Туркестанского хребта и Хан-Тенгри. Изд. ЛГУ.
- Рыжков О. А. 1952. Некоторые черты новейшей тектоники Ферганы. Тр. Ин-та геол. АН Узб. ССР, вып. 8.
- Рыжков О. А. 1953. Главнейшие структурные элементы Ферганы. Тр. Среднеазиат. гос. ун-та, нов. сер., вып. 39.
- Рыжков О. А. 1953а. Разнovidности брахиантклиналей Ферганы и закономерности в их распределении. Докл. АН Узб. ССР, № 3.
- Рыжков О. А. 1953б. Структурно-литологические типы стратиграфических разрезов отложений мезозоя и кайнозоя Ферганы. Тр. Ин-та геол. АН Узб. ССР, вып. 9.
- Рыжков О. А. 1955. К вопросу о соленосной свите гор Ак-Бель-Кзыл-Джар. Изв. АН Узб. ССР, № 5.
- Рябинин В. Н. 1928. Заметка о силурийских строматопоридеях. Изв. Геол. ком., т. 47, № 9—10.
- Саваренский Ф. П. 1938. Инженерная геология. М.—Л. Горнотопл. и геол. разв. ред.
- Сауков А. А. 1930. Хайдарканское ртутно-сурьмяное месторождение. Тр. Памирск. экспед., вып. 12.
- Сауков А. А. 1933. Ванч и Язгулем /Дарваз/. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Сауков А. А. 1934. К геологии и геохимии Язгулема и Ванча. Тр. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г., вып. 14, Полезн. ископ.
- Сауков А. А. 1946. Геохимия ртути. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 78.
- Северцов Н. А. 1869. Об орографическом расчленении Тянь-Шаня. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 5.
- Северцов Н. А. 1872. Краткий очерк орографии Высокой Азии по новейшим исследованиям. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 8.
- Северцов Н. А. 1879. Краткий отчет о памирских исследованиях и общих научных результатах Ферганской учебной экспедиции. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 4, вып. 2.
- Северцов Н. А. 1879а. Отчет об исследованиях на Памире. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 15, отд. 2.
- Северцов Н. А. 1888. Орографический очерк Памирской горной системы. Зап. Русск. геогр. о-ва по общей географии, т. 13.
- Сергунькова О. И. 1927. К вопросу изучения девонской фауны Могол-Тауских гор. Бюлл. Среднеазиат. гос. ун-та, № 16.
- Сергунькова О. И. 1932. Материалы к изучению среднекаменноугольной фауны долины р. Исфары. Освед. бюлл. научно-иссл. работы Средазгеоразведки, т. 2.
- Серебрянников А. 1894. Ломки соли на Памире. Турк. вед., № 38.
- Сидоренко З. В. 1948. Ртутно-сурьмяное месторождение Джижикрут. Сов. геол., сб. 34.
- Сикстель Т. А. 1937. О возрасте продуктивной толщи Фан-Ягнобского месторождения каменного угля. Мат-лы по геол. Средней Азии, вып. 5.
- Сикстель Т. А. 1947. К вопросу стратиграфии и условий накопления юрской толщи Юго-Западного Гиссара. Изв. Главн. упр. геол. фондов, вып. 4.
- Сикстель Т. А. 1952. Юрская флора каменноугольного месторождения Фан-Ягноб. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. II.
- Симаков С. Н. 1952. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. Тр. ВНИГРИ, спец. сер., в. 2.
- Симаков С. Н. 1952а. К стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии. Докл. АН СССР, т. 82, № I.
- Симаков С. Н. 1953. Вопросы стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., в. 66.

- Симонов В. П. 1929. Разведка россыпного золота на р. Ях-су в Кулябском районе на бывших промыслах Журавско-Покровского. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. за 1926—1927 гг.
- Синицин Н. М. 1945. О геологической границе Куэньлуньских и Тяньшаньских структур в Памиро-Алайском сближении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Синицин Н. М. 1948. О возрасте древних денудационных поверхностей в Западном Тянь-Шане и Алае. Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 80, вып. 1.
- Синицин Н. М. 1949. Тектоника горного обрамления Ферганы и ее влияние на пространственное размещение эпитермального оруденения. Автореф. дисс. (ЛГУ).
- Синицин Н. М. 1953. Новые данные о возрасте гранитных интрузий Западного Тянь-Шаня. Вестн. ЛГУ, № 1, сер. биол. и геол., вып. 1.
- Синицин Н. М. 1953а. Стратиграфия и фауна меловых и третичных отложений Средней Азии. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 73.
- Сиповский Г. В. 1948. К вопросу о получении кокса из угля месторождения Фан-Ягноб. Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, вып. 7.
- Смирнов В. И. 1944. Образование различных типов гидротермальных месторождений Тянь-Шаня в связи с эволюцией магмы. Сов. геол., сб. 1.
- Смирнов В. И. 1947. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М.—Л. Госгеолиздат.
- Смирнов С. С. 1946. Некоторые общие вопросы изучения месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Скворцов Ю. А. 1932. Проблема Туркестанского лёсса. Мат-лы по четвертичной геологии СССР, ч. I. Тр. Всес. геол.-развед. объединения НКТП СССР, вып. 225.
- Скворцов Ю. А. 1939. Четвертичные отложения. Геология Узбекской ССР, т. III.
- Смолянинов Н. А. 1932. Шеелит в Средней Азии Минер. сырье № 5—6.
- Смолянинов Н. А. 1934. Полезные ископаемые Гиссарского хребта, ТПЭ, 1933 г.
- Смолянинов Н. А., Баскин Б. Л. и др. 1935. Шеелитовые месторождения Могол-Тау. Тр. Таджик. комплексн. экспед. 1932 г., вып. XI.
- Смолянинов Н. А. 1935. Флюоритовые месторождения Средней Азии. Тр. ТПЭ, вып. 27.
- Смолянинов Н. А., Баскин Б. Л., Михайлов К. Я., Мясников В. С. и Флоренский В. П. 1936. К минералогии и геологии Варзоба. Тр. ТПЭ 1933, вып. 34.
- Сморчков И. Е. 1939. Щелочные породы р. Зеравшан в Туркестане. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 14.
- Соболевский В. И. 1933. Нефелиновые сиениты верховьев Зеравшана. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Соболевский В. И., Шифрин С. З. и Сарычева А. В. 1934. Куликолонское месторождение оптического флюорита. ТПЭ, 1933 г.
- Соболевский В. И., Сарычева А. В., Смолянский Е. Н. 1936. Куликолонское месторождение и его оптический флюорит. Тр. ТПЭ 1934 г., вып. 9, 1936.
- Соболевский В. И. 1936. Работа мороза в западной части Зеравшанского хребта. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 28, вып. 5.
- Сокольская А. Н. 1941. Брахиоподы основания подмосковного карбона и переходных девонско-каменноугольных отложений (Чернышевские, Упинские и Малевко-Муравнинские слои). Ч. I Spiriferidae. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. XII, в. 2.
- Солун В. И. 1937. К стратиграфии верхнемеловых отложений юго-восточной части Средней Азии. Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та сер. А, вып. 106.
- Солун В. И. 1943. К вопросу о тектонике Южного Таджикистана. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2.
- Солун В. И. 1954. К вопросу об объеме бухарского яруса в Таджикской депрессии. Вестн. ЛГУ, № 10.
- Солун В. И. 1954а. О сопоставлении риштанского яруса Ферганы и Таджикской депрессии. Геол. сборн. Львовского геол. о-ва, № 1.
- Соколов Д. В. 1909. К вопросу о ферганском ярусе. Бюлл. Моск. о-ва испытат. природы, т. 23.
- Соседко А. Ф. 1933. Туркестанский хребет. Таджикск. компл. экспед. 1932 г.
- Соседко А. Ф. 1934. Полезные ископаемые Туркестанского хребта, ТПЭ 1933 г.
- Соседко А. Ф. 1935. Черные металлы Средней Азии. Минер. богатства Средней Азии.
- Соседко А. Ф. 1937. Пегматиты южных склонов Туркестанского хребта. Тр. ТПЭ 1934 г., вып. 68.
- Спенглер О. А. 1936. Периоды отступления и наступания ледника Федченко. Тр. Ледников. экспед., вып. I, Памир. Северный Памир и ледник Федченко.

Таджикская ССР

- Спенглер О. А. 1936а. Стаивание поверхности ледников. Тр. Ледников. эксед., вып. 1., Памир, Северный Памир и ледник Федченко.
- Станкевич Ю. В. 1950. К вопросу о фациях юрских отложений Шурабского района. Тр. геол.-развед. треста Средазуглеразведка, в. 1.
- Станюкович К. В. 1952. Еще раз о том, что называть Памиром. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 84, вып. 4.
- Степанов П. И. 1917 г. Исследование месторождений Ходжентского урочища и Наукат Кокандского урочища Изв. Геол. ком., т. 36, № 1.
- Стулов Н. Н. 1935. Петрографический очерк изверженных пород северного склона западной части Гиссарского хребта. Тр. ТПЭ, вып. 29.
- Стулов Н. Н. 1936. Материалы к геологии и петрологии Гиссарского хребта. Тр. ТПЭ, вып. 40.
- Суворов А. И. 1955. Некоторые признаки подземных разломов. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 1.
- Сулоев А. И., Пономарев А. Л., Копелевич А. В. 1936. Обисорбухское полиметаллическое месторождение. Тр. ТПЭ, вып. 44.
- Суслов С. П. 1947. Физическая география СССР (ч. 2, Азиатская часть).
- Сьюрд А. У. 1907. Юрские растения Кавказа и Туркестана. Тр. Геол. ком., нов. сер., в. 38.
- Таджикистан. 1925. Сборник статей под ред. Н. Л. Корженевского.
- Таджикистанская база Академии наук. 1935. Отчет о деят. Акад. наук. в 1934 г.
- Тагеева Н. 1934. О ледниках Западного Памира—Гандо, и Ванч. Изв. Геогр. об-ва, т. 66, вып. 4.
- Тарновский. 1895. О каменном угле в бассейне рек Посруда и Ягноба. Справочная книжка Самаркандской обл. 1895 г.
- Татарский В. В. 1939. Литология нефтеносных карбонатных пород Средней Азии и происхождение нефтеносных доломитов. Тр. Нефт. геологоразв. ин-та, сер. А, вып. 112.
- Тейх Н. 1881. Минеральное топливо Зеравшанского округа. Турк. вед., № 36.
- Тейх Н. 1881а. Каменный уголь в Зеравшанском округе. Турк. вед., № 3.
- Терлецкий. 1930. Задачи изучения подземных вод в Средней Азии и Казахстане. Вестн. ГГРУ, № 7—8.
- Тер-Оганесов Я. Г. 1936. Рудоносность западной части Зеравшанского хребта. Тр. ТПЭ, вып. 36.
- Тер-Оганесов Я. Г., Магакьян И. Г. 1937. Новые данные об орудуении Мосрифского и Арчамайданского районов (Зеравшанский хребет). ТПЭ 1935 г.
- Тер-Оганесов Я. Г. и Лейтес Л. А. 1940. Сульфидные месторождения Зеравшано-Гиссарской горной системы. Геология и полезн. ископ. Зеравшано-Гиссарской горной системы.
- Толстихина М. М. 1928. Геологический очерк бассейна р. Санзар (зап. часть Туркестанского хребта). Изв. Асс. науч. исслед. ин-тов при физ.-мат. фак. 1 МГУ, т. 1, вып. 1—2.
- Томилиев В. Н. 1913. Месторождения медных и свинцовых руд в предгорьях Могол-Тау и Кара-Мазара в Туркестане. Зап. Горн. ин-та, т. IV, вып. 1.
- Трапезников В. 1926. О месторождениях самородной меди в Туркестане и необходимости их разработки. 1-й Всес. горн.-техн. съезд 14—27 апр. 1926 г. Тезисы к докладам.
- Трапезников В. 1928. О месторождениях самородной меди в Туркестане и необходимости их разработки. Тр. 1-го Всес. горн. техн. съезда 14—27 апр. 1926 г., т. VI. Доклады, заслушан. на рудной секции и секции золота и платины.
- Трофимов И. И. 1945. Лёссовая проблема в литологическом совещании. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Трофимов И. И. 1953. Группа лёссовых пород Таджикистана. Тр. Всес. рабоч. совещ. по итогам изуч. четверт. периода в г. Ташкенте в 1948 г.
- Туаев Н. П. 1936. Хаудаг. Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, сер. А, вып. 81.
- Туаев Н. П. 1936а. Серные месторождения Туюк-Тау и Истым-Тау (юг Таджикистана). Матер. по геол. Средней Азии, вып. 6.
- Туаев Н. П. 1936а. Проблема соляной тектоники и нефтеносности соляных структур южной нефтеносной области Средней Азии. Мат. по геол. Средней Азии, вып. 6.
- Туаев Н. П. 1937. Геологическое строение юго-восточных склонов Байсун-Тау и Сурхан-Тау. Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, сер. А, вып. 94.
- Туманская О. Г. 1939. Пермские аммоныи Заалайского хребта и их значение для стратиграфии Памира. Пробл. палеонтол., т. V.
- Уклонский А. С. 1921. О возможном месторождении ляпис-лазури. Минер. сырье, № 4.

- Уклонский А. С. 1930. Предварительные данные о горячих источниках Ходжа-Оби-Гарм. Освед. бюлл. Средне-Азиатск. район. геологоразв. упр., № 1.
- Уклонский А. С. 1930а. Заметки о южном Таджикистане. Нар. хоз. Средней Азии, № 5.
- Уклонский А. С. 1932. Перспективы развития серной промышленности в Средней Азии. За недра Средней Азии, № 1.
- Уклонский А. С. 1932а. По вопросу о поисках серных месторождений в Средней Азии. Освед. бюлл. научно-исслед. работы Средазгеоразведки, т. 2, № 1.
- Унсков В. А., Иванова Т. И. и Гаврилова В. Н. 1940. Щелочные интрузии северо-западной части Зеравшано-Гиссарской горной системы. Геол. и полезн. ископ. Зеравшано-Гиссарской горной системы.
- Фавицкий П. Г. 1868. Минеральные богатства окрестностей Ходжента. Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 4, вып. 6.
- Федоров Е. С. 1899. Об изучении химизма минералов и горных пород. Зап. Минер. о-ва, ч. 37, вып. 2.
- Федченко А. П. 1870. Топографический очерк Зеравшанской долины и заметка о соседних бекствах и памятниках Самарканда. Изв. о-ва любит. естеств., антропол. и этногр., т. 8, вып. 1.
- Федченко А. П. 1871. Краткий отчет о путешествии в бассейн верхнего Зеравшана в июне 1870 г. Изв. о-ва любит. естеств., антропол. и этногр., т. 10, ч. 1.
- Федченко А. П. 1875а. Заметки о Магианском бекстве. Материалы для статистики Туркестанского края, вып. 2.
- Федченко А. П. 1875а. Заметки о Магианском бекстве. Мат. для статистики Туркестанского края, вып. 2.
- Федченко А. П. 1875б. Путешествие в Туркестан, т. I и II. СПб.
- Федченко Б. 1902. Памир и Шугнан. Предварительный отчет. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 38, вып. 3.
- Ферсман А. Е. 1931. Геохимические проблемы Союза. Основные черты геохимии Союза. Тр. СОПС. АН СССР, сер. полезн. ископ., вып. 2.
- Ферсман А. Е. и Шербаков Д. И. 1933. Ископаемые богатства Средней Азии. Таджикск. комплексы, экспед. 1932 г.
- Ферсман А. Е. 1933. Общие итоги Таджикской конференции. Проблемы Таджикистана. Тр. 1-й конфер. по изуч. произв. сил Таджикск. ССР, т. 1.
- Ферсман А. Е. 1933а. Проблемы комбинированного хозяйства в Таджикистане. Проблемы Таджикистана. Тр. 1-й конфер. по изуч. производ. сил. Таджикской ССР, т. 1.
- Ферсман А. Е. 1935. Проблемы минерального сырья и химизации Средней Азии. Минер. богатства Средней Азии.
- Флоренский В. 1936. Кнэбеллит. Таджикистан, южный склон Гиссарского хребта, бассейн р. Варзоба. Тр. Ломоносовского ин-та геохим., кристалл. и минерал. АН СССР, вып. VII.
- Флоров В. А. 1927. К вопросу о развитии золотопромышленности в Таджикистане. Горн. журн., № 2.
- Фомичев В. 1927. О некоторых верхнесилурийских Сыргорога Ферганы. Изв. Геол. ком., т. 45, № 3.
- Фосс Р. В. 1936. Геологопоисковые работы Золоторазведки на Восточном Памире. За недра Средней Азии, № 3.
- Фредерикс Г. 1916. Нсные работы по верхнему палеозою Средней Азии и Индо-Китай. Геол. вестн., т. II, № 1.
- Фредерикс Г. 1928. Брахнонды среднего карбона Туркестана. Изв. Геол. ком., т. 47, № 3.
- Хабаков А. В. 1933. Восточная часть Музкольского хребта. Таджикск. комплексы, экспед. 1932 г.
- Хабаков А. В., Дуткевич Г. А. 1934. Пермские отложения Восточного Памира и палеогеография верхнего палеозоя Центральной Азии. Тр. Таджикск. комплексы, экспед. 1932 г., вып. 8.
- Халецкая О. Н. 1953. К стратиграфии нижнесилурийских отложений Средней Азии. Докл. АН Узб. ССР, № 10.
- Хамидов М. Х. 1956. Закономерности формирования гранитоидных интрузивов Западного Памира. Тр. АН Тадж. ССР, т. VIII, г. Сталинабад.
- Херасков Н. П. 1932. Геологические исследования месторождения агроруд в б. Сурхандарьинском округе Узб. ССР. Аграрные руды СССР, т. 1, ч. 2.
- Херасков Н. П. 1932. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилежащих к нему районов. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 10, № 3—4.

- Ходоров И. Е. 1930. Таджикистан в народном хозяйстве СССР. Плановое хоз., № 1.
- Хорев Н. А. 1955. Особенности дорифейского складкообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Хрисанфов Н. Е., Жуков Г. И. 1933. Лечебные местности Таджикистана. Л. «Стандартизация и рационализация».
- Худяев И. 1931. Заметка об юрских аммонитах в южном Памире (по коллекции Д. В. Наливкина). Изв. ГГРУ, т. 50, вып. 60.
- Цветков В. М. 1936. Кухисафитское гидротермальное месторождение. Тр. ТПЭ, вып. XIV.
- Цветков В. М. 1937. Схема геологии рудоносности бассейна р. Пасруд (западная часть Зеравшанского хребта). ТПЭ 1935 г.
- Циммерман Р. Р. 1930. К истории геосфизических изысканий и разведок в Средней Азии (предварит. сообщение). Бюлл. Средне-Азиатск. район. геологоразв. упр., № 3.
- Цшохер В. О. 1933. Антисейсмическое строительство в Таджикистане. Проблемы Таджикистана. Тр. 1-й конфер. по изуч. произв. сил Таджикской ССР, т. 1.
- Цытович Н. А. 1947. О незамерзающей воде в рыхлых горных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Чедия О. К. 1956. Оби-Мазарский шарьяж в Дарвазе. Тр. АН Тадж. ССР, т. VIII, г. Сталинабад.
- Чернышев Ф. Н. 1914. Фауна верхнепалеозойских отложений Дарваза. Вып. 1. Тр. Геол. ком., вып. 104, нов. сер.
- Чернышев Ф. Н., Бронников М., Вебер В. Н., Фаас А. 1910. Андижанское землетрясение 3/16 декабря 1902 г. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 54.
- Черняк Н. И. 1954. Краткая геологическая история Таджикской депрессии в третичное время. Геол. сб. Львовского геол. о-ва, № 1.
- Чешвили С. З. 1915. Соляно-грязевое оз. Ак-Су-кан. Тр. съезда по улучш. отечеств. лечебных местностей, т. II, вып. 6.
- Чейкин М. И. 1911. Географический очерк Восточного Памира. Изв. Турк. отд. Русск. тр. о-ва, т. 10, № 1.
- Чикрызов Г. С. 1936. К тектонике Кштут-Зауранского месторождения. Соц. наука и техн., № 4.
- Чикрызов Г. С. 1936. Кштут-Зауранское месторождение ископаемых углей. Геология Средней Азии, вып. 11—12.
- Чистовский О. Г. 1952. Завальные озера Памира. Природа, № 10.
- Чихачев П. А. 1849. Об исследованиях вершин Сыр- и Аму-Дарьи и полярной площади Памира. Зап. Русск. географич. о-ва, кн. 3.
- Чихачев П. К. 1931. Предварительный отчет о работах 1929 г. в Сталинабадском районе (Таджикистан). Изв. ГГРУ, т. 50, вып. 35.
- Чихачев П. К. 1934. Даганакинская партия. ТПЭ 1933 г.
- Чихачев П. К. 1934а. Результаты геологопоисковых работ в Южном Таджикистане. ТПЭ 1933 г.
- Чихачев П. К. 1934б. Тектоника Юго-Западного Таджикистана. Тр. ТПЭ, т. 4.
- Чихачев П. К. 1933. Южный склон хр. Петра Великого (Дарваза). Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Чихачев П. К. 1934в. Тектоника Юго-Западного Таджикистана. Тр. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г., вып. 4.
- Чихачев П. К. 1937. Геологические предпосылки землетрясений Юго-Западного Таджикистана. ТПЭ 1935 г.
- Чихачев П. К. 1937а. Бассейн р. Каратаг. Геология Узбекской ССР, т. II.
- Чихачев П. К. при участии Борнемана Б. А., Бурачека А. Р., Григорьева А. В., Губина И. Е. 1941. Геологическая карта Средней Азии. Юго-западная четверть (Оби-Гарм).
- Чихачев П. К. 1949. Схема сопоставления разрезов верхнетретичных отложений Ферганской впадины и Таджикской депрессии в Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ, общ. сер., вып. 9.
- Чуенко П. П. 1928. Материалы по геологии Южного Дарваза. Изв. Геол. ком., т. 47, № 9—10.
- Чуенко П. П. 1931. К тектонике юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Изв. ГГРУ, т. 50, вып. 33.
- Чуенко П. П. 1933. Западная часть Музкольского хребта. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Чуенко П. П. 1934. Новое местонахождение шеелита в Средней Азии. Разв. недр. № 7.

- Чуенко П. П. 1934а. К стратиграфии мезозоя Памира. Тр. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г., вып. II.
- Чуенко П. П. 1934б. К геологии западной части Музкольского хребта. Геологическое строение рр. Кокуй-бель-су, Музкол и Западный Пшарт. Тр. Таджикск. комплексн. экспед. 1932., вып. III.
- Чуенко П. П. 1935. Сарезское озеро ТПЭ 1934 г., 1935.
- Чуенко П. П. 1936. К геологии бассейна Сарезского озера. Тр. ТПЭ, вып. 62.
- Чуенко П. П. 1936а. Геологическая карта Средней Азии. Юго-западные отроги Гиссарского хребта.
- Чуенко П. П. 1937. Южный Дарваз. ТПЭ 1935 г.
- Чуенко П. П. 1937а. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. Геология Узбекской ССР, т. II.
- Чуенко П. П. 1938. Геологическое строение Южного Дарваза. Тр. ТПЭ, вып. 100.
- Чумаков И. Д. 1933. Геологические условия образования долин и россыпей р. Ях-Су и ее притоков. За недра Средней Азии, № 3.
- Чумаков И. Д. 1935. Старательско-золотничные работы в Юго-Западном Таджикистане. Сов. золотопромышл., № 3—4.
- Чумаков И. Д. 1937. Опыт разведок золотоносных россыпей Дарваза. Тр. Золоторазведки и НИГРИЗолота, в. 4.
- Чупилин И. И. 1936. Генетические типы мышьяковых месторождений Средней Азии. Научн. итоги ТПЭ.
- Шабалкин М. И. 1937. Хребет Зулумарт (Краткий геологический очерк) ТПЭ, 1935 г.
- Шабаров Н. В. Краткий отчет о геологических исследованиях на Шурабском каменноугольном месторождении за 1926—1927 г. Отчет о сост. и деятельн. Геол. ком. за 1926—1927 г.
- Шабаров Н. В. 1931. Запасы углей и перспективы угольной промышленности Средней Азии и Ташкентско-Каратауского района.
- Шабаров Н. В. 1935. Среднеазиатские угленосные районы. Минер. богатства Средней Азии.
- Шабаров Н. В. 1937. Мезозойские угленосные районы Средней Азии. Тр. XVII сес. Межд. геол. конгресса, т. I.
- Шабаров Н. В. 1939. Новый Восточноферганский каменноугольный бассейн в Киргизской ССР и его аналоги в Узбекской и Таджикской ССР. Сов. геол., № 6.
- Шабаров Н. В. 1945. Карта зонального распространения углей в Киргизской, Узбекской и Таджикской ССР.
- Швецов М. С. 1927. Геологическое строение хребтов, примыкающих к Гиссарской долине между Каратагом и Дюшамбе (Таджикистан). Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, т. 35, отд. геол., г. V, № 3—4.
- Шевченко А. И. 1935. Краткий обзор материалов по режиму грунтовых вод Зеравшанской котловины. Мат. по гидрогеол. Узбекистана, вып. 15.
- Шейнман Ю. М. 1937. О характере движений, создавших современный рельеф Средней Азии. Пробл. сов. геол., № 3.
- Шехтман П. А. 1941. Геология среднеазиатского нижнемезозойского угленосного бассейна.
- Шехтман П. А. 1939. О нижнем мезозое Гиссарского хребта.
- Шифрин С. З., Гецева Р. В. и др. 1934. Такоб. Месторождение плавикового шпата. Тр. ТПЭ, вып. 75.
- Шмидт О. И. и Симаков С. Н. 1953. Верхнемеловые морские ежи Юго-Востока Средней Азии. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 66.
- Шокальский Ю. 1908. Отчет о произведенных наблюдениях в течение 1904 г. над ледниками в России. Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 43.
- Шокальский Ю. 1908а. Отчет о произведенных в течение 1905 и 1906 гг. наблюдениях над ледниками в России. Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 43.
- Шостковский И. 1907. Золото в Восточной Бухаре. Горн. журн., т. 1.
- Шпилько Г. А. 1914. Землетрясение 1911 г. на Памире и его последствия. Изв. Русск. Геогр. о-ва, т. 1, вып. 1—2.
- Шульц С. С. 1937. Складчатые дислокации конгломератов сухих дельт Южной Ферганы. ТПЭ 1935 г.
- Шульц С. С. 1943. О соотношении процессов кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор в Тянь-Шане. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Шульц С. С. 1948. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Зап. Всес. Геогр. о-ва, нов. сер., т. 3.
- Шумский П. А. 1947. Энергия оледенения и жизнь ледников. Географиз.

- Щербаков Д. И. 1926. К минералогии окрестностей селения Лякан в Южной Ферганае. Докл. АН СССР, октябрь.
- Щербаков Д. И. 1926. Новые данные о месторождении киновари и антимонита в Южной Ферганае. Докл. АН СССР, сентябрь.
- Щербаков Д. И. 1931. К геохимии Алайского хребта. Тр. Памирск. экспед. 1928 г., вып. 7.
- Щербаков Д. И. 1931а. На Памире. Вестн. АН СССР. Внеочередной номер.
- Щербаков Д. И. 1932. Характеристика ископаемых богатств Средней Азии, района Ферганы в особенности. Матер. к 1-й Всес. конфер. по размещ. произв. сил СССР во втором пятилетии.
- Щербаков Д. И. 1933. Восточная часть хребта Петра Великого. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Щербаков Д. И. 1933а. Горные богатства Таджикистана и перспектива их освоения. Матер. 1-й конфер. по изуч. произв. сил Таджикской ССР, т. 1.
- Щербаков Д. И. 1934. Работа северной группы. ТПЭ 1933 г.
- Щербаков Д. И. 1934а. Проблемы Кара-Мазара. ТПЭ 1933 г.
- Щербаков Д. И. 1935. Особенности металлогении Средней Азии. ТПЭ 1934.
- Щербаков Д. И. 1935а. Геохимическая станция в г. Ходженте. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. IV. Геология и геохимия.
- Щербаков Д. И. 1936. Шеелитовые скарны Таджикистана. Редкие металлы, № 3.
- Щербаков Д. И. 1937. Оловоносность Средней Азии. ТПЭ 1935 г.
- Щербаков Д. И. 1940. Редкие элементы Средней Азии. Тр. XVII сессии Межд. геол. конгр., т. V.
- Щукин И. С. 1936. Природные элементы ландшафтов Таджикистана и их значение как производительной силы (Таджикистан). Мат. ТПЭ 1933 г., вып. 23.
- Щукин И. С. 1936а. Северный (Ферганский) Таджикистан. Мат. ТПЭ 1933 г., вып. 23.
- Щукин И. С. и Гилярова М. А. 1936а. Таджикистан. (Физико-географический очерк). Мат. ТПЭ 1933 г., вып. 23.
- Щукин И. С. 1933. Общая морфология суши. Т. 1—2.
- Щукин И. С. 1948. К вопросу о древних поверхностях денудации в горных странах. Землеведение, нов. сер., т. 2(42).
- Щукин И. С. 1948а. Вопросы происхождения рельефа пустынь. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 39.
- Экспедиция Общества и исследования его членов на северо-западной окраине Центральной Азии.—Семенов П. П. История полувековой деятельности Русского Географического общества, гл. 18, 1896.
- Экспедиция Русского Географического общества в Центральной Азии 1893—1895 гг. Тр. ч. 1—3. 1899—1900.
- Экспедиции Всесоюзной Академии наук 1932 г. Сб. статей, 1933.
- Эстрин А. И. 1933. Об энергетическом использовании верховьев р. Зеравшана. Проблемы Таджикистана. Тр. 1-й конфер. по изуч. произв. сил Таджикской ССР, т. 1.
- Эстрин А. И. 1934. Гидроэнергетика Зеравшана. ТПЭ 1933 г.
- Юдин Г. Л. 1931. Автономная Горно-Бадахшанская область при Таджикской ССР (Памир). Сов. Азия, № 7—8.
- Юдин Г. Л. 1931а. Материалы по геологии долины р. Бартанг. Тр. Памирской экспед. 1928 г., вып. 7, Геология и геохимия.
- Юдин Г. Л. 1932. Новейший вулканический цикл и палеогеографический очерк Памира. Тр. Памирск. экспед. 1930 г., вып. II(12). Петрография и геология.
- Юдин Г. Л. 1932а. О геологическом строении Центрального Памира. Изв. Всес. геол.-развед. объединения, т. 51, вып. 41.
- Юдин Г. Л. 1932б. К истории развития поверхности на Памире. Изв. Гос. Геогр. о-ва, т. 64, вып. 1.
- Юдин Г. Л., Хабаров А. В. и Лукницкий П. Н. 1932. Месторождения ляпис-лазури на Памире. Тр. Памирск. экспед. 1930 г., вып. II(12). Петрография и геология.
- Юдин Г. Л. 1933. На Кударе и Бартанге. Таджикск. комплексн. экспед. 1932 г.
- Юдичев М. М. 1941. Новые данные о геологическом строении южной части рудного Кара-Мазара. Сов. геол., № 5.
- Юсупова С. М. 1950. Опыт расчленения немых красноцветных толщ неогена Южнотаджикской депрессии по признаку минералогического состава. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Яворский И. Л. 1895. Поездка в горную часть Бухарского ханства и Самаркандскую область. Землеведение, т. 2, кн. 1.

- Яковлев Н. Н. 1945. О девоне Могол-Тау и его руководящих ископаемых. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Янишевский М. 1918. Материалы к изучению нижнекаменноугольной фауны Ферганы. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 162.
- Янишевский Е. М. 1937. Поведение висмута в условиях окисленной зоны Адрасманского медно-висмутового месторождения. Пробл. сов. геол., № 1.
- Янишевский Е. М. и Разумная Е. Г. 1938. Генезис вульфенита Южной Дарвазы (Северный Таджикистан). Сов. геол., т. VIII, № 5.
- Янишевский Е. М., Харитонов М. И. 1939. Адрасманское медно-висмутовое месторождение. Сов. геол., т. IX, № 4—5.
- Bittner A. 1899. Beitrage zur Palaeontologie insbesondere der triadischen Ablagerungen centralasiatischer Hochgebirge. Jahrb. Geol. Reichsanst. Bd. XLVIII, Wien.
- Dyhrenfurth G. 1909. Die asiatische Fusulinen. A. Die Fusulinen von Darwas. Palaeontographica Beitrage zur Naturgeschichte der Vorzeit. Bd. LVI. Stuttgart.
- Furon R. 1927. L'Hindou-Kouch et le Kabaulistan. Paris.
- Furon R. Sur la geologie de L'Hindou-Kouch et du Pamir. Bull. de la Soc. Geol. de France. S. IV, N 1—3, Paris.
- Futterer K. 1909. Durch Asien. Bd. 11, Berlin.
- Hayden H. 1911. The Geology of Northern Afganistan. Mem. of the Geol. Surv. of India. Vol. XXXIX.
- Hayden H. 1916. Notes on the Geology of Chitral, Gilgit and the Pamirs. Rec. of the Geol. Surv. of India. Vol. XLV.
- Kleibelsberg P. 1922. Beitrage zur Geologie Westturkestans. Ergebnisse der Expedition des Deutsch und Osterr. Alpen ver. im Jahr. 1913. Innsbruck.
- Krafft A. 1899. Mittheilungen über des ost-bocharische Goldgebiet. Zeitschr. f. pract. Geol. Berlin.
- Krafft A. Geologische Ergebnisse einer Reise durch Chanat Bochara. Denkschr. der Akad. der Wissensch.
- Levat E. 1902. Notice geologique sur les richesses minerales de la Boucharie et du Turkestan. Bull. Soc. Geol. de France. IV Serie.
- Levat E. 1903. Richesses minerales des possessions russes en Asie centrale. Ann. Mines. X Serie. Paris.
- Machatschek F. 1921. Landeskunde von Russisch Turkestan Stuttgart.
- Noth L. 1932. Geologische Untersuchungen im nordwestlichen Pamirgebiet und mittleren Trans-Alai. Berlin.
- Reed T. C. 1922. Devonian fossils from Chitral and the Pamirs. Mem. of the Geol. Surv. of India. Palaeontol. Indica VI.
- Rickmer-Rickmers W. 1913. The Duab. Turkestan. Cambridge, de Terra H.
1932. Geologische Forschungen in Westlichen K'Un-Lun und Karakorum-Himalaya. Wissenschaftliche Ergebnisse der Trinkler'schen Zentralasien Expedition. Bd. 2.
- Wadia D. 1931. The Syntaxix of the NW-Himalaya. Rec. Geol. Surv. Ind LXV.
- Wadia D. 1939. Geology of India, London.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

А

- Абду селение 523, 525
Абдукагор ледник 40, 41
Абрамова ледник 40
Абхарв речка 56
Агассиса пик 618
Адрасман город (рудник) 129, 130, 451, 456, 635
Азия 11, 15, 449, 572, 573
Айвадж город 580
Айрысай речка 347
Академии Наук ледник 41
Академии Наук хребет 29—31, 40, 41, 168, 614, 618
Акбавору перевал 171, 174
Акбайсытарги перевал 431
Акбайтал перевал 63, 116, 117, 140, 144, 203, 207, 270, 274, 276, 279, 285, 371, 563, 663, 669, 672
Акбайтал река 16, 32, 34, 35, 269, 270, 275, 279, 284, 285, 425, 426, 430, 439
Акбайтальский район 94, 95, 207, 274, 284
Акбашадыр возвышенность 541
Акбель горная гряда 12, 25, 292, 294, 297, 298, 299, 347—349, 589, 591
Акбелес долина 469
Акбулак селение 542
Акбура речка 104, 460
Акгаза плато (предгорная равнина) 345, 363, 364, 610
Акджар селение 525
Акджилга речка 38, 222, 433, 438, 446
Акмечеть селение 547
Аксу река (на Памире) 157, 161, 162, 183, 187, 188, 217, 549
Аксу река (в Ферганской долине) 104, 106, 350, 460, 589
Аксу река (в Центральном Таджикистане) 16, 32—35, 79, 110, 111, 131, 229, 447, 594, 601
Аксу селение 460, 544
Аксукон соленое озеро 39, 298, 348, 349
Аксуяк возвышенность 540, 541
Актанги речная долина 594
Актау горная гряда 28, 317, 544, 545, 610, 660
Акташ речка 452
Акташ горная гряда 105, 186, 188, 389, 476—480
Актеньга речка 68
Актерек зимовка 476
Актерек речка 410
Акчечек речка 467, 469
Акчичеглы горная гряда 453, 456
Акчоп возвышенность 292, 294, 296, 298, 299, 347—349, 461, 463, 589, 590
Акчоп—Супетау горная гряда 293, 296, 348, 588, 589, 624
Акчукур пик 596
Акшурак гребень 453
Алайская система (хребты Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский, Алайский) 11, 12, 14, 25, 28, 39, 62, 64, 341, 573, 621, 624, 626
Алайская долина 370, 371, 509, 510, 582, 624, 627
Алайский хребет 20, 24, 65, 70—72, 81—83, 93, 95, 108, 114, 139, 270, 294, 375, 506, 508—511, 519, 582, 622, 644, 647, 663
Алай-Гиссарская система (западная часть Алайского хребта и Гиссарский хребет) 512, 630
Алимтай гора 358, 607
Аличур река 32, 33, 39, 168, 208—210, 371, 372, 377, 426, 562, 567, 569, 670
Аличурская долина 34, 39, 572
Аличурский хребет 29, 32, 33, 41, 427, 428, 434, 441, 442, 447, 549 568, 616, 671, 674
Алатау хребет 541, 604
Алмалык горная гряда 120
Алмалыкский район 88, 379
Алмалысай (Алмалы) речка 125, 127, 456
Алтыангыр возвышенность 591
Алтыкол речка 58, 59
Алтындара река 280, 370, 444
Алтынмазар речка 446, 615
Алтынтопкан горная гряда 87, 122, 381, 394, 453, 454
Аму-Дарья река 11, 26, 30, 35, 38, 364, 365, 369, 527, 574, 599, 607, 626—628
Амударьинская долина 624
Амшут речка 110, 112, 398
Ангрен река 88, 393, 586
Ангренская впадина, долина 379
Андарак речка 131
Андергоз речка 84
Андижан город 574, 577, 580
Анзоб перевал 81, 357, 495

Аочабаш речка 70
 Аральское море 312, 628
 Арамкунгей урочище 370
 Арг речка 74, 76, 81, 110, 112, 167, 411
 Арганкуль селение 579
 Арглы речка 57, 59, 229, 593, 594, 596
 Арджинак селение 138, 148
 Арзиль селение 530
 Арзынг река 30, 615
 Артуч речка 36, 38, 192
 Артуч селение 497
 Аруктау горная гряда 262, 311, 313, 322, 542—544, 548, 604
 Арчамайдан река 73, 81, 112, 115, 135, 167, 192, 353
 Асказан гора 127, 456
 Астана гора 540
 Атджайлау речка 155, 156, 168, 334, 335
 Аубет селение 537
 Аучи река (долина) 594
 Аучи селение 57, 58
 Афганистан 9, 429, 557, 560, 563, 567 572, 580
 Ахунтау гора 480—482
 Ачиалмы селение 24
 Ачиксу ушье 465
 Ашаба селение 389, 453
 Аштсай (Ашт) речка 128, 382, 383, 389, 390, 452, 453

Б

Бабайоб гора 382, 390, 453, 636
 Бабайситен гора 453, 636
 Бабатаг хребет 24, 28, 260, 262, 308, 309, 311, 313, 315, 331—333, 364, 524, 542, 546, 547, 604, 660
 Бабичеку селение 546
 Багарак селение 538, 607
 Бадамстон речка 502
 Бадахшан (Памир) 28, 42
 Баджу речка 270
 Баджу селение 439
 Бадомдара речка 51, 52, 55
 Базарбаши селение 472, 474
 Базардара река 33
 Базардаринский хребет (Базардара) 16, 33, 157—159, 184, 208, 209, 225, 425, 441, 442, 549, 562, 567—569, 669—671, 674
 Байрягатау горная гряда 545, 610
 Байсун перевал 203, 375
 Байгашка речка 558
 Баланчакыр речка 591
 Балгын речка 34
 Баяндкиик речка 35, 152, 430, 560, 614, 666
 Баяндкиик пик 433, 559
 Баяндкиикский хребет 559, 560
 Бандисарыоб (Бандисары) речка 328, 329, 612
 Барактынтау горная гряда 95—101, 120—122
 Барынкульское ушье 294, 590
 Бардара речка 440
 Барзанг речка 595

Барнавадж речка 90, 435
 Бартанг (Сипонч) селение 446
 Бартанг река 16, 29, 30, 33—35, 38, 54, 116, 117, 159, 168, 176, 177, 179, 203, 205, 206, 224, 370, 377, 425, 548, 562, 565, 567, 612, 618, 669, 670
 Басманды речка 351
 Баткен селение 471, 474, 475
 Бауманабад город 580, 584
 Бахмалджилга речка 426
 Бахмалраватские холмы 591
 Бахмалтубе холм 292, 463
 Башбулак перевал 540
 Башгумбез речка 55, 209, 377, 426, 428
 Башгумбезский хребет 443
 Башурдара речка 180, 273, 437
 Бдавн речка 90
 Беговат селение 589, 592
 Беговатские (Ленинабадские) ворота 592
 Беговатские погоги 351
 Бегулы речка 382
 Бегулы селение 122
 Бекбудинская степь 599
 Бейк перевал 32, 161, 443
 Белесенг горная гряда 350, 465, 589
 Беркутуясы речка 467
 Бивачный ледник 41
 Бисмалды селение 79
 Бишкентская долина 548, 610
 Бишчилик хребет 28
 Богхуда речка 431, 560
 Большуан селение 267, 530
 Бордоба речка 335, 370
 Бортепа речка 187
 Ботурсофи речка 81
 Бохуд речка 29, 152, 167
 Бузтере река 33, 34, 158, 159, 185, 216, 217, 426, 443
 Бузтере перевал 441
 Булакбаши речка 478
 Булакбаши урочище 478, 480
 Бурачар перевал 125, 127, 128, 458
 Бурачирсай речка 128, 129
 Бурютау возвышенность 541
 Бухара город 575
 Буюрлюк речка 452, 453
 Буюрган речка 68, 106, 351

В

Ваглиль речка 552
 Вайзрак речка 527
 Вамардара речка 435
 Вану речка 278, 435, 443
 Ванч река 29—31, 40, 63, 95, 116, 117, 118, 171, 179, 204, 370, 425, 430, 435, 553, 559, 560, 565, 615, 616, 618, 661
 Ванч селение 584
 Ванчский хребет 15, 29, 40, 41, 63, 84, 90, 118, 434, 435, 436, 443, 444, 562, 563, 565, 566, 616, 618, 670
 Варзоб река (долина) 35, 40, 132, 135, 137, 138, 140, 147, 356, 361, 362, 364, 368, 399, 401, 403, 409, 410, 420, 499, 500, 502—505, 523, 524, 594, 599, 600, 609, 655

- Вархидз речка 207
 Вaspудж речка 169
 Вaсмикух хребет 201
 Вахандарья (Вахан) река 29, 33, 34, 38, 162, 612
 Ваханский хребет 16, 29, 30, 33, 39, 45, 447, 616
 Ваханское озеро 39
 Вахин речка 30
 Вахш река 27, 28, 30, 35, 38, 39, 41, 308, 310, 315, 346, 359, 361—365, 369, 370, 504, 505, 513, 514, 521, 527, 529—534, 538—545, 601, 603, 604, 610, 611, 621, 628, 655
 Вахский хребет (гребень) 27, 28, 254, 311, 313, 316, 529, 530, 601, 603
 Вахшстрой поселок 584
 Вашан речка 69, 165, 484
 Вашан селение 69, 165
 Вешаб перевал 229
 Вимасай речка 81
 Вион селение 530
 Висхарви речка 143, 430
 Возгина река 143, 620
 Ворошиловабад город 584
 Ворошилова пик 618
 Вору речка 175
 Вору селение 24, 352
 Восточная Фергана 104, 228, 577, 622, 639
 Восточные Альпы 429
 Восточный Гиндукуш 95
 Восточный Гиссар 45
 Восточный Кара-Мазар 455
 Восточный Памир 24, 28, 43, 87, 145, 159, 161, 180, 205, 226, 269, 274, 276, 285, 341, 370, 371, 425, 434, 585, 612, 661, 667, 670, 676
 Восточный Пшарт речка 35, 207, 439, 440, 566
 Ворух селение 24, 471, 478
 Вохур речка 618
 Вранг селение 49
 Вяздара речка 49, 51, 427
- Г**
- Гава река 381
 Газ речка 106
 Гальчабаши возвышенность 465
 Ганджина ущелье 543
 Гандо ледник 32, 168
 Ганза гора 74, 81
 Ганза ущелье 598
 Гаран урочище 29
 Гарданикафтар перевал 528
 Гарданиушти хребет 542, 544
 Гарданку перевал 528
 Гарибак река 72
 Гарм город 83, 501, 503, 509, 515, 528, 576, 577, 584
 Гармо речка 167, 560, 618
 Гармо ледник 32, 41, 155, 168, 558, 615
 Гармо горная вершина 41, 615, 618
 Гармский район 408
 Гармчашма речка 30, 35, 38, 49, 51, 340, 436
 Гарондара речка 56
 Гауз речка 347
 Гаумыш долина 106
 Гаурдак селение 252, 259
 Гашион речка 532
 Географического общества ледник 40, 41, 615
 Гизаньпайон селение 192, 232
 Гималаи горная система 44, 61, 171, 189, 213, 581
 Гиндукуш горная система 11, 30, 95, 449, 549, 563, 572
 Гиссар (Айни) поселок 57, 145, 147, 518, 546, 609, 611
 Гиссарский хребет 12—14, 18—20, 24—27, 38, 40, 44, 65, 66, 73, 74, 82, 93, 102, 108, 110—112, 114, 118, 119, 131, 132, 135—140, 144, 147, 149, 166, 167, 172, 173, 175, 191, 192, 199—202, 226, 227, 229, 232, 238—240, 242, 248, 249, 254, 257, 259, 260, 262, 269, 287—290, 304—306, 309—313, 320, 321, 324, 331, 354—358, 361, 367, 375, 397—399, 401—406, 408—413, 482, 484, 489, 491, 493, 497, 498, 500, 502—504, 508, 509, 515, 516, 520, 521, 523, 524, 526, 528, 530, 533, 546, 575, 576, 582, 593—595, 598—600, 603, 604, 609, 611, 622, 624, 626, 627, 642, 645, 648, 651, 653—658, 660, 663
 Гиссарская долина 362, 367, 504, 601, 609, 610, 611, 620, 624, 625, 627, 633
 Голодная степь 350, 584, 592
 Голодностепское плато 351, 589
 Гориф речка 40, 410, 508, 512, 645
 Горно-Бадахшанская автономная область 9, 10, 30, 31, 580
 Горумды пик 31
 Горумды речка 34, 441, 568
 Гоу селение 528
 Гофильабад селение 521, 522
 Грынг речка 552
 Гудас речка 348, 453
 Гудас селение 389
 Гуза речка 356, 491, 646
 Гузан горная гряда 138, 465, 466
 Гузар-Керкинский район 317
 Гузарский район 316
 Гузун селение 198
 Гульбаса речка 595
 Гульбиста селение 309
 Гульдар речка 326, 329
 Гулизиндан хребет 28, 320, 610
 Гульча селение 510
 Гумаяк речка 63
 Гунт река 16, 29, 30, 32, 38, 45, 46, 49, 52—54, 56, 370, 373, 428, 568, 612, 618
 Гунтский хребет 29, 33
 Гурмасар речка 76
 Гурумды река 33, 187, 208—210, 447, 562, 567, 569
 Гурумсара селение 593
 Гушор озеро 357
 Гучуртсай речка 35

Д

Даврич гора 65, 73, 74, 80, 112, 484
 Даганакиикские горы 542, 543
 Даганакиикское ущелье 606
 Даганасай ущелье 591
 Даганасу речка 361—363
 Дальний Восток 188
 Дальян (нижний) селение 103
 Дамбурачи селение 114, 511, 515
 Дангара селение 313, 364
 Дарайджильгоу речка 619
 Дарайколон речка 112, 357
 Дарайнишор селение 266, 528
 Дарайпоз речка 70, 72, 83, 115
 Дарайхауз речка 515
 Дарайхорон селение 579
 Дарайхурд речка 490, 495, 644
 Дараут речка 510
 Дарауткурган урочище 370
 Дарбаза горная гряда 100 101
 Дарвазский хребет (Дарваз, Дарвазские горы) 11, 14, 15, 19, 20, 27—31, 41, 42, 45, 57, 60, 64, 65, 84, 86, 87, 89, 93—95, 118, 119, 141—146, 149, 152, 155, 156, 164, 170, 171, 191, 203—205, 224, 227, 287, 289, 310, 311, 324, 325, 327—329, 331, 363, 369, 371, 372, 374, 422—424, 430—432, 446, 515, 520, 527, 549, 550—557, 559, 561, 568, 572, 601, 603, 614—621, 624, 625, 627, 628, 654, 656—659, 661—669, 674—677
 Дарваз селение 431
 Дарморакт селение 370, 373
 Дарх речка 488
 Даршайдара (Даршай) река 35, 47, 49, 51, 55, 56, 428
 Даршай селение 38, 39
 Дасгиряк селение 249
 Даш урочище 588
 Дашт речка 52
 Дашт селение 439
 Даштако плато 612, 620, 624
 Даштибидана плато 611
 Даштиджум селение 552
 Дашти-узбекон плато 620
 Даштыказы урочище 576
 Дебруд речка 76
 Денау селение 375, 399
 Джававли речка 70
 Джакурт речка 104
 Джамакский хребет 443
 Джамак селение 85
 Джамангул горы 470, 471
 Джаманджар перевал 468, 469
 Джамкуль озеро 370
 Джанбулакчоп горная гряда 591
 Джангалыксай (Джангалык) речка 100, 101, 121, 122, 382
 Джангамазар возвышенность 592
 Джарбулак селение 122, 536
 Джаридирида хребет 619, 620
 Джаушангоз совхоз 56
 Желкол урочище 475
 Желтимас гора 456
 Джеркамар поселок 127, 455, 456

Джетымтау горная гряда 249—251, 311, 541, 542, 545
 Джижикрут речка 76, 81, 133, 497
 Джилянбулак родник 546
 Джиланытау хребет 28, 311, 530
 Джилгоу речка 265—268
 Джиликуль селение 584
 Джиргеталь селение 83, 114, 576, 584
 Джитыкупрюк речка 25
 Джумрут речка 104
 Джуруч селение 532
 Дмурыз речка 174, 526
 Диамалик речка 409, 410
 Дивона речка 115, 508
 Дигиша селение 578
 Дигмай селение 531, 589
 Дигмай возвышенность 292, 461
 Дишо селение 533
 Долонысай (Долоны) речка 124, 128, 379, 453, 635
 Долоны селение 127, 227, 228
 Донецкий бассейн 120
 Дрешсай речка 130, 396
 Друмдара речка 52, 54
 Дубеда селение 534
 Дубурса речка 508, 513, 645
 Дузах речка 207
 Дузахдара перевал 571
 Дукдон горная гряда 110
 Дукдон перевал 411
 Дупули селение 354
 Душауз метеостанция 357

Е

Евразия 15, 17, 345
 Егизкара урочище 588
 Ертула селение 299

З

Заалайский хребет 14, 16, 24, 30, 31, 33, 38, 41, 142, 143, 149, 152, 154, 156, 168, 203, 205, 223, 224, 226, 227, 267, 269, 271, 272, 276, 277, 280—282, 285, 290, 334, 336—339, 372, 444, 549, 550—556, 561, 665, 667, 673—676
 Заамин речка 58, 574, 596
 Заилийский Алатау 376
 Зайч речка 85
 Замбараксай (Замбарак) речка 128, 129
 Замборхана ущелье 513
 Западная Фергана 295, 298, 577, 584
 Западная Туркмения 317
 Западный Гиндукуш 95
 Западный Кара-Мазар 379, 450, 455
 Западный Куэнь-Лунь 432, 663, 666
 Западный Памир 28, 39, 207, 269, 272, 285, 341, 369, 370—372, 434, 570, 612, 614, 615, 618, 621, 624, 661
 Западный Пшарт река 35, 337, 339, 378, 426, 434, 445
 Зарбуз речка 552
 Зарзамин речка 527
 Зауран река 192, 228, 229, 234, 236
 Захматабад город 69, 71, 166, 597

- Зоухона речка 112
 Зачау селение 524
 Звирский гребень 349
 Зеравшан река (долина) 11, 18, 19, 24, 26, 35, 36, 41, 42, 62, 65, 67, 69—72, 109, 132, 166, 191, 198, 229, 230, 303, 304, 353—358, 411, 482—484, 488—490, 507, 508, 510, 511, 577, 593—595, 597, 598, 624, 627, 628, 644—646, 653
 Зеравшанский ледник 36, 40, 357, 597
 Зеравшанский хребет 12, 18, 25, 26, 36, 38, 40, 57, 62, 65, 66—74, 80—82, 93, 102, 108, 110, 112, 113, 131, 132, 136, 165—167, 191, 192, 195, 301, 306, 354—357, 397—399, 404, 405, 410, 482, 484, 485, 488, 491—495, 497, 508, 509, 511, 512, 593—595, 597, 598, 643, 644, 646, 647, 651, 663
 Зеравшано-Гиссарская область 13, 20, 66, 68, 70, 73, 74, 80, 81, 83, 102, 108—110, 113—115, 164, 192, 194, 196, 199, 301, 304, 306, 307, 358, 484, 491, 506, 510, 512
 Зидды речка 132, 140, 144, 192, 198, 235, 237, 238, 239, 304, 502
 Зидды селение 317, 499, 655
 Зиддинский район 118, 137, 174
 Зиндаут перевал 192, 495
 Зиндон река 110, 112
 Зоркуль озеро 33, 34, 38, 46, 161
 Зормечь река 81, 112, 398
 Зоуташкол река 117
 Зоуташ хребет (Зоуташские горы) 33, 211—218
 Зулумарт река 15, 560
 Зулумарт перевал 612
 Зулумартский хребет 32, 168, 558, 559
 Зыгар селение 423
 Зындан селение 479
- И**
- Иванова ледник (Южный Горумды) 41
 Иджам река 132
 Игаркалдысай река 219
 Илак река 199, 364, 368, 504, 505, 531, 533, 534, 578, 609—611, 625
 Ингырчак река 381
 Индия 189, 572, 668
 Иогит селение 423
 Йокундж речка 328
 Йолмазар речка 34, 35
 Ионахш речка 532
 Ионахш селение 531
 Иори река 72
 Иори селение 229
 Иос речка 500
 Иос перевал 521
 Ираильсай речка 456
 Ири река 468
 Искандер сопка 350
 Искандердарья река (долина) 36, 40, 76, 81, 144, 147, 167, 238, 495, 598
 Искандеркуль озеро 18, 36, 76, 82, 83, 110, 115, 135, 357, 411, 502, 595, 655
 Искандеркульский район 66, 102, 109, 133
 Искандеркизанги возвышенность 592
- Исписар возвышенность 292, 299, 589
 Истарчи селение 591
 Истык (Иссык) река 33, 34, 162, 163, 186, 215, 220, 670
 Истыкский район 186
 Исфана селение 79
 Исфара река 24, 36, 59, 102, 103, 106, 107, 135, 172, 191, 286—288, 301, 306, 352, 464—466, 471—475, 477—480, 589
 Исфара город 25, 471, 576
 Исфаринский район 19, 102, 103, 107, 118, 138, 286
 Исфара-Ворухский район 459, 460, 471, 482
 Ишкабад селение 545
 Ишкархана речка 195
 Ишкашим селение 584
 Ишкашимский район 52, 429
- К**
- Кабадиан речка 310, 332
 Кабуд речка 40, 598
 Кабуты речка 403
 Казалинск город 310, 574
 Казантемир речка 512
 Казнок пик 357
 Каинды река 371
 Кайрак-Кум урочище 588, 590, 592, 593
 Кайсар горный массив 120
 Калайдашт селение 503
 Калайхумб селение 30, 430, 431, 553, 584, 620, 675, 677
 Калайхумбский район 430, 619, 666
 Калканата горная гряда 89, 95, 96, 98—100, 102, 120, 122, 292, 375, 378, 379, 384, 394, 450, 586
 Калтакуль селение 535
 Камадон перевал 68
 Камадон река 68
 Камароу река 83, 192, 511, 512, 514, 527, 576
 Камичорра перевал 192, 232
 Камчирак перевал 28
 Камышбаши урочище 172, 640
 Камыш-Курган селение 589
 Камышкурганский район 348
 Кан селение 106
 Канибадам город 25, 350, 466
 Кансай речка 227, 381, 394, 639
 Канязь речка 73, 508, 509, 599, 645
 Капчагай речка 222
 Караарт речка 38
 Караартский (Восточно-Каракульский) хребет 32
 Карабак селение 471, 474
 Карабара возвышенность 541
 Карабелес речка 217
 Карабулак речка (овраг) 290, 476, 478—481
 Карабура возвышенность 365
 Каравазак источник 464
 Карагушхана перевал 73
 Карагушхана речка 70, 72, 114, 509
 Караджилга речка 38, 41

- Карадум (Кашкакум) пустынная область 364, 365
 Карадунч озеро 34, 39
 Каракия речка 87, 386
 Каракол речка 481
 Каракон владина (Камышкурганская) 588, 589, 591, 593
 Каракон урочище 589, 590, 593
 Каракорум горная система (хребет) 11, 44, 171, 189, 210, 434, 449, 549, 563, 572, 668
 Кара-Куль котловина 371
 Кара-Куль озеро 32, 34, 39, 43, 145, 152, 155, 167, 168, 284, 371—373, 549, 558, 560, 561, 619, 666
 Кара-Куль пост 432
 Каракуль речка 32, 38, 167, 492, 595
 Каракульский гребень 32
 Каракульский район (географ.) 15, 145, 432
 Каракумы песчаная пустыня 322, 627
 Кара-Мазар (Карамазарские горы) горный район 19, 21, 24, 61, 87, 123—125, 347, 375, 378—383, 388, 392, 395, 450, 457, 459, 577, 583, 586—588, 632, 635—640
 Карамазарсай (Кара-Мазар) река 24, 36, 87, 89, 127, 128, 290, 291, 347, 348, 376, 381, 383, 391, 453, 456, 457, 586, 587, 641
 Карамазарский район 19, 88, 227, 291, 384
 Караманды селение 542
 Карамук речка 72, 73, 83, 108, 115, 371, 509
 Карамук урочище 114, 509, 510
 Карасай речка 481
 Карасу речка 110, 159, 160, 170, 215, 357, 437
 Каратагдарья (Каратаг) река 24, 35, 137, 138, 147, 202, 304, 311, 312, 361, 368, 369, 399, 400, 403, 408, 409, 400, 500, 503, 505, 511, 521, 525, 526, 594, 599, 611, 655, 656
 Каратаг хребет 575, 652
 Каратагский район 203, 308, 310, 523, 655
 Каратау хребет 136, 262—264, 266—268, 311, 465, 467, 474, 539, 540, 610
 Каратауский район 94
 Каратегинский хребет (Каратегин) 19, 20, 27, 41, 45, 57, 65, 66, 70, 72, 73, 81—83, 108, 114, 115, 144, 167, 174, 239, 356—358, 375, 405, 408, 482, 489, 506, 508—514, 527, 593, 603, 624, 642, 645, 647
 Каратура речка 520
 Каратюбинская долина 620
 Карауздындаля речная долина 33, 219
 Карашакшак речка 106
 Карашура речка 28
 Карварек ушелье 590
 Каржантау хребет 381, 632
 Карман пик 618
 Карпинского пик 618
 Карсантау (Бабатаг) хребет 546, 548
 Карчига возвышенность 469
 Каршитау хребет 247—251, 263, 311, 313, 541, 542, 604
 Касканасу речка 100, 101
 Каспийское море 628
 Кассан речка 88, 379
 Кассетараш селение 532, 533
 Каткан речка 357
 Катор речка 112, 644
 Катран возвышенность 127, 465, 473
 Каттакум пустынная область 365
 Каттасай речка 591
 Каук речка 510
 Кафирниган река 27, 28, 30, 38—41, 137, 167, 174, 240, 315, 331, 359, 363, 364, 368, 500, 502, 503, 505, 521, 534, 541, 542, 545, 546, 548, 594, 599, 601, 609, 611, 628, 643, 645, 654, 655
 Кафирниганский район 523
 Кашгарский хребет 549
 Кашка возвышенность 592
 Кашка селение 382, 390, 394
 Кашкасай речка 638
 Кашкасу речка 156
 Келентшты урочище 544
 Кемпырдуван бугор 292
 Кеногаз речка 79
 Кеногаз селение 71, 77, 103
 Кетменский хребет 376
 Кингтау хребет 549
 Киргизия (Киргизская ССР) 9, 25, 31, 40, 59, 70, 105, 164, 192, 272, 377, 465
 Киргизский хребет 376
 Кировбад город 364, 584
 Китай 9, 60, 161, 447, 567, 661
 Клелеку горный массив 543
 Койкитау горная гряда 261
 Койтезек перевал 29, 441
 Койтезек хребет 434, 671
 Коканд город 580
 Кокбай перевал 340
 Кокджар речка 337
 Коксай речка 38, 334
 Коксу речка 33, 38, 40, 114, 510—512
 Кокташ селение 584
 Коктау гора 127
 Коктюрюк селение 349
 Кокуйбельсу речка 32, 145, 168, 177, 180, 203, 206, 207, 269, 279, 337, 562, 563, 566, 669
 Кокчаги речка 188, 223
 Колхозабд селение 364, 584
 Комоли селение 530
 Комсомолабд город 498, 502, 584
 Конгурт селение 584
 Кончоч речка 110, 111, 167
 Корбулак урочище 473
 Корженевской пик 41, 557
 Костакос селение 350, 461
 Костарач селение 355
 Кошкарчи речка 510
 Кошкентский лог 350
 Кошкент ж.-д. станция 350
 Кошмулла горная гряда 99, 101, 121
 Красноводск город 575
 Красной Армии пик 168

- Крепостная сопка 591
 Крут речка 231, 235, 237
 Куберганды речка 426
 Кугала озеро 383
 Кугиляль селение 56
 Кугитангтау (Байсунтау) хребет 502
 Кугитуро горная гряда 74, 81
 Куглик селение 528
 Кудара речка 30, 32, 35, 168—170, 560, 566, 621, 670
 Кудара селение 584
 Куйбышевск город 584
 Куйбышевский район 363
 Кукджигит речная гряда 162
 Кукджигит озеро 34, 33
 Куланды полуостров на Аральском море 312
 Кулибиджан озеро 370
 Куликолон озеро 36, 38, 76, 357, 595
 Кулуб город 311, 364, 529, 530, 577, 580, 584
 Кулябский район 320, 321, 325, 607
 Куляхо речка 552
 Кульбистинсай речка 524
 Кумачдара перевал 278
 Кумачдара речка 206, 443
 Кумбель перевал 107, 454
 Кумсынгрское плато 363, 364
 Кунгей-Алатау хребет 376
 Кунград 626
 Кунгурт селение 530
 Кундаджуас речка 645
 Кунжакадальянская гряда 103
 Кунжакадальянский район 71
 Кураминский хребет (Кураминские горы) 11, 12, 17, 24, 64, 87, 93—95, 99—101, 118—120, 123, 129, 227, 228, 286, 287, 290—292, 294, 297, 346—348, 374, 379, 380—383, 386, 391, 395, 450—453, 455, 456, 458, 459, 461, 586—588, 632, 637, 638, 641, 662
 Курбаши перевал 454
 Курганак хребет 68, 71, 79, 103, 105, 106, 596
 Курган-Тюбе город 39, 313, 332, 364, 534, 539, 545, 584
 Кургантюбинская равнина 28, 331, 607, 610
 Кургантюбинский район 363
 Курговад селение 553, 557, 661
 Куркунтей озеро 33, 34, 38
 Куртекесай речка 160
 Курук селение 239
 Курусай речка 83
 Кусавли речка 59, 70
 Кутырган речка 511, 512, 514
 Кух гора 591
 Кухистан (Центральный Таджикистан) 593, 594
 Кухифруш хребет 143
 Кушайнак перевал 127
 Куэнь-Лунь горная система 11, 430, 432, 447, 449, 549, 553, 559, 560, 563, 565, 567, 572
 Кшемьш речка 481
 Кштут селение 175, 355
 Кштутдарья (Кштут) речка 26, 36, 40, 109, 110, 174, 192, 197, 228—230, 234, 236, 353, 354, 358, 484, 490, 502, 594, 595, 598, 644
 Кштутский район 73, 74
 Кштут-Магианский район 171
 Қызимчек горная гряда 545
 Кызкудук селение (колодец) 317
 Кызсайган хребет 538, 539
 Кызчеку урочище 587
 Кызылагы гора 31
 Кызылалмалы речка 36, 394, 638
 Кызыларт перевал 269
 Кызыларт речка 272, 335, 551, 675
 Кызылбелес перевал 337
 Кызылбелес речка 561
 Кызылджарские холмы 292, 294, 461, 591
 Кызылджиик речка 561
 Кызылкала селение 361, 363
 Кызылкия селение 460
 Кызыл-Кумы песчаная пустыня 316, 322, 626—628
 Кызылмазар урочище 529
 Кызылмечеть урочище 499
 Кызылнура возвышенность 383
 Кызылогды могила 299
 Кызылрабат река 187, 188
 Кызылрабат селение 426, 584
 Кызылрабатский район 162, 225, 373
 Кызылсу река 24, 31, 35, 38—41, 114, 325, 326, 329, 363, 512, 529, 540, 601, 607, 660
 Кызылтау гора 125, 127
 Кызылгумшук возвышенность 541
 Кызылчеку горная гряда 586
 Кык урочище 480
 Кысруташ равнина 474
 Кюрендаг горная гряда 319
- Л**
- Лалатюбе селение 350
 Ленина пик 11, 31, 32, 140
 Ленинадат город 9, 25, 42, 461, 576, 577, 580, 584
 Ленинадатская область 9, 10, 471
 Ленинадатский район 20, 350
 Лоджирх селение 179
 Лошхарф селение 526
 Люлихарви перевал 528
 Луючоб река 138, 139, 147, 304, 362, 399, 402, 408—410, 417, 420, 500, 503, 505, 524, 525, 599
 Ляглян урочище 104
 Ляджвардара речка 47, 56
 Ляйляк речка 25, 36
 Лякан рудник 466
 Лянгар речка 35, 440, 534
 Лянгар селение 95
- М**
- Магиан селение 192, 197
 Магиандарья (Магиан) река 26, 36, 38, 40, 65, 81, 109, 112, 166, 174, 192, 197, 353, 490, 493, 594, 598, 648
 Магианский район 234, 235, 490

- Магизгын речка 389
 Мадм перевал 69
 Мадм речка 69, 165, 166
 Мадыгенсай (Мадыген) речка 469, 470
 Мадыген селение 470
 Мадыген (Шодымир) урочище 136, 172, 483, 631
 Мадыгенский район 164
 Мазарсу (Мазар) речка 29, 30, 32, 326, 327, 329, 330, 607, 608
 Мазар селение 466
 Мазарэмир селение 263, 531, 603
 Мазарские горы 29
 Майдан селение 533, 578
 Майдатерек речка 515
 Майкота селение 229
 Майхура речка 140, 144, 400, 402, 403, 406, 408
 Мальгузартау горная гряда 25
 Мальтабар горный массив 31
 Малый Бардынкуль овраг 590
 Малый Марджанай речка 184
 Малый Памир река 32
 Мангышлак полуостров 310, 312, 319
 Маразбель перевал 454
 Маран речка 106
 Маргузор озеро 38, 357
 Маргузор речка 299
 Марджанай перевал 33
 Марджанай река 441
 Маркансу река 33, 34, 35, 138, 155, 277, 431, 433, 557
 Маршапсай речка 88
 Мары город 575
 Матраун селение 84, 91
 Матраундара речка 435
 Матча перевал 25, 26
 Матча селение 24, 584
 Матчай селение 65, 66, 103, 353
 Матчинский горный узел 72, 77, 508
 Матчинский район 355
 Мац перевал 54, 95
 Мединшерв селение 370
 Мечетли хребет 500, 501
 Микоянабад город 584
 Мингачар селение 247
 Мионаду селение 579
 Мирзаташ лик 618
 Мирзои селение 262
 Моголтау горный массив 11, 12, 17, 24, 60, 61, 64, 87, 88, 93—99, 120, 123, 227, 290, 291, 346, 347, 375, 378—380, 387, 388, 391, 395, 396, 450, 454, 456, 457, 459, 461, 577, 583, 586, 587, 588, 632, 634—636, 633
 Мокшеват речка 76, 357
 Мосриф речка 74, 192, 197
 Музкол река 38, 144, 224, 279, 561, 562
 Музковский хребет (Музкол) 169, 176, 179, 203, 207, 337, 425, 434, 443, 549, 563, 565, 566, 613, 614, 616, 663, 667, 670, 672
 Музулак ледник 41
 Музкурук перевал 446
 Музтаг горный массив 30
 Мук селение 370
 Муксу река 15, 28, 31, 35, 41, 142, 155, 167, 178, 370, 424, 430, 446, 527, 549, 554, 555, 556, 557, 607, 614, 615, 663, 666, 674, 675
 Мульводж речка 56
 Муминабад город 584
 Мура перевал 102
 Мургаб село 43, 143, 211, 215, 275, 580, 584, 668
 Мургаб перевал 425
 Мургаб река на Памире 16, 30, 32—35, 39, 158, 159, 170, 177, 183—185, 203, 210, 211, 215, 337, 371—373, 548, 549, 567, 618
 Мургаб—Истык междуречье 671
 Мургабский район 159, 161, 162, 168, 182, 183, 186, 214, 215, 220, 222, 225, 226, 377
 Мургабский хребет 32, 41
 Мургун селение 469
 Мурзарабат-Дальверзинская степь 587
 Мурулды речка 299
 Мыгызгин речка 347, 348
 Мынбатман селение 546
 Мынджилке плато 459
 Мынхаджир хребет 377, 425, 568
 Мынхаджирский район 145
- Н**
- Нагнут овраг 175
 Надаксай (Надак) речка 124, 127, 379, 381, 389, 452, 453
 Назарайлок речка 70, 72, 83, 115, 171, 511, 512
 Назарайлок селение 114
 Найзабулак селение 548
 Найзаташ речка 33
 Найзаташские горы 33
 Наливкина ледник 41
 Намазбулак родник 548
 Наматгут селение 29, 49, 52, 55, 56, 429, 568
 Намноруд речка 40
 Нарват речка 112
 Нарык селение 542
 Насраут селение 103, 104
 Нау селение 584
 Науганды селение 589
 Наугандинская гряда 589, 592
 Наугарзан речка 452, 453
 Наукат селение 297, 299, 349
 Наукатские холмы 590
 Нежигон озеро 357
 Нейли селение 135, 525
 Нижний Пяндж (низовья р. Пяндж) 584
 Новабад город 83
 Новибед речка 69, 166
 Нофин озеро 73, 74, 76, 357
 Нохальбек селение 526
 Нукус город 575
 Нульвандж речка 423
 Нурек селение 250, 251, 310, 529, 532, 533, 610

О

Оббурдон перевал 229
 Оббурдон речка 68
 Оби-Гарм город 502, 520, 522, 529, 533, 580, 584
 Обигарм речка 369, 529—531, 603, 604, 609, 611, 621, 625
 Обизанку речка 40, 431, 509
 Обизаранг речка 114, 401
 Обизаранг селение 375, 500
 Обикабуд (Ярхыч) речка 83, 192, 195, 509
 Обиназар речка 431, 618
 Обинию речка 29, 35, 38, 140, 199, 201, 224, 308, 311, 356, 529, 552
 Обипитоуды речка 325
 Обирвану речка 29, 529, 552, 619
 Обихирак речка 141, 142, 424
 Обихонч речка 495
 Обихумбу речка 38, 423, 424, 430, 431, 620
 Овандакису речка 62
 Огулсайган горная гряда 538, 539, 606
 Одуди ледник 41
 Одуди речка 435 439
 Ойбулак селение 546
 Октябрьский ледник 614
 Октябрьский район 363
 Окуртау горная гряда 99—101, 121, 314, 395, 455
 Орджоникидзеабад город 515, 584, 609, 610, 611
 Оршор селение 180
 Ош город 575

П

Падаск речка 68
 Пазман перевал 453, 454
 Пакшиф перевал 26, 62
 Пакшифсай (Пакшиф) река 62, 68, 483, 489, 643
 Памдара речка 363
 Памир река 24, 29, 33—35, 37, 38, 46, 95, 163, 340, 371, 612
 Памир высокогорная область 11, 14—17, 18, 19, 20, 30, 31, 38, 39, 41, 42, 45, 46, 54, 56, 57, 60, 63—65, 84, 87, 89, 92—95, 116, 118, 140, 143—146, 149, 164, 167, 168, 182, 191, 222, 223, 225, 227, 269, 276, 277, 334, 337, 339, 372, 374, 422, 423, 426, 429, 434, 440, 445, 446, 448, 449, 506, 507, 516, 519, 548, 553, 554, 558, 567, 572, 573, 580—582, 585, 612, 616—619, 621, 622, 660—666, 668—671, 674
 Памиро-Алайская горная система 11, 25, 622
 Памирский (Мургабский) пост 43, 185, 211
 Памирский (Аличурский) хребет 15, 16, 33, 38, 41, 45, 46, 55, 371, 427—429, 434, 441, 443, 447, 549, 568
 Пангаз перевал 382, 452
 Пангаз речка 127, 452, 453
 Пангаз селение 389
 Пангазбель перевал 437, 439
 Пап селение 590
 Паран урочище 471, 472
 Пархар селение 584
 Пархарский район 607
 Пархарчубекская равнина 607
 Пасбаджу речка 425
 Паскуль речка 532
 Паскуль селение 531
 Пасрударья (Пасруд) речка 76, 81, 112, 192, 495, 496
 Пастигау селение 485
 Пасхуф селение 439
 Патхур горная вершина 440
 Пенджикент город 24, 576, 580, 584, 594, 597
 Пенджикентский район 71, 358, 594, 596
 Петра Первого хребет 14, 27, 28, 40, 84, 86, 142, 252, 254, 265, 310, 313, 506, 507, 509, 511, 512, 514, 515, 516, 519—521, 527—530, 549, 552, 553, 555, 582, 601, 603, 615—619, 667
 Пигаукуль речка 72, 510—512
 Пирых пик 595, 596
 Подруд селение 76
 Поволжье 297, 298, 309
 Поймазар речка 495
 Полизак перевал 612
 Порут речка 68
 Пошмикун урочище 522, 523
 Приаралье 313, 319, 626, 627
 Придарвазский район 289, 309, 314, 315, 333, 608
 Приташкентский район 124, 316, 623—625, 627
 Псканские ворота (каньон) 595
 Птуп речка 51
 Пугус селение 500
 Пулисангин речка (долина) 40
 Пунганская равнина 588
 Пушион горная гряда 311, 313
 Пушневат речка 110
 Пшарт река 32, 35, 177, 269, 275, 279, 426, 569, 571, 673, 676
 Пшартский хребет (гребень, гряда) 32, 35, 182, 426, 439, 447, 567—569, 670
 Пшихарв перевал 29
 Пшихарв река 558, 560
 Пшихарв селение 430
 Пяндж река 24, 28—30, 34, 35, 37—39, 41, 46, 47, 49, 51—55, 63, 140, 143, 340, 346, 363, 364, 369, 370, 373, 423, 425, 430, 436, 438, 439, 447, 541, 553, 555—557, 565, 566, 580, 607, 618—620, 661, 663, 675, 677

Р

Работек селение 525
 Рабут речка 57, 58, 68
 Рават селение 299
 Раватский холм 171, 463
 Рама ледник 40, 595
 Рангуль озеро 32, 34, 39, 84, 86, 87, 92, 116, 117, 140, 141, 183, 269, 270, 274, 275, 279, 285, 425, 432, 433, 437, 446, 553, 563, 566, 661, 663, 667

- Рангульские горы 32
 Рангульский район 15, 84, 93, 119, 145,
 182, 284, 430, 438, 563, 565, 662, 663
 Рарз перевал 485
 Рарз речка 68
 Раумиддара речка 434
 Реват речка 76, 491
 Революции хребет 40, 41
 Регар селение 24, 584
 Ренган плато 610
 Ренган хребет 250, 345, 368, 541, 542
 Ренгенау перевал 501
 Риват речка 198, 199, 230, 231, 235, 237,
 646
 Риват селение 191, 197
 Ривут речка 68, 191, 357
 Рогы селение 521
 Рожак селение 440
 Рокшиф речка 412
 Ромитский район 240
 Ронч селение 191
 Рохацдара речка 180, 425
 Рошордара речка 180
 Рошткала районный центр 52
 Руфигар селение 509
 Рушан селение 29, 38, 439, 584
 Рушан урочище 30
 Рушанский хребет 23, 33, 46, 52—56, 93,
 184, 207, 208, 425, 428, 429, 433, 434,
 440—444, 446, 447, 549, 567, 568, 570,
 571, 616, 661, 666
 Рушанское озеро 39, 661
- С**
- Сабак селение 357
 Сават селение 350
 Саганаки гора 40
 Сагран ледник 40
 Сагран перевал 242
 Саграна речка 446
 Сайроба селение 259
 Самарканд город 42, 574, 576, 580
 Самаркандская котловина 358, 597, 598,
 622, 624, 625, 627
 Самбур селение 534
 Самгар селение 25, 299, 589, 590
 Самгарская степь 348, 392, 587
 Сангальт речка 192, 198
 Сангвор селение 431
 Санглак хребет 320, 532, 540, 610
 Сангмил селение 501, 655
 Сангистан селение 597
 Сангпар селение 535, 537
 Сангтуда селение 363, 538, 610
 Сандак горный массив, пик 29, 40
 Санзар город 580
 Санзар речка 106
 Санкиоби речка 76
 Сарайбаши селение 475
 Сараймардансай речка 458
 Сарваксай (Сарвак) речка 382, 389, 452,
 453
 Сарвак селение 452
 Саргоб речка 357
 Сардаймиона речка 40, 73, 144, 508, 509
- Сардан речка 347
 Сардопсай (Сардоп) речка 87, 89, 379,
 384, 454
 Сарезское озеро, Сарез 34, 39, 158, 168,
 169, 179, 180, 183, 370, 441, 443, 567,
 674
 Сармыч селение 591
 Сарсаряк хребет 311, 320, 538, 539, 541,
 604, 610, 660
 Сарыгазон речка 361
 Сарыдевол речка 110, 111
 Сарыкамыш гора 475
 Сарыкаудаль пик 28
 Сарыкол хребет (Сарыкольские горы)
 32, 567, 568, 614, 670
 Сарыкунгей речка 105
 Сарымат речка 81, 110, 192, 411
 Сарымсаклы горная гряда 394
 Сарыоб речка 175, 325, 326, 328, 329,
 529, 620
 Сарыобихунук урочище 76
 Сарыпуль речка 452, 453
 Сарысант горная гряда 476
 Сарытаг горная гряда 470
 Сарытаг речка 76, 167
 Сарыташ речка 33
 Сасык речка 434
 Сасыкбулак селение 348
 Сасыккуль озеро 39
 Саттарское плато 129, 459
 Саукбулак горный массив 120
 Сауксай речка 35, 41, 168, 424, 430, 431,
 434, 446, 556, 675
 Сафетдара речка 330
 Сафетхац речка 440
 Саят речка 201, 249
 Саят селение 202, 240, 527, 655
 Саятский район 368
 Себора речка 526
 Северный Акбайтал река 35
 Северный Памир 15, 16, 32, 39, 44, 45,
 86, 93, 119, 145, 155, 164, 168, 170,
 171, 178, 191, 203, 204, 337, 339, 375,
 377, 422, 430, 442, 445, 446—555, 558—
 563, 565—567, 571—573, 612, 630, 662—
 667, 669, 673, 674, 676
 Северный Таджикистан (Кураминский
 хребет и горы Моголтау) 11, 12, 17,
 19, 20, 44, 60, 61, 64, 87, 94, 95, 99—
 101, 118, 120, 124, 125, 130, 227, 228,
 286, 287, 290, 374, 376, 378, 382, 384,
 385, 449—451, 454, 458, 498, 585, 586,
 625, 628, 630, 632, 634—638, 640, 641
 Северный Тянь-Шань 577, 626
 Северо-Восточный Таджикистан (запад-
 ная часть Ферганской долины) 11, 12,
 292, 293, 299, 459, 585, 587, 623, 630,
 631
 Северцева пик 29
 Седова пик 29, 618
 Сейдж речка 52
 Сенустанынсай речка 35
 Сериздор селение 533, 538
 Серима речка 112
 Сельдытау горный хребет 156
 Сиалояк селение 578

- Сикогач ледник 41
 Симиганч урочище 526
 Синьцзян провинция Китая 558, 612
 Сиома речка 400, 402
 Согли селение 531
 Солёный рукав урочище 363
 Сорбо речка 356, 500, 505, 509
 Сорбо селение 499, 502
 Сорбух речная долина 167, 594
 Сох река 83, 106, 107, 464, 465, 471, 473, 475
 Сохчарв селение 439
 Соя озеро 357
 Средняя Азия 9, 13, 18—22, 39, 42, 43, 45, 46, 67, 95, 107, 175, 177, 193, 228, 232, 233, 286, 295, 296, 308, 319, 320, 322, 325, 344, 345, 361, 374, 449, 506, 515, 573, 574, 580—583, 585, 612, 616, 617, 622, 625—628, 630, 640, 663, 664
 Средняя Сибирь 57
 Сталина пик 11, 32, 41, 168, 558, 616, 618
 Сталинабад город 9, 239, 362, 364, 500, 503, 524, 577, 580, 584, 609
 Сталинабадский район 360
 Судюкта селение 303, 465
 Сумгара возвышенность 297
 Сумсар речка 88, 379
 Суна плоскогорье, урочище 79, 104, 106, 132, 596
 Супе-Тау горная гряда 292—294, 296—299, 347—349, 588, 590, 592, 624, 631
 Сурбион селение 530
 Сурхандарья (Сурхан) река 24, 28, 30, 331, 364, 365, 368, 521, 546, 548, 599, 609, 611, 625, 655
 Сурханская долина 504, 627
 Сурхат речка 495
 Сурхат селение 198
 Сурхку хребет 263, 530
 Сурхоб река 27, 35, 83, 114—116, 353, 364, 371, 504, 505, 507—509, 513—515, 528, 529, 576, 598, 603, 617
 Сухобская долина 509, 515, 624, 627
 Сурхобский хребет 578
 Сурхчашма селение 249
 Суффа селение 173, 524
 Суффинка речка 148, 173
 Сухумтау горная гряда, горы 105, 476
 Сучан селение 370, 373
 Сыр-Дарья река 11, 24, 25, 35, 36, 39, 292, 299, 346—349, 351, 387, 459, 461, 462, 586—593, 624, 626, 628
 Сырдарьинская долина 12
 Сытарч ледник 41
- Т**
- Табакчи хребет 539, 606
 Табошарсай речка 389, 394
 Тавак плоскогорье (Тавакское плато) 24, 128, 129, 227, 453, 455, 459, 586
 Тавасанг перевал 192, 195, 232, 233
 Таваствин речка 68, 191, 231, 357
 Тавильдара речка 326, 327
 Тавильдара селение 579, 580, 611, 612
 Тагобиджуфт речка 112, 398
 Тагобикюль речка 493
 Тагобисар речка 112
 Тагобысобак речка 68, 412
 Таджикская ССР 7—11, 17, 18, 21—25, 118, 199, 239, 271, 286, 301, 341, 374, 453, 523, 546, 573, 582, 583, 621
 Таджикистан 7, 11, 12, 14, 17—26, 35, 39, 41, 44, 45, 57, 59, 60, 61, 63, 65, 87, 93, 95, 105, 106, 118, 119, 138, 144, 146, 163, 164, 170, 172, 189, 191, 192, 223, 225, 227, 237, 240, 269, 277, 285—288, 290, 303, 304, 336, 341, 344, 346, 350, 374, 378, 449, 459, 465, 471, 482, 504, 521, 546, 573, 574, 583, 585, 586—588, 593, 595, 621, 622, 625, 626, 627, 630
 Таирсу речка 363, 364, 521, 530, 540, 541, 610, 611, 660
 Такабош речка 417
 Такели горная гряда 99—101, 121, 347, 381, 388
 Такели рудник 382
 Такоб река 401, 655
 Талсай речка 125
 Тальхак селение 265
 Тамархут селение 502
 Тамдыкуль речка 70, 72
 Тамчи речка 381
 Тамшуш речка 498
 Танхазы речка 498
 Танымас ледник 40
 Танымас перевал 616
 Танымас река 16, 118, 145, 168, 176, 177, 180, 203, 206, 207, 224, 269, 273, 278, 281, 339, 553, 562, 565, 566, 614, 616, 669, 673
 Танымасский хребет 146, 559
 Тарим река 11
 Таудара селение 538
 Тахтабаст урочище 451, 635
 Тахтубуз горная гряда 135, 470
 Ташбулак горы 120, 121, 122, 476, 479
 Ташбулак урочище 472
 Ташгезе возвышенность 122
 Ташкентская терраса 627
 Ташкескен горная гряда 381, 383, 394
 Ташкурганский хребет 565
 Ташрабат перевал 540
 Текелик речка 108, 114, 511, 512
 Тенгизбай перевал 510
 Тереклигау горная гряда 28, 311, 540, 541, 610
 Термез город 42, 580
 Техарви ледник 41
 Тешикташ гряда 479
 Тешикташ селение 545
 Тианский хребет 313
 Тибет горная область 567
 Тике гора 477
 Тиндал пик 618
 Тогузбулак речка 29, 35
 Годор речка 112
 Тойкара селение 524, 537, 546
 Токмак селение 227, 290
 Толкеш селение 533

- Топчардаван перевал 172
 Тузбель перевал 480
 Тузгуны речка 284
 Тузгуны-Терескен хребет 425
 Туль селение 471
 Гулоланг река 249, 313, 498—500, 502, 503, 522, 575, 599, 611
 Тупчек урочище 28
 Турангысай (Туранглы) речка 87, 100, 101, 382
 Тургак селение 543
 Туркестан (Туркестанский край) 18, 19
 Туркестано-Алайская область 105
 Туркестанский хребет 12, 13, 19, 24—27, 36, 40, 45, 57—59, 62, 65—68, 70—73, 77, 80, 93, 102—107, 118, 119, 131, 132, 136—138, 146, 164, 191, 229, 286—289, 292—294, 300, 301, 306, 307, 346, 350, 351, 355, 357, 358, 377, 396, 397, 399, 404, 405, 410—412, 459—461, 464, 465, 471, 480—485, 490, 508, 510, 574—577, 587, 589, 592—597, 599, 622, 624, 642—645, 647, 650
 Туркпарида речка 81
 Турсав селение 533
 Тусиондара речка 51
 Тутбулак селение 542
 Тутек речка 72, 73, 83, 115, 508, 509
 Туткаул селение 308, 311—313, 532, 533, 538
 Туюксу речка 144
 Туюнтау горы 548, 604
 Тюбегатана район 259
 Тюякудук колодец 548
 Тюямуюн речка 460
 Тяятша гора 474
 Тянь-Шань горная система 11, 12, 17, 141, 374—376, 449—451, 497, 507, 582, 622, 631, 632, 636, 640
- У**
- Убагынь речка 273, 278, 281
 Убагынь селение 63, 90
 Узбекская ССР (Узбекистан) 9, 22, 25, 87, 107, 114, 118, 173, 203, 379, 383, 454, 498, 522, 546
 Уйгок речка 91
 Уйсу речка 33, 34, 38, 41
 Урал 95, 99, 120, 581
 Ура-Тюбе город 24, 25, 42, 71, 79, 303, 574, 576, 584, 591, 596
 Уратюбинская гряда 65, 71, 103, 105, 351, 592, 594
 Уратюбинская котловина 591
 Уратюбинский район 65, 66, 68, 71, 105, 108, 118, 136, 137, 286, 301, 303, 305, 306, 596, 652
 Ургас горный массив 120
 Уреч речка 81, 113, 495, 497
 Урмизан ледник 72
 Урмитан селение 65, 69, 166, 354, 490, 644
 Урсатьевская ж.-д. станция 351
 Уртабоз возвышенность 365
 Уртабуз перевал 441, 442, 568
- Уртабуз речка 162
 Усой селение 39
 Усойский завал 39, 612
 Устынгау гряда 548
 Устюрт плато 313, 622, 626, 628
 Утикашк речка 69
 Уткемсу речка 24, 36, 124, 127, 128, 291, 347, 378, 381, 390, 394, 453, 457, 586, 587
 Учджилга речка 33
 Учтурган речка 350
 Уялы селение 361
- Ф**
- Файзабад селение 239, 503, 534, 601
 Файзабадская долина 359
 Файзабадский район 503, 529
 Фандарья река 26, 36, 73, 192, 194, 353, 484, 495, 577, 594, 598, 651, 652
 Фатруф речка 135
 Фатруф селение 202
 Федченко ледник 28, 29, 31, 32, 40, 41, 145, 155, 168, 425, 432, 433, 446, 559, 562, 566, 615, 616, 674
 Фергана город 576, 577
 Ферганская долина, Ферганская впадина, Фергана 12, 19, 24, 41, 44, 233, 286, 293, 296, 299, 308, 312, 313, 318, 325, 329, 341, 344, 349, 351, 399, 459, 460, 461, 466, 507, 577, 587—590, 622—625, 627, 631, 632, 641
 Ферганский хребет 293, 316, 322
- Х**
- Хаватсай речка 350
 Хаврездара речка 273, 437, 566
 Хадзуг речка 46, 53
 Хазормеч горная гряда 74, 81, 110, 112
 Хазретиша хребет 29, 201, 311, 530, 603
 Хазретсултан горный массив 644
 Хазретсултан ушеле 598
 Хаит селение 83, 115, 116, 508, 509, 515, 527, 576, 577
 Хайдаркан селение 106
 Хакими селение 147, 239, 503, 521, 522
 Ханака речка 137—139, 146—148, 201, 202, 361, 368, 399, 400, 402, 408—410, 417, 420, 500, 503, 508, 521, 524, 525, 599, 609, 625, 647
 Ханака селение 500, 525
 Ханская сопка 591
 Харангон речка 361, 364, 403, 524
 Хатфат речка 180
 Хаузианточ летовка 62
 Хива город 574, 575
 Хилково ж.-д. станция 350, 351, 592
 Хинг селение 533, 534
 Хингоу река 28—31, 35, 86, 141, 152, 155, 167, 168, 178, 265, 327, 331, 359, 363, 370, 371, 377, 424, 430, 431, 433, 446, 520, 527—530, 551, 558, 579, 603, 604, 611, 612, 615, 618—620, 622, 666
 Хирманджоу речка 308, 309, 311
 Хихек летовка 63

Ховалинг селение 579, 584
 Ходжаабдуллаака горная гряда 537, 542, 660
 Ходжаалишо селение 251
 Ходжаачкан речка 70, 72, 83, 510
 Ходжабакирган речка 464, 469, 589
 Ходжабехоб перевал 544
 Ходжагаспи речка 502
 Ходжаказиан хребет 261, 545
 Ходжакинтаб речка 76
 Ходжамет селение 104
 Ходжамофрач речка 139
 Ходжамумын гора 529, 607
 Ходжамушкент-Уратюбинская гряда 591
 Ходжанур селение 532
 Ходжаобигарм селение 239, 521
 Ходжаобигарм речка 505
 Ходжаобигарм термальный источник 655
 Ходжайосиек перевал 192
 Ходжасартис гора 358, 529, 607
 Ходжауси речка 90
 Ходжашооба селение 327
 Хоки перевал 598
 Хокмаля селение 536
 Хорог город 9, 30, 42, 49, 53, 55, 575, 580, 584
 Хострога речка 619
 Хочилъор речка 308, 309, 311, 312, 652
 Хочилъор селение 249, 501, 525
 Хаун речка 443
 Худгиф речка 68
 Хурдак озеро 357
 Хурджин перевал 443
 Хуштарита 81
 Хучируд речка 112
 Хшикат речка 231, 235, 237
 Хширтаб селение 595
 Хыц селение 39

Ц

Центральная Азия 11, 19, 449
 Центральный Памир 15, 16, 18, 34, 41, 44, 164, 168—171, 203, 269, 273, 276, 281, 285, 339, 422, 426, 430, 433—435, 438, 441—443, 445, 446, 548—550, 555, 559, 560, 562—567, 569—572, 581, 585, 594, 595, 612—614, 619, 621, 624, 625, 630, 665, 666, 668, 669, 671—673
 Центральный Таджикистан 11—14, 57, 60, 62, 65, 67, 70, 76, 77, 94, 95, 102, 114, 118, 119, 131, 132, 138, 140, 146, 147, 164, 167, 170, 171, 173—175, 189, 191, 192, 199, 226, 227, 229, 233, 237, 239, 286—289, 292, 300, 304—308, 341, 346, 352—357, 377, 378, 396, 397, 399, 404, 406, 408, 411, 460, 482, 485, 488, 493, 506, 585, 593, 596—598, 641, 642, 644—653

Ч

Чабаранг речка 273, 281, 621
 Чабдара горная вершина 26
 Чадак речка 383
 Чадак селение 588
 Чайкильды родник 539

Чакыр селение 350
 Чалата селение 121
 Чалата горная гряда 87, 99—101, 120—122
 Чалата речка 121
 Чалдыктуран речка 328
 Чалтау перевал 540
 Чалтау хребет 540, 541, 610
 Чалысай речка 125
 Чандындара речка 52
 Чанор селение 537
 Чапдара речка 76
 Чарджоу город 580
 Чаткальский хребет 61, 88, 341, 375, 376, 379
 Чахтомдара речка 49
 Чашкат речка 73, 74, 109—111
 Чашкат селение 69
 Чашмасанг селение 148, 173, 524
 Чешекты речка 207
 Чиберлисай речка 125, 129
 Чимкент город 575
 Чильбухтерон речка 608
 Чимтарга ущелье 598
 Чимтаргинский горный массив (Чимтарга) 40, 74, 81
 Чинор селение 536
 Чиркент речка 522, 523
 Чирчик-Ангренский водораздел 383
 Чихох речка 435
 Чокагир селение 536
 Чокколдай речка (долина) 33
 Чокчар хребет 502
 Чопташ гора 481
 Чорбог селение 352
 Чорку селение 352, 475, 576
 Чортанге речка 72, 77
 Чорухдайрон урочище 123, 394
 Чош речка 114, 645
 Чува селение 533, 578
 Чукалик урочище 355
 Чумкартау горная гряда 25, 65, 72
 Чумурган речка 481
 Чушка перевал 347

Ш

Шаартуз селение 584
 Шаартузский район 316, 317
 Шагон селение 143, 144
 Шаитдаван перевал 87, 227, 291, 453, 454, 458
 Шайдан речка 348, 394
 Шайдан селение 227, 290, 382, 390, 454, 588
 Шаклысу горная гряда 29
 Шаклысу речка 28, 29, 527
 Шамаль селение 138
 Шаргунь речка 114, 240, 241
 Шаритуз селение 544
 Шатрут речка 114, 499, 645
 Шахдара река 16, 29, 30, 45, 46, 52, 54, 55, 56, 340, 370, 428, 571
 Шахдаринский хребет 29, 33, 41, 46, 47, 49, 51—56, 549, 568, 570
 Шахмардан речка 471
 Шахристан перевал 68

- Шахристан селение 591
 Шахристанская котловина 351, 352, 591, 592, 596
 Шахристанский район 67, 68, 104, 106
 Шегембет речка 428
 Шингак селение 229
 Шингалич река 72
 Шинды перевал 188
 Шинды речка 187, 188, 223
 Шинк река 36, 38, 76, 81, 110, 112, 67, 171, 192, 355—357, 411, 492, 495, 595, 598
 Шинк селение 175
 Шипад селение 436, 565
 Ширабад город 259, 309, 321
 Ширинкыз возвышенность 592
 Ширкент речка 147, 304, 403, 501, 502, 505
 Шникат селение 191, 490
 Шмайгунь родник 316
 Шодымирский район 58, 59, 136
 Шорбель перевал 284
 Шоркуль котловина озера 39
 Шоркуль озеро 32, 34, 269
 Шоркуль—Мынхаджирский район 439
 Шорсу речка 172
 Шортанг селение 466
 Штам перевал 208, 570
 Шугнан район 29, 38
 Шугнанский хребет 29, 33, 46, 55, 207, 427, 447, 549, 568, 571, 616
 Шульмак селение 502
 Шульмакский район 357
 Шур селение 535
 Шураба селение 164, 460, 472, 473, 584
 Шураб урочище 474
 Шурабский район 68
 Шураксай речка 367
 Шурианбаш (Шуриан) селение 542—544
 Шурабад селение 584
- Э
- Эмба географ. обл. 317
- Ю
- Юго-Восточный Памир 143, 152, 156, 160, 162, 168—170, 177, 182, 183, 186—189, 210, 218, 376—378, 425, 426, 434, 445, 446, 549, 562—564, 569, 572, 573, 613, 668—674
 Юго-Восточный Таджикистан (Памир и Дарваз) 11, 15, 60, 63, 116, 140, 170, 223, 226, 227, 271, 276, 285, 289, 334, 369, 422, 548, 612, 630, 666
 Юго-Западный Гиссар 376
 Юго-Западный Кара-Мазар (см. Западный Кара-Мазар) 120
 Юго-Западный Памир 15, 17, 45, 46, 53, 55, 56, 207, 426—429, 441, 443, 445—447, 567, 568, 571, 572, 661, 666, 670, 671
 Юго-Западный Таджикистан 11, 13—15, 19—21, 27, 37, 41, 44, 189, 191, 199, 200, 202, 203, 223, 226, 286, 289, 299, 308, 314, 316, 319, 320, 322—324, 358, 361, 363, 368, 369, 515, 521, 526, 575, 585, 600—602, 607, 608, 610, 619, 622, 626, 630, 653, 654—658, 660, 672
 Южная Саграна речка 431
 Южная Фергана 12, 20, 45, 131, 138, 139, 171, 194, 228, 293, 303, 464, 640
 Южно-Уратюбинская гряда 79, 103
 Южно-Эмбенский район 317, 319
 Южные Альпы 188
 Южный Акбайтал речка 35
 Южный Дарваз (бассейны рек Ванч и Язгулем) 63, 84, 87, 89, 92, 116, 199
 Южный Памир 15—18, 34, 41, 44, 45, 161, 162, 170, 171, 206, 290, 334, 339, 340, 422, 429, 441, 548, 549, 559, 567—569, 581, 612, 630, 665, 667, 669—671, 673, 677
 Южный склон Гиссарского хребта 492, 503—505, 646—648
 Южный Тянь-Шань 11, 15, 450, 451, 483, 573, 574, 577, 632
 Южный Узбекистан 654, 656
 Юлмазар речка 571
- Я
- Яван речка 521, 534, 535, 541—543
 Яван селение 584
 Яванская впадина 361
 Яванская долина 534, 610
 Явансу речка 362, 363
 Ягноб река 26, 36, 40, 74, 80, 81, 108, 112, 113, 133, 167, 192, 194, 231, 235, 237, 238, 353, 356, 485, 491—493, 495, 497, 508—510, 512, 593, 598, 645, 648, 651, 652
 Ягнобские ледники 595
 Язгулем перевал 616
 Язгулем река 16, 30, 31, 38, 63, 64, 84—86, 90—93, 203, 224, 370, 425, 435, 616, 618, 661
 Язгулемский ледник 40, 41
 Язгулемский район 56
 Язгулемский хребет 16, 29, 40, 41, 63, 84, 90, 95, 179, 180, 205, 206, 269, 272, 273, 276, 278, 281, 433—438, 442, 443, 446, 449, 565—567, 616, 618, 669, 670, 672—674
 Язгулем-Бартангский район 180
 Яккатуг селение 135
 Якундж речка 267
 Яланчинор селение 536—538
 Ямг речка 51
 Ямчин речка 49, 51
 Янгидаван речка 82, 83, 430
 Янгисобак перевал 596
 Ярхыч речка 83, 509, 515
 Ясман речка 509, 515, 527, 576, 593
 Яфуч селение 265, 530
 Яхсу река 28, 39, 325—327, 329, 330, 358, 363, 364, 521, 527, 529, 601, 607, 612, 619, 620
 Яшилькуль озеро 30, 39, 55, 183, 340, 370, 372, 441, 567, 572, 612

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

- Ааленский ярус 209
Адрасманская подсвета 125, 129, 130, 636
Адырные конгломераты 344, 352
Акантоплитовая свита 246, 247, 248, 252, 253
Акбайтальская зона 553, 565, 566
Акбелес-Ташрават (Акбелес) мульда 469
Акбелеская синклиналь 462, 463
Акбель-Кызылджарская антиклиналь 294, 462
Аквиллиновые слои 96, 97, 101, 102
Аккурский надвиг 455
Аксайская впадина 352
Аксайская подсвета 125, 128, 129, 636
Аксуяк антиклинальная возвышенность 540
Актауская антиклиналь 544, 545
Акташ магнетитовое оруденение 389
Акташская структура 476
Акташские известняки 188, 189
Акташский комплекс 125, 635
Акташский разлом 478
Актерекская антиклиналь, Актерек 476—478
Акчинская свита 125, 381, 636
Акчопская антиклиналь 462, 463
Алай-Гиссарская зона поднятий 630
Алайские структуры 506, 507
Алайский антиклинорий 512
Алайский тип отложений 15
Алайский ярус (алайские слои) 287, 290, 291, 301, 303, 305, 311, 312, 315, 316, 318, 334, 335, 338, 466, 531, 534, 541, 543, 640, 652
Аличурская депрессия 569
Аличурская свита 47, 48, 52, 55
Аллатак брахиантиклинальная складка 541
Алмалысайская подсвета 125, 127, 130, 456, 635
Альбский ярус, альб 236, 238, 239, 242, 246, 247, 250—254, 257, 268
Альмурадская свита 242, 248, 249, 252
Альпийская интрузивная фаза 378, 426, 442, 443
Альпийская складчатость, альпийские структуры, альпийский орогенез, тектогенез 14, 16, 194, 423, 442, 444, 489, 520, 549, 561, 564
Альпийский магматизм, вулканизм 16, 423
Альпийское антиклинальное поднятие 16, 476
Амфиоровые слои (известняки) 80, 81, 96, 97, 100, 101, 118
Ангарский материк 572
Ангренский (Бабайтаудорский) массив 393
Андижанская свита 293
Аптский ярус, апт 243, 247—249, 251, 252
Аруктауская антиклиналь 545
Ассакаудана впадина 628
Астурийская фаза складчатости 451, 635
Атриповые слои 96—99
Аубетская синклиналь 536, 537
Аулатская свита 240, 257
Аштайский интрузив 382

Б

- Бабатагская антиклиналь 331, 333, 546
Бабатагская впадина 289, 611
Бабатагская свита 332, 333, 660
Бабайтаудорский массив 393
Бабайобский интрузив 382
Базальные слои 96—98, 182
Базардинская интрузия, массив 434, 441, 442
Базардаринский пояс эффузивов 446
Байрягау антиклиналь 546
Бактрийская серия, ярус 289, 293, 322, 323, 325, 332, 460, 626
Баяндкинка гранитный массив 446
Баяндкинская антиклиналь 560, 565
Баяндкинская свита 156
Бартагская вулканогенная толща 445
Баткен поднятие 465
Баткен-Катранское поднятие 471—475
Башгумбеский гранитный массив 434, 443, 447
Баштавакский разлом 128, 450, 451, 453—459, 586, 637
Белесенк поднятие 465, 468
Белеулинская свита 142, 155, 156, 168
Бирюзовый разлом 454—457, 459, 637
Бисульфатные слои 135
Брахиоподовые слои (известняки) 81

Бретонская фаза складчатости 663
 Булакбаши антиклиналь 480
 Бурачарский сброс 457
 Бурютау антиклиналь 541
 Бухарский ярус 237, 239, 241, 259, 262,
 267, 286, 290, 301, 303—305, 308—310,
 313, 316, 334, 335, 338, 466

В

Валанжин, валанжинский ярус 252
 Ванчский интрузивный массив 435—437,
 446
 Ванчский уровень денудации 622
 Варисская складчатость, варисские дви-
 жения 16, 178, 452, 454, 460, 520, 564,
 575, 663
 Варисский вулканизм 16
 Ваханская толща сланцев 162
 Вахская антиклиналь (моноклиналь)
 530, 532, 660
 Вахский антиклинорий 324, 332, 333,
 600, 601, 622, 626
 Вахский сброс (надвиг) 507, 519, 531,
 532
 Венлок, венлокский ярус 62, 68, 70—72,
 76, 77, 80, 82, 111, 207
 Верхнеадырная свита 351
 Верхнекушайнакская подсвита 125, 127—
 130, 452, 636
 Верхне-Ягулемский гранитный массив
 446
 Визейский ярус, визе 69, 119, 120—122,
 132, 135, 139, 141, 142
 Виочская синклиналь 530
 Ворухская депрессия 472, 476, 478, 480,
 481
 Восточно-Каракульский массив, интру-
 зив 387, 432
 Восточно-Кураминский гранитный мас-
 сив, интрузив 389
 Восточно-Памирская тектоническая фаза
 671
 Врангская свита 47, 48, 52

Г

Гальчабаши поднятие 465, 468, 469
 Гарданиуштинская антиклиналь 543, 545
 Гарданиуштинский надвиг 544, 545
 Гармчашминская свита 47, 49, 51
 Гашионская синклиналь 530, 531
 Геоантиклинальная область Централь-
 ного Таджикистана 482
 Геосинклиальная зона Памира 16
 Гилякская антиклиналь 536, 537
 Гипсоносная свита (толща) 153, 461—
 463, 534
 Гиссаро-Алайский массив 519
 Гиссаро-Денауская (Гиссаро-Сурхан-
 ская, Гиссарская) впадина 289, 324,
 331, 333, 659, 660
 Гиссарская антиклиналь 522, 523
 Гиссарская интрузия, интрузив 148, 411,
 414, 415
 Голодноstepское плато 589

Голодноstepский цикл денудации 587
 Горанская свита 46—48, 55
 Готерив, готеривский ярус 247—252
 Гранитные интрузии северной зоны Па-
 мира 431
 Гудасские биотитовые граниты, Гудас-
 ский массив 389, 390
 Гузан антиклинальное поднятие 465
 Гузанский разлом 466
 Гулизинданская антиклиналь 532, 533
 Гульбистинская (Кульпистинская) анти-
 клиналь 503
 Гульдаринская фаза складчатости 325,
 329
 Гундаринская толща 153
 Гущайский тип гранитов и граноди-
 рит-порфиров 382, 383

Д

Даганакиицкая антиклиналь 542—544
 Дангаринская впадина 624
 Дандончицкая антиклинальная склад-
 ка 545
 Дарваза палеозойский массив 19, 45
 Дарваза предгорная депрессия 287
 Дарвазская зона разломов 520
 Дарвазская серия 153
 Дарвазский антиклинорий 659
 Дарвазское поднятие 325, 520
 Даргун поднятие 465, 470
 Датский ярус 227, 231, 234, 237—239,
 241, 254, 255, 259, 262, 265, 267, 269,
 281, 285, 303, 304, 308
 Даштакинская свита 52, 359
 Даштакинская фаза (уровень) денуда-
 ции 612
 Даштиузбеконский уровень денудации
 682
 Джамакская синклиналь 63
 Джамакский интрузив, массив 434, 444,
 447, 448
 Джамандаванская депрессия 633
 Джамбулакская антиклинальная складка
 521—524, 526
 Джангоуская антиклиналь 532, 533
 Джеркамарская подсвита 635
 Джеркамарский дайковый пояс 384, 457
 Джетымтауская антиклиналь 538
 Дигмайская антиклиналь 461
 Докембрийские отложения 56
 Долонинская свита (см. минбулакская
 свита) 124, 451, 635
 Донецкая фаза киммерийской складча-
 тости 670
 Досталык антиклиналь 475
 Древнекиммерийская фаза 172, 670
 Друмдаринская свита 54, 55

Ж

Жединский ярус 102, 104
 Железный разлом 457
 Живетский ярус 95—99, 104—106, 108,
 110, 111, 113, 166, 644

3

Заалайский синклиорий 512
 Заалайский тип разреза мезозоя и кайнозоя 280
 Заунгузская свита 322, 626, 627
 Зеварская синклиналь 522, 523, 526
 Зеравшано-Гиссарская зона 482, 489, 497, 498, 501, 506, 508
 Зеравшано-Гиссарский прогиб 484, 489, 491, 644, 645
 Зеравшанского хребта антиклинорий 491, 493—495, 497, 512
 Зиддинская депрессия 497
 Зиддинская свита 139
 Змудская свита 51, 52, 54

И

Известняково-мергелистые слои 96, 97, 99, 100
 Илякская синклиналь 534
 Ионахшская антиклиналь (моноклиналь) 530, 531, 533
 Ипрский ярус 287, 311
 Истыкская толща 187
 Истыкская фаза 670
 Исфаринско-Ляканская впадина 352, 466
 Исфаринские слои 78, 79, 301, 305, 313, 318, 475, 476, 657
 Исфаринский разрез силура 66
 Исфаринский разрез палеогена 303, 305
 Исфаринский ярус 288

К

Кайракская свита 83
 Калайхумбский гранитный массив (см. Обихумбоуский массив) 431, 445, 446
 Калачамазарская антиклиналь 465
 Каледонская фаза складчатости, каледонские движения 450, 634
 Каледонский магматизм 445
 Калигрская свита 245—249, 252
 Калькаратусовые соли 96—100
 Камышбашинский разлом 466
 Камышкурганская впадина 348, 588, 593
 Камышкурганская синклиналь 464
 Капланбекский комплекс фауны 309, 310
 Карабильская свита 242
 Каракизтуганский разлом 456
 Каракорумская фаза тектонических движений 672, 674
 Каракорумская структура 449, 572
 Каракульская впадина 371
 Каракульская синклиналь 559, 560
 Каракульские интрузии гранитов 432, 437, 446
 Каракульский надвиг 519, 559
 Каракульский пояс разрывов 558—560
 Каракуль-Хингоуская зона 152, 155
 Каракумская свита 627
 Карамазарский вулканогенный комплекс 124, 127, 451, 635
 Карамазарский массив (см. Кураминский интрузив) 87, 387, 388, 390
 Карамазарский дайковый пояс 384, 396, 457
 Каранакская свита 289, 320, 328—331
 Карасай синклиналь 481
 Каратагские (Такабошские) порфиры 417
 Каратагский комплекс фауны бухарского яруса 309, 310
 Каратау антиклинальное поднятие 465—468
 Каратау-Коктюбе поднятие 467
 Каратауская антиклиналь 534, 538—540
 Караташская подсвита 125, 127, 130, 455, 635
 Каратегинская антиклиналь 509, 510
 Каратегинские гранитонды 408
 Каратегинские сланцы 115 116
 Карачатырская подзона 460
 Каржантау-Кураминская (Кураминская зона) подзона 450, 451, 631, 632
 Карнийская трансгрессия 668
 Карнийский ярус (слои) 182, 184, 185, 189
 Каршитауская антиклиналь, структура 331, 535, 542, 543, 546
 Катран поднятие 465
 Катранский разлом 471, 473, 475
 Кафдона (Кафдонская) антиклиналь 533—535
 Кафирниганский пучок складок 519, 520
 Кафтармольская толща 153
 Качкарын-Карабулакская (Качкарынская) депрессия 475, 476, 478, 479
 Кашгар-Таджикистанский прогиб 14
 Кашгарская (Таримская) депрессия 612
 Кашкасуйские известняки 154, 156
 Кайракская свита 61
 Келловейский слой 189
 Кизылжуринская свита (толща) 383
 Кизылсайский тип гранитоидов 382
 Килимбинская свита 353, 619, 620, 623, 627
 Ким (Сельрохо), антиклиналь 467
 Киммерийские движения (интрузии) 173, 423, 426, 434, 442, 443, 446, 501
 Киммерийский цикл магматизма, вулканизма 16, 445
 Кирпично-красная свита (см. массагетская серия) 288, 293, 296, 322—324, 470, 475, 476, 480, 626
 Кичикалайская синклиналь 512
 Кобленцкий ярус 102—105
 Коктюбе антиклинальное поднятие 465, 467, 468
 Коктюбе разлом, сброс 467, 469
 Коктюбюкская антиклиналь 461
 Конгломератов, песков и песчаников свита 164
 Коралловые слои (известняки) 120
 Кошкентская свита 351
 Кубоидный комплекс фауны 107
 Кугитангский прогиб 254
 Кударинская интрузия гранитов 437—439, 446
 Кулябская (килимбинская) свита 320, 331, 353, 359, 545, 620, 623, 627, 660

Кулябская антиклиналь 529
 Кумачдаринская интрузия 442, 444, 447
 Кунгурская антиклиналь 530
 Кунжакадальянский разрез силура 66, 77, 79
 Кураминские гранодиориты, Кураминский интрузив 124, 389
 Кураминско-Моголтауское поднятие 585, 586
 Кураминское поднятие 587
 Курганташ поднятие 465, 469, 470
 Курганташский разлом 470, 471
 Кургантюбинская впадина 362, 624
 Курговладская антиклиналь 557, 558, 560
 Курговладские интрузии 438
 Курукская свита 138, 146
 Курусай тектонический блок 479
 Курусайская свита 60, 88
 Кутыргана синклиналь 511
 Кухифрушская антиклиналь 328
 Кушайнакская депрессия 127
 Кушайнакская свита 123
 Куэнь-Луня внешние цепи 560, 565
 Куэнь-Луня внутренние цепи 560, 567
 Куэнь-Луня складчатая структура 11, 449, 572
 Кшемьская синклиналь 481
 Кштут-Зауранская синклиналь 198, 229, 230
 Кызимчекская антиклиналь 545
 Кызойская синклиналь 532, 533
 Кызсайган, антиклиналь 539
 Кызылджарская складка (антикл.) 461, 462
 Кызылрабатская депрессия 372
 Кызылрабатский пояс эффузивов 446
 Кызылтауская подсвита 125, 127, 128, 462, 635, 636
 Кызылташская свита 243, 245, 248
 Кызылчеку гранитный интрузив 388
 Кынгырадыр флексура 472
 Кынгырадырская тектоническая зона 471

Л

Ландоверский ярус, ландовери 62, 67, 68, 70, 71, 73, 76, 77, 483
 Лаурская синклиналь 541
 Лейас 173
 Лихвинский подъярус 120
 Лудловский ярус, лудлов 62, 71—73, 77, 79—81, 83, 85, 103, 114, 484, 489
 Лузитанский ярус, лузитан 216
 Лузитанские известняки 677
 Лягланская фауна 107
 Лярабийская фаза тектогенеза 652, 656

М

Маастрихт, маастрихтский ярус 262
 Магиан-Каракульская межантиклинорная зона 497
 Магианская депрессия, котловина 231, 232, 285, 300, 306
 Магиан-Фарабская депрессия 489
 Мадыгенская мульда 470

Мадыгенская толща 172
 Майхуринская свита 138, 139
 Манакские слои, горизонт 79, 102—104
 Маргиналиевые слои 79, 103
 Массажетская серия, ярус 288, 293, 296, 322—324, 470, 475, 476, 480, 626
 Матчинский горный узел 72, 508
 Матчайский разрез 79
 Махаутауская антиклиналь 461, 463, 464
 Машрапская свита 96, 97, 450
 Мегалодоновые слои (известняки) 189
 Мергелистые слои 96, 97, 100, 101
 Минбулакская свита 124, 451, 635
 Момукский разлом 553
 Московский ярус 481
 Музбекские гранодиориты, Музбекский интрузив, массив 381, 387, 388, 454
 Музбулакский гранитоидный интрузив 88, 89, 387
 Мурзарабатская впадина, депрессия 347
 Мынтекинская свита 178, 179, 204, 444
 Мячковский горизонт 120

Н

Намюрский ярус, намюр 135, 646
 Нанайский цикл денудации 587
 Неоком 238
 Нефтебад поднятие 466
 Нефтебадская структура 466
 Нижнеадырская свита 351
 Нижнекушайнакская подсвита 125, 127, 130, 455, 635
 Норийский ярус 182, 184, 186
 Нулевая свита (юрские конгломераты) 176
 Нурекская петля Вахша 521, 538

О

Обигармский пучок складок 519
 Обихумбуоский (Калайхумбский) гранитный массив 431, 445, 446
 Обичушюкская синклиналь 531
 Окузбулакская свита 245—250, 252
 Окуртауский надвиг 459
 Ортоская антиклиналь 528
 Оясайская свита 125, 381

П

Палеохориститовые слои 120, 121
 Памиро-Гиндукушский антиклинорий 564, 565, 569—571, 573, 676
 Памиро-Дарвазское поднятие 619
 Памирская зона поднятий, Памирское поднятие 449, 622, 630, 677
 Памирские структуры 11, 449, 676
 Памирский известняк 210, 226
 Памирское «Великое» смятие 572
 Памирско-Шугнанская (Шугнанская) интрузия 447
 Паратурамминовые слои 120—122
 Пасруд-Ягнобская межантиклинорная зона 497
 Пенджабский клин 573
 Пенджабский «синтаксис» 581

- Пенджикентская депрессия 285, 304, 306, 341, 489
 Пентамеровые слои 77, 78
 Переходная свита 298
 Полизакская свита 289, 320, 330, 331
 «Полурский разлом» 560
 Поперечный сброс 457
 Послекизылнуринский комплекс интрузивов 384
 Послетавакская подфаза складчатости 452
 Предакташская фаза складчатости 451
 Предверхнекарбоневая фаза тектонических движений 485
 Предкузньлуинский передовой прогиб 553
 Предкызылтауская подфаза складчатости 451, 452, 636
 Преднаюрская фаза тектонических движений 485
 Предсреднекарбоневая фаза складчатости 485
 Предшурабсайские интрузивы 382, 389
 Придарвазский прогиб (см. Яхсуйская передовая впадина) 254
 Продуктусовые слои 96, 97, 99, 100
 Птупская свита 51, 52
 Пулимулинский массив известняков 495
 Пулисангинский мост 532
 Пшартские гранитные интрузии 439
 Пшартско-Мургабский пояс эффузивов 446
- Р**
- Рабутский разрез 58
 Раватская межгорная депрессия 497
 Равашская осадочно-вулканогенная свита 381
 Равноуская серия 153
 Ранневарисская интрузивная фаза 430
 Раннекимерийская магматическая фаза 670
 Раумидский массив гранитов 434
 Редкометальный разлом 457
 Риштанский ярус 287, 288, 291, 301, 305, 312, 318, 334—336, 338
 Рушанский гранитный комплекс, рушанские гранитоиды 441
 Рушанско-Базардаринская зона гранитных интрузий 446, 447
- С**
- Сагранские известняки 142, 155
 Садыварская свита 626
 Сакеярская синклиналь 512
 Салангурская депрессия 221
 Самаркандская впадина 622
 Самаркандская впадина 352, 622
 Самгарская впадина 348
 Сангарская антиклиналь 534, 535, 537, 542
 Санглакская антиклиналь 532—534, 538, 540
 Сангтудинская петля Вахша 538
 Сарматские отложения 322
- Сарсарьякская антиклиналь 534, 538, 540, 541
 Сарсарьякский надвиг 538, 539
 Сарыадыр антиклиналь 471
 Сарыадыр флексура 472
 Сарыкамьшская депрессия, впадина 626, 628
 Сарыкольская толща 187
 Сарыобская фаза тектонических движений 325, 327
 Сарысайт синклиналь 477, 478
 Сарыташ-Самаркандская антиклиналь 192
 Сассыктекинская песчано-сланцевая свита 154, 156
 Сауксайская антиклиналь 555—558
 Сауксайская (золотоносная) свита 86, 87, 116—118, 142, 155, 424, 431
 Сафетдаронская свита 153
 Сафетдаронская фаза тектонических движений 325, 330
 Свинцовый разлом, сброс 457
 Северная зона Памира 44, 566
 Северного Памира палеозойская подзона 559
 Северного Памира палеозойский массив 15, 16, 550, 552, 555, 567
 Северного Памира мезо-кайнозойская подзона 550, 559, 561
 Северного Памира структура 540, 550—552, 555, 560, 561
 Северо-Гиссарский антиклинорий 491, 493—495, 497, 645, 648
 Северо-Зеравшанская зона 497
 Северо-Моголтауский дайковый пояс 384
 Северо-Памирский антиклинорий 177, 564—566, 676
 Северо-Ренганская антиклиналь 535, 542
 Северо-Туркестанский прогиб 484
 Северо-Гяньшаньская геоантиклиналь 631
 Сеноманский ярус, сеноман 238—240, 242, 246, 254, 255, 257, 260, 262, 265, 277, 278, 280, 284
 Сенонский ярус, сенон 234, 236, 238, 239, 241, 254, 255, 258, 260, 262, 264, 267, 277, 278, 280, 281, 285, 652
 Сериндия древний материк 573
 Согдийский отдел 318
 Сорбулакская толща 673
 Сорбулакская свита 269
 Сох-Исфаринский антиклинорий 460
 Сохская свита (конгломераты) 344, 352
 Сохчарвская интрузия, массив 439
 Спилитовая свита 142, 553, 663
 Средиземноморская мезозойская геосинклиналь 581, 630
 Средиземноморская зона 581
 Среднеазиатская виргация 515
 Стрингоцефаловые слои 96—99, 101
 Судетская фаза складчатости 451, 663
 Сузакский ярус, сузакские слои 287, 290, 291, 301, 303—305, 310, 311, 315—317, 334, 335, 338, 540, 541
 Сулькакутусовые слои 189
 Сумсарская фауна 322

Сумсарский ярус, сумсарские слои 286, 288, 295, 301, 313, 314, 316, 319, 322, 473, 480, 652
 Супетауская антиклиналь 294
 Сургунтангасы синклинали 475
 Сурметашская подзона 460
 Сурханская синклинали 332, 516
 Сурханская впадина 601, 609, 622
 Сурханская фаза тектонических движений 325, 327
 Сурхантау антиклиналь 503
 Сурху антиклиналь 530, 531, 533, 534
 Сферолитовая подсвита 125, 128, 129, 636
 Сырдарьинская депрессия 24, 25
 Сырдарьинский цикл денудации 587

Т

Табшарский массив гранодиоритов 453
 Тавак плоскогорье 459
 Тавакская подсвита 125, 128—131, 452, 636
 Тавильдаринская свита 289, 320, 326—329
 Тагарминский разлом 565
 Таджикская виргация 27, 28, 515, 600, 624
 Таджикская депрессия (см. Южно-Таджикская депрессия) 177, 200, 226, 227, 238, 241—244, 253—257, 263—265, 268, 285—289, 305, 308, 312—320, 322, 324, 344—346, 358, 360, 363, 365, 366, 493, 497, 503, 504, 512, 515, 518—520, 527, 529, 534, 573, 577, 579—581, 583, 600, 601, 603, 605, 607, 612, 620, 622—628, 653—656, 659, 660
 Такабацкие порфиры (см. Каратагские порфиры) 417
 Тальбарская фаза тектонических движений 325, 331
 Танымас-Акбайтальская зона разломов 566
 Тараннонский ярус 67
 Таримская впадина (см. Кашгарская депрессия) 35, 38
 Тарызканская свита 123, 129
 Тарызканская подсвита 125, 128, 129, 456, 457, 636
 Тарызканский разлом 457
 Ташбулак тектонический блок 479
 Ташкентский цикл денудации 587
 Ташкескенский массив, ташкескенские липариты 383, 393
 Ташкурганский прогиб 565
 Ташкутанская свита 654
 Ташрабадская синклинали 541
 Тегакская моноклинали (антиклиналь) 531, 532, 538
 Тегакский надвиг 538
 Тенетский ярус 310
 Тешикташ тектонический блок 479
 Тианская антиклиналь 533—535
 Тогайская свита 293
 Толстослоистая свита 298
 Тонкослоистая свита 296
 Торым-Беурская свита Кюрендага 319

Тохтабуз-Алмолы поднятие 465
 Туранская свита 322, 626
 Туркестано-Зеравшанская зона 460, 482—485, 489, 497
 Туркестано-Зеравшанский антиклинорий 485, 488, 497, 507, 648
 Туркестанский ярус, слой 286—288, 290—292, 301, 303—306, 311—313, 315, 318, 323, 334, 335, 338, 471
 Туркестанского хребта поднятие 480
 Турнейский ярус, турне 69, 110, 113—115, 120—122, 131, 132, 141, 490, 646
 Туронский ярус, турон 229—231, 234, 238, 239, 241, 254, 255, 257, 260, 261, 263, 264, 266, 268, 277, 278, 280, 284
 Туронская трансгрессия 178
 Туткаульская петля Вахша 532, 533
 Тютяш антиклиналь 474, 475
 Тянь-Шань варисский 633
 Тянь-Шаня геосинклинальная зона (геосинклинали), пояс 483

У

Упрангский разлом 567
 Уртабуза интрузия 429
 Урбубулакская свита 60, 61, 88, 89
 Уткемсульская подсвита 125, 130, 635

Ф

Файзабадский пучок складок 519, 520
 Фаменский ярус 69, 94, 96, 100—102, 106, 107, 113, 115, 117
 Фарко-Джуручская синклинали 532
 Фергано-Кокшаальская зона 631
 Ферганская впадина, депрессия (прогиб) 11, 12, 44, 285, 286, 296, 305, 344, 465, 587—589, 622—624, 630, 641
 Ферганский синклинорий 52
 Ферганский ярус, ферганские слои 540
 Фиолетовая (нолжихарская) свита 86, 152—155, 168, 665
 Фолидофиллидовы слои 80, 81
 Форрухская моноклинали 530, 531
 Франский ярус 94, 96, 98—101, 106, 107, 111, 117

Х

Хадумский горизонт 319
 Хакиминская синклинали 522
 Ханабадский ярус 288, 301, 313, 316, 318, 319
 Ханакинская свита 147—149, 200, 409, 500
 Харангонская складка (антиклиналь) 524
 Хинганская синклинали 533, 534, 538
 Хингоуская свита 289, 320, 325—327, 329, 527, 551, 619, 676
 Хингская синклинали 538, 539
 Ховалингская антиклинальная складка 529
 Ходжа-Абдулакинская антиклиналь 536—538
 Ходжаманорская антиклиналь 533, 538

Хокмалинская антиклиналь 536, 537, 541
Хорогская свита 47, 48, 52
Хострогинский уровень денудации 622
Хуфский гранитный массив 434, 443

Ц

Центрального Каракорума гнейсо-гранитовый массив 572
Центрального Памира зона, Центральный Памир 44, 423, 425, 426, 433—435, 438, 443, 549, 559, 564, 565, 567, 570
Центрального Памира депрессия 559, 566, 569, 570, 572, 673
Центрального Памира структура 549, 563
Центрально-Памирский синклиорий 564
Циртоспириферовые слои 96, 97, 101, 102

Ч

Чаактауская геосинклиальная депрессия 633
Чакмакташские известняки 154—156
Чалтау антиклиналь 541
Чальсайская подсвита 125, 130, 456, 635
Чаррогинская антиклиналь 535
Чарымдаринская свита 153
Чаткало-Ангренский (Чаткальский) интрузив 389
Чаткало-Нарынская зона 450, 631
Чаткальская зона поднятий, Чаткальское поднятие 630
Чеганская свита 319
Чернышинский подъярус 120
Чильмайрамский комплекс фауны 107
Чимтаргинский горный массив 40, 397, 495
Чимчихидийская синклиналь 536, 537
Чинорская антиклиналь 536
Чор антиклиналь 473
Чорку депрессия 479
Чорку-Самаркандекская депрессия, впадина 471, 473, 475, 476, 479, 480
Чортангинский разрез 77
Чорухдайронский интрузивный комплекс 382, 383, 391, 392
Чумурганский разлом 481, 482
Чустпапский адыр 348
Чустпапская антиклиналь 299

Ш

Шаамбаринская антиклиналь 503
Шагонская серия 144
Шайданские граниты (массив) 382, 390
Шайдонская свита 330
Шакарсенская толща 153, 154
Шаклысуйская антиклиальная складка 527, 528
Шалипая синклиналь 532, 533
Шамбарская брахиантиклиальная складка 525

Шаритузская антиклиналь 544, 545
Шахристанская котловина 351, 591, 592
Шорсу антиклинальное поднятие 466
Шугнанская свита 47, 48, 52
Шугнанский интрузив, Шугнанская (интрузия) 53, 54, 56, 447
Шураб месторождение угля 191, 472
Шурабская осадочно-вулканогенная свита 381, 382
Шурабская подсвита 193, 195, 198
Шурабская свита 193
Шурабский разлом 473, 474

Э

Эйфельский ярус 96, 104—106, 108—112, 450, 644
Эльджикская свита 626

Ю

Юго-Восточного Памира депрессия 570
Юго-Западного Таджикистана депрессия (см. Таджикскую и Южно-Таджикскую депрессии) 575
Южно-Гиссарская зона 482, 489, 497, 498, 501, 506, 509
Южно-Гиссарский антиклиорий 493
Южно-Памирская зона, Южная зона Памира, Южный Памир 44, 567, 581, 599
Южноренганская антиклиналь 542
Южно-Таджикская (Таджикская) депрессия 11, 12, 170, 521, 550, 552, 630
Южно-Таджикский (Южно-Таджикской депрессии) синклиорий 341, 521, 676
Южно-Тяньшаньская (Южного Тянь-Шаня) геосинклиаль 450, 451, 631, 632
Южно-Тяньшаньская зона 631
Южного Тянь-Шаня антиклиорий 577
Южного Тянь-Шаня варисский складчатый пояс 450, 632
Южно-Ферганский угленосный район 193

Я

Яванская впадина 583, 624
Ягнобская свита, ягнобские сланцы, 66, 112, 113, 115, 116, 488
Ягнобский завал 356
Язгулем-Акбайтальская полоса эффузивов 423
Язгулем-Бартангский разрез юры 206
Язгулемский интрузив, массив 435
Язгулемский комплекс гранитных интрузий 433—438, 441, 442, 446, 448
Ямчинская свита 49, 51
Яснополянский подъярус 120
Яфучская антиклиналь 528, 530
Яхакская свита 332
Яхсуйская передовая впадина 289, 324, 325, 329—333, 601, 603, 607, 619, 620, 622, 658, 660
Яхсуйская свита 619
Яхсуйская депрессия 529, 626

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр
Предисловие. <i>А. П. Марковский</i>	7
Введение. <i>А. П. Марковский</i>	9
<i>Глава I. История геологического изучения. А. П. Марковский</i>	18
<i>Глава II. Физико-географическое описание. Д. В. Наливкин</i>	24
<i>Глава III. Стратиграфия</i>	44
Докембрий. <i>А. П. Марковский</i>	45
Метаморфические толщи Юго-Западного Памира (неустановленного возраста). <i>М. И. Рабкин и В. А. Масленников</i>	46
Кембрийская система. <i>А. П. Марковский</i>	57
Ордовикская система	60
Ордовикские отложения Северного Таджикистана. <i>А. П. Марковский</i>	61
Ордовикские отложения Центрального Таджикистана. <i>А. П. Марковский</i>	62
Ордовикские отложения Юго-Восточного Таджикистана. <i>П. П. Чуенко</i>	63
Силурийская система	64
Силурийские отложения Центрального Таджикистана. <i>А. П. Марковский,</i> <i>В. Р. Мартышев, А. В. Григорьев</i>	65
Силурийские отложения Юго-Восточного Таджикистана. <i>П. П. Чуенко</i>	84
Нижний палеозой нерасчлененный	87
Нижнепалеозойские нерасчлененные отложения Северного Таджикистана. <i>Е. Д. Карпова</i>	87
Нижнепалеозойские нерасчлененные отложения Юго-Восточного Таджи- кистана. <i>П. П. Чуенко</i>	89
Девонская система	93
Девонские отложения Северного Таджикистана. <i>О. И. Сергунькова</i>	95
Девонские отложения Центрального Таджикистана. <i>А. П. Марковский,</i> <i>В. Р. Мартышев, А. В. Григорьев</i>	102
Девонские отложения Юго-Восточного Таджикистана. <i>П. П. Чуенко</i>	116
Каменноугольная система	118
Каменноугольные отложения Северного Таджикистана	119
Нижний карбон. <i>О. И. Сергунькова</i>	119
Средний и верхний карбон. <i>А. П. Недзвецкий и Ю. А. Лихачев</i>	123
Каменноугольные отложения Центрального Таджикистана. <u><i>С. К. Овчин-</i></u> <u><i>ников</i></u>	131
Каменноугольные отложения Юго-Восточного Таджикистана. <i>П. П. Чуенко</i>	140
Средний палеозой нерасчлененный. <i>А. П. Марковский</i>	144
Пермская система	146
Пермские отложения Центрального Таджикистана. <u><i>С. К. Овчинников</i></u>	146
Пермские отложения Юго-Восточного Таджикистана. <i>П. Д. Виноградов</i>	149
Верхний палеозой нерасчлененный	163
Верхнепалеозойские нерасчлененные отложения Центрального Таджи- кистана. <u><i>С. К. Овчинников</i></u>	164
Верхнепалеозойские нерасчлененные отложения Юго-Восточного Таджи- кистана. <i>П. Д. Виноградов</i>	167

Триасовая система	170
Триасовые отложения Центрального Таджикистана. <u>С. К. Овчинников</u>	171
Триасовые отложения Юго-Восточного Таджикистана. <u>П. Д. Виноградов</u>	176
Юрская система	189
Юрские отложения Центрального Таджикистана. <u>М. И. Брик</u>	191
Юрские отложения Юго-Западного Таджикистана. <u>П. К. Чихачев</u>	199
Юрские отложения Юго-Восточного Таджикистана. <u>П. Д. Виноградов</u>	203
Меловая система	223
Меловые отложения Северного Таджикистана. <u>Н. Н. Бобкова</u>	227
Меловые отложения Центрального Таджикистана. <u>Н. Н. Бобкова</u>	228
Меловые отложения Юго-Западного Таджикистана. <u>С. Н. Симаков</u>	241
Меловые отложения Юго-Восточного Таджикистана. <u>Н. Н. Бобкова</u>	269
Третичная система	285
Третичные отложения Северного Таджикистана. <u>Н. П. Васильковский</u>	290
Третичные отложения Северо-Восточного Таджикистана. <u>П. К. Чихачев</u>	292
Третичные отложения Центрального Таджикистана	300
Третичные отложения Юго-западного Таджикистана	308
Морские палеогеновые отложения. <u>П. К. Чихачев</u> и <u>В. И. Солун</u>	308
Комплексы фораминифер морских палеогеновых отложений. <u>Н. К. Быкова</u>	316
Континентальные неогеновые отложения. <u>А. Р. Бурачев</u> и <u>П. К. Чихачев</u>	319
Третичные отложения Юго-Восточного Таджикистана. <u>Н. Н. Бобкова</u>	334
Четвертичная система	341
Четвертичные отложения Северного и Северо-Восточного Таджикистана <u>И. И. Трофимов</u>	346
Четвертичные отложения Центрального Таджикистана. <u>Н. Н. Бобкова</u>	352
Четвертичные отложения Юго-Западного Таджикистана. <u>И. И. Трофимов</u>	358
Четвертичные отложения Юго-Восточного Таджикистана. <u>С. И. Клунников</u> и <u>И. И. Трофимов</u>	369
Глава IV. Магматизм	374
Введение. <u>В. А. Николаев</u>	374
Магматизм Северного Таджикистана. <u>Е. Д. Карпова</u>	378
Магматизм Центрального Таджикистана. <u>А. Т. Тарасенко</u>	396
Минерало-геохимические особенности магматических комплексов южно- го склона Гиссарского хребта. <u>А. В. Рабинович</u>	413
Магматизм Юго-Восточного Таджикистана. <u>Н. К. Морозенко</u>	422
Глава V. Тектоника	449
Введение. <u>А. П. Марковский</u>	449
Тектоника Северного Таджикистана. <u>А. П. Недзвецкий</u> и <u>Ю. А. Лихачев</u>	450
Тектоника Северо-Восточного Таджикистана. Общий очерк. <u>Ю. А. Лихачев</u>	459
Тектонические структуры правобережья Сыр-Дарьи. <u>В. И. Солун</u>	461
Тектонические структуры северных предгорий Туркестанского хребта. <u>Д. П. Резвой</u>	464
Тектонические структуры Исфара-Ворухского района. <u>Д. П. Резвой</u> и <u>Н. А. Лисицина</u>	471
Тектоника Центрального Таджикистана. <u>А. П. Марковский</u>	482
Общий очерк	482
Туркестано-Зеравшанская зона. <u>П. Д. Виноградов</u>	483
Зеравшано-Гиссарская зона. <u>П. Д. Виноградов</u>	489
Южно-Гиссарская зона. <u>С. К. Овчинников</u>	497
Область Каратегина. <u>А. В. Григорьев</u>	506
Тектоника Юго-Западного Таджикистана. <u>П. К. Чихачев</u>	515
Тектоника Юго-Восточного Таджикистана. <u>Д. В. Наливкин</u> , <u>П. Д. Вино- градов</u>	548
Сейсмичность территории Таджикской ССР. <u>Г. П. Горшков</u>	573
Глава VI. Геоморфология	585
Введение <u>П. К. Чихачев</u>	585
Северный Таджикистан. <u>П. К. Чихачев</u>	586
Северо-Восточный Таджикистан. <u>П. К. Чихачев</u>	587

Центральный Таджикистан. <u>С. И. Клунников</u> 	593
Юго-Западный Таджикистан <u>А. Р. Бурачек</u> и П. К. Чихачев	600
Юго-Восточный Таджикистан (Памир). П. К. Чихачев	612
История развития рельефа Таджикистана	621
Глава VII. История геологического развития территории Таджикской ССР	630
Введение. А. П. Марковский	630
Северный Таджикистан. Ю. А. Лихачев и А. П. Недзвецкий	630
Северо-Восточный Таджикистан. П. К. Чихачев	640
Центральный Таджикистан	641
Юго-Западный Таджикистан. П. К. Чихачев	653
Юго-Восточный Таджикистан. П. Д. Виноградов	661
Литература	678
Указатель географических названий	712
Предметный указатель	726
Приложения (вкладки).	
1. Геологическая карта Таджикской ССР, м-б 1:1 000 000.	
2. Обзорная геологическая карта Таджикской ССР, м-б 1:2 500 000.	
3. Гипсометрическая карта Таджикской ССР, м-б 1:2 500 000.	
4. Схематические геологические разрезы Северного и Центрального Памира.	
5. Схематические геологические разрезы Южного Памира.	

КОЛЛЕКТИВ АВТОРОВ
ГЕОЛОГИЯ СССР. ТАДЖИКСКАЯ ССР
ТОМ XXIV. ЧАСТЬ I

Редактор издательства *Л. А. Годовикова*
Техн. редактор *О. А. Гурова*
Корректор *Л. А. Столярова*

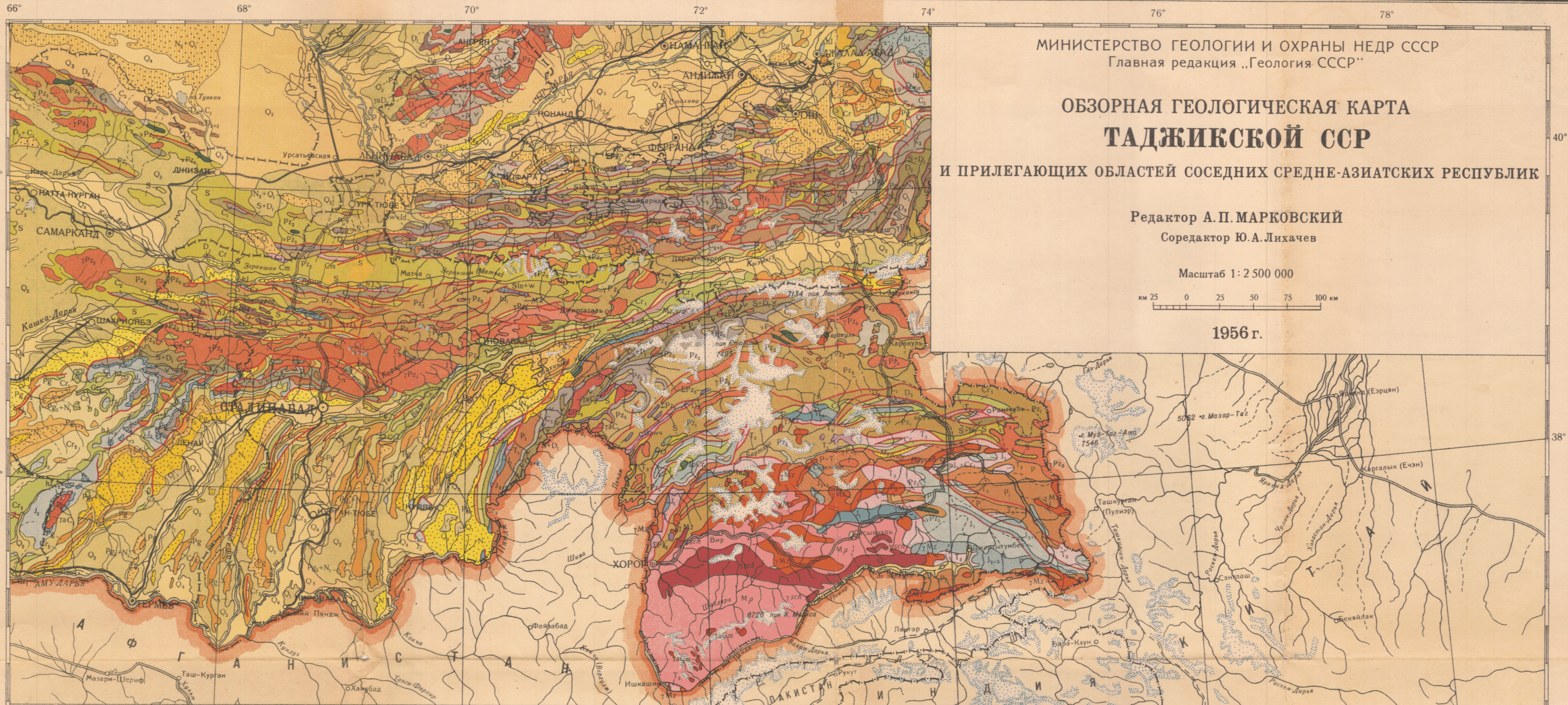
Сдано в набор 20/IV 1959 г.
Подписано в печать 15/X 1959 г.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Печ. л. 63,1+4,8.
Уч.-изд. л. 66,15. Бум. л. 24,75. Тир. 3000 экз.
Т 10036. Зак. 435. Цена 55 р. 80 к.

Картфабрика Госгеолтехиздата
В. О., 19 линия, дом 20

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
11	14 сверху	Алтая	Алая
74	4 снизу	В. С. Соколова	В. С. Соколова
146	45 сверху	археоцитам	археоцитам
255, табл. 8 средняя графа	9 сверху	Датский	Датский
272	13 снизу	30 м	Не читать!
395, табл. 15	12 и крайняя графа справа	И. А. Хамрабаева	И. Х. Хамрабаева
401	12 "	20	12
417	28 "	гранита	граната
422	15 снизу	Совершенно	Почти совершенно
450	6 сверху	Н. П. Висильковскому	Н. П. Васильковскому
458	8 снизу	разлом	разломы
601	20 сверху	Аксу	Яхсу
734	16 "	Третичные отложения Центрального Таджикистана	Третичные отложения Цен- трального Таджикистана. Н. Н. Бобкова
735	4 "	История развития рельефа Таджикистана	История развития рельефа Таджикистана. П. К. Чихачев
735	9 "	Центральный Таджикистан	Центральный Таджикистан. Ю. А. Лихачев, П. Д. Ви- ноградов, Н. Н. Бобкова

Зак. 1280/436



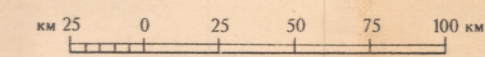
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
 Главная редакция „Геология СССР“

**ОБЗОРНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
 ТАДЖИКСКОЙ ССР**

И ПРИЛЕГАЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ СОСЕДНИХ СРЕДНЕ-АЗИАТСКИХ РЕСПУБЛИК

Редактор А. П. МАРКОВСКИЙ
 Соредактор Ю. А. Лихачев

Масштаб 1:2 500 000



1956 г.

У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

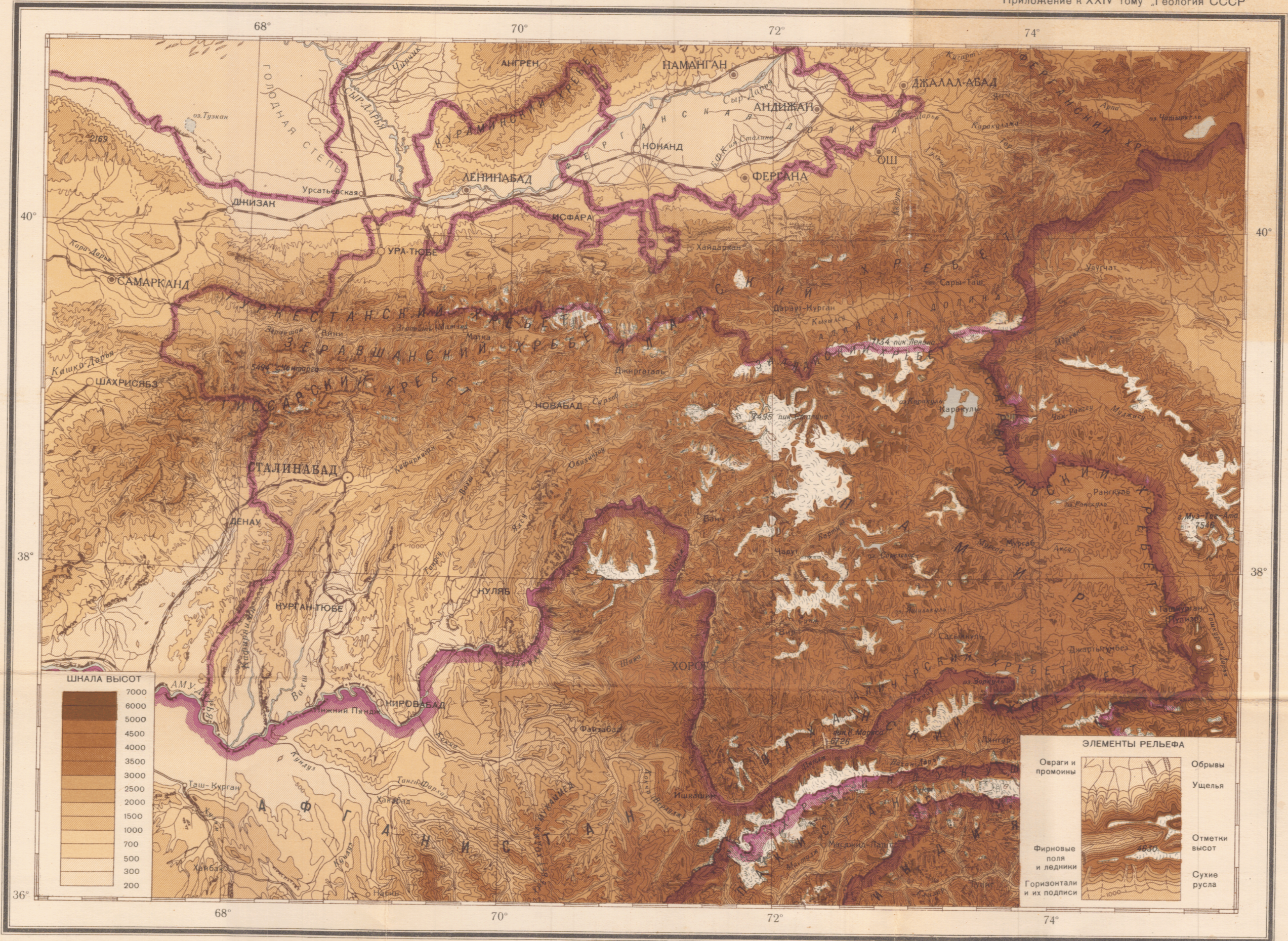
<p>ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> Q Четвертичные отложения неразделенные Q₄ Современный отдел Q₃ Верхний отдел Q₂ Средний отдел Q₁ Нижний отдел N₂+Q₁ Плиоценовые и древнечетвертичные отложения <p>ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> N Неоген N₂ Плиоцен N₁ Нижнеогеновые отложения Pg₂+N₁ Верхнепалеогеновые и нижнеогеновые отложения Pg Палеогеновые отложения Pg₁₊₂ Нижний и средний палеоген 	<p>МЕЛОВЫЕ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> Cr Меловые отложения Cr₂ Верхний отдел Cr₁ Нижний отдел J₂+Cr₁ Верхняя юра и нижний мел <p>ЮРСКОЕ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> J Юрские отложения J₃ Верхний отдел J₂₊₃ Средний и верхний отделы J₁₊₂ Нижний и средний отделы J₁ Нижний отдел T₁ Триасовые и нижнеюрские отложения <p>ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> T Триасовые отложения T₂ Верхний отдел 	<p>ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> T₂ Средний отдел T₁ Нижний отдел M₂₊₃ Нижнемезозойские и возможно перские отложения. Сарбулакская свита <p>ПЕРСКАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> P₂ Верхний палеозой P+T Перские и триасовые отложения P₁ Верхний отдел P₂ Нижний отдел C₁+P₁ Верхний карбон и нижняя пермь <p>КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> C Каменноугольные отложения C₁ Верхний отдел 	<p>КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> D₂₊₃ Средний и верхний отделы C₂ Средний отдел C₁ Нижний отдел P₂ Средний палеозой D₂+C₁ Верхний девон и нижний карбон <p>ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> D Девонские отложения D₃ Верхний отдел D₂₊₃ Средний и верхний отделы D₂ Средний отдел D₁₊₂ Нижний и средний отделы D₁ Нижний отдел 	<p>СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА</p> <ul style="list-style-type: none"> S+D₁ Силурийские отложения S Силурийские отложения Sw+ld Венлокский и лудловский ярусы Sln+w Лландоверский и низы венлокского ярусов P₂ Нижний палеозой O Ордовикские отложения Sm Кембрийские отложения <p>ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ</p> <ul style="list-style-type: none"> γMz Мезозойские гранитоиды γD₁ Силурийские гранитоиды γC₁ Девонские гранитоиды γP₂ Верхнепалеозойские гранитоиды γC₂ Досреднедевонские граниты Кара-Мазара γC₃ Граниты ю.з. Памира неустановленного возраста (Шуганский комплекс) γC₄ Древние (докембрийские?) гранитоиды ю.з. Памира γP₁ Верхнепалеозойские щелочные породы γP₂ Верхнепалеозойские основные породы γP₃ Верхнепалеозойские ультраосновные породы 	<ul style="list-style-type: none"> v v v Нерасчлененные эффузивные породы — Главнейшие тектонические контакты ••••• Континентальные отложения — Главнейшие ледники
---	--	---	---	--	--

Оформлено и отпечатано на Картографической фабрике Госгеолтехиздата Министерства геологии и охраны недр СССР
 Редакторы оформления: картограф Я.О.Городецкая, геолог А.В. Костенич. Технический редактор И.М.Тепляков
 Заказ 1108 Тираж 5000 экз. Подписано к печати 4/ХII-1957 г.

ГИПСОМЕТРИЧЕСКАЯ КАРТА ТАДЖИКСКОЙ ССР

1957 г.

Приложение к XXIV тому „Геология СССР“

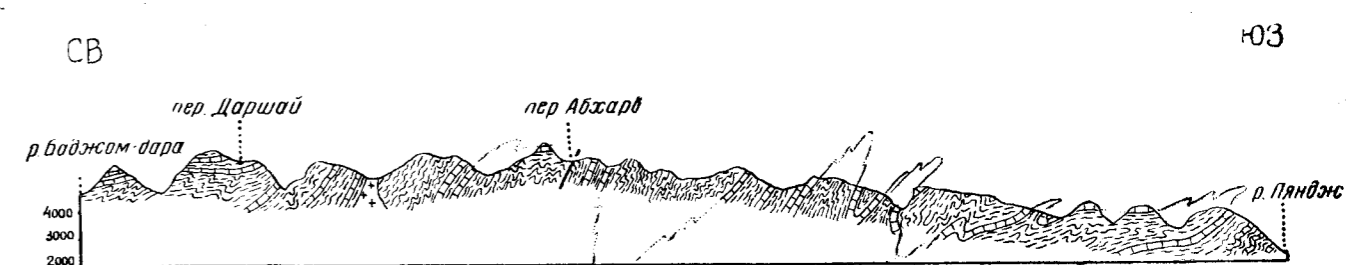
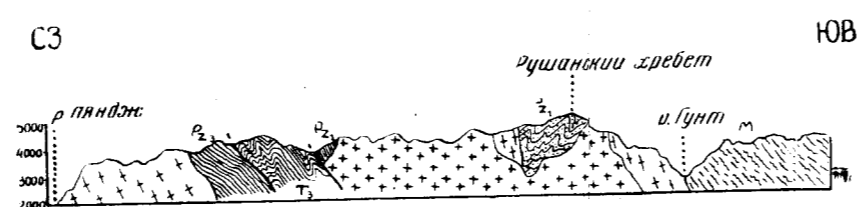
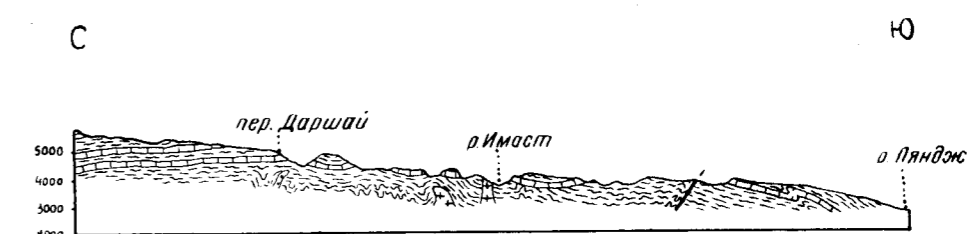
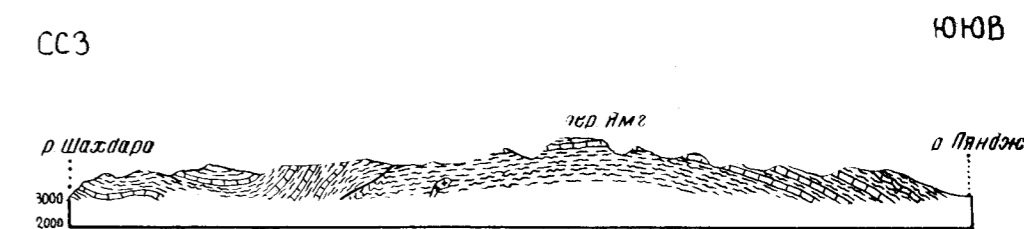
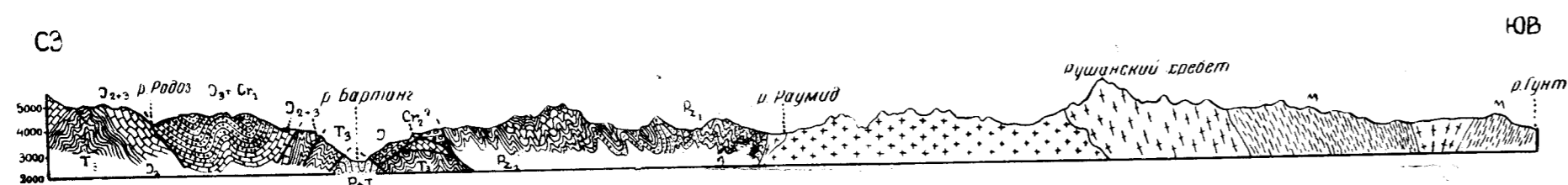
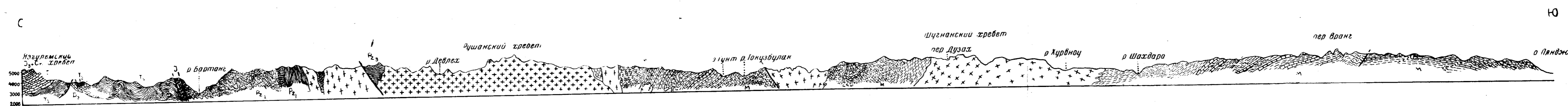
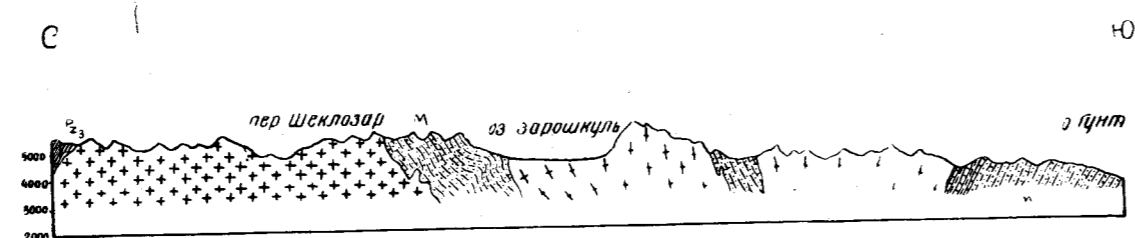
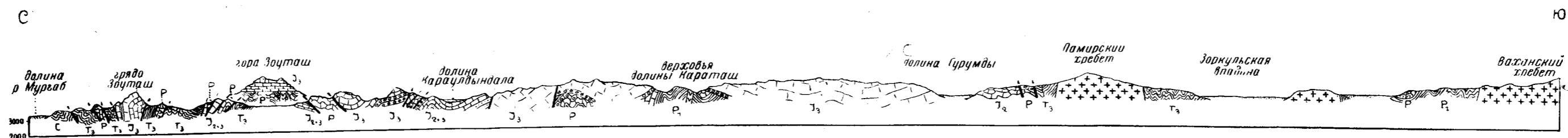


Масштаб 1: 2 500 000

км 25 0 25 50 75 100 км

<http://jurassic.ru/>

Оформлено и отпечатано на Картографической фабрике Госгеолтехиздата
Министерства геологии и охраны недр СССР
Редактор оформления Я.О.Городецкая, Технический редактор Е.А.Витушешников
Заказ 1234 Тираж 5000 экз. Подписано к печати 27/1 1958 г.



	1		7
	2		8
	3		9
	4		10
	5		11
	6		12

0 2 4 км

Схематические геологические разрезы Южного Памира. Составили: Б. П. Бархатов, П. Д. Виноградов и С. И. Клуников

1 — четвертичные отложения; 2 — конгломераты; 3 — песчанки и кварциты; 4 — кварциты и кристаллические сланцы; 5 — глинистые сланцы и филлиты; 6 — кристаллические сланцы и гнейсы; 7 — известняки и мраморы; 8 — массивный известняк; 9 — известняковый конгломерат; 10 — порфирилы и туфы; 11 — гнейсы-граниты; 12 — граниты

