

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

*Н. Н. ЛЕОНОВ*

**ТЕКТОНИКА  
И СЕЙСМИЧНОСТЬ  
ПАМИРО-АЛАЙСКОЙ  
ЗОНЫ**

*Издательство Академии наук СССР*

*Москва 1961*

А К А Д Е М И Я  Н А У К  С С С Р

---

ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О. Ю. ШМИДТА

*ОТДЕЛ ГЕОДИНАМИКИ*

*Н. Н. ЛЕОНОВ*

ТЕКТОНИКА  
И СЕЙСМИЧНОСТЬ  
ПАМИРО-АЛАЙСКОЙ  
ЗОНЫ

---

*Издательство Академии наук СССР*

*Москва 1961*

Ответственный редактор  
*Б. А. ПЕТРУШЕВСКИЙ*

## ВВЕДЕНИЕ

Горные районы юга Средней Азии характеризуются высокой сейсмической активностью. На общем фоне большого числа эпицентров землетрясений четко выделяется полоса их наибольшего скопления, протянувшаяся в широтном направлении вдоль южной границы Западного Тянь-Шаня. Эту полосу можно проследить от южного подножия Гиссарского и Заалайского хребтов до системы Куньлуня в Синьцзяне.

Отдельные участки этой полосы различны по своей сейсмической активности: так например, наиболее активный Гарм-Джиргатальский участок расположен рядом с участком резко пониженной активности Джиргаталь-Иркештамским. Оба участка расположены в зоне сочленения тектонических структур Памира и Тянь-Шаня. Их геологическое строение характеризуется одними и теми же комплексами пород, отдельные крупные структуры прослеживаются в пределах обоих участков. Устройство поверхности (характер рельефа, его расчлененность, средние уровни высотных отметок) в общих чертах для них также одинаково. Однако, несмотря на сходство в их строении, существуют, по-видимому, какие-то особенности тектонического развития этих участков, которые и обуславливают столь резкое различие в степени сейсмической активности.

Выявление подобной связи на примере Памиро-Алайской зоны могло бы содействовать установлению геологических критериев сейсмичности. Для их разработки решающее значение имеет всестороннее (комплексное) рассмотрение как особенностей тектонического строения, так и истории развития изучаемой территории. Для того чтобы выяснить, с какими особенностями геологического строения связаны землетрясения, необходимо восстановить историю геологического развития этой территории, выявить типы складчатых структур, изучить разрывные нарушения, рассмотреть характер новейших движений. Существенное внимание должно быть уделено вопросам глубинного геологического строения. Только такой комплексный подход и позволит правильно подойти к вопросу о связи сейсмических явлений с особенностями геологической обстановки. В настоящей работе делается попытка выявить эту связь на примере Памиро-Алайской зоны.

Исследования указанной зоны были проведены Таджикской комплексной сейсмологической экспедицией Института физики Земли АН СССР (ТКСЭ ИФЗ АН СССР) с 1954 по 1959 г. В течение этого времени исследовалась зона сочленения Памира и Тянь-Шаня, где широко развиты мезозой-кайнозойские образования. Северная граница рассматриваемой территории проходит по южным склонам хребтов Гиссарского, Алайского и Кокшаал-Тау. Выходы палеозойских толщ Дарвазского и Заалайского хребтов и Куньлуня ограничивают зону с юга. На западе в ее пределы входит восточная часть Таджикской депрессии. На востоке площадь ограничена западным замыканием Кашгарской впадины, расположенной на территории Китайской Народной Республики. Очерченную

нами территорию Н. М. Синицын предложил называть Памиро-Алайской зоной. Расширение рамок изучаемого нами района в пределы Китая объясняется тем, что на советской территории расположена не вся Памиро-Алайская зона, а лишь ее западная и центральная части, восточная же находится в пределах КНР, в провинции Синьцзян. Включение зарубежной части Памиро-Алайской зоны в круг наших исследований необходимо потому, что восточная часть зоны отличается высокой сейсмичностью. Вот почему в данной работе существенное место занимает освещение (по литературным данным) геологического строения восточного фланга Памиро-Алайской зоны.

Во время полевых исследований наше внимание было обращено в основном на характер и морфологию складчатых структур, установление угловых несогласий и на определение возраста складчатости. Детальному изучению подвергались отдельные складки и разрывные нарушения с целью определения их характера и возраста. В процессе полевых исследований проводились и геоморфологические наблюдения, охватывшие почти всю территорию Памиро-Алайской зоны, за исключением, как было указано выше, ее зарубежной части.

Методика исследований определялась, с одной стороны, поставленной задачей, с другой — имевшимся в нашем распоряжении материалом. При восстановлении истории геологического развития Памиро-Алайской зоны был применен метод фациального анализа и метод анализа мощностей отложений. При этом было использовано свыше 200 разрезов, часть которых выходит за пределы прилагаемых схем фаций и мощностей. Около половины всех разрезов охватывает целые отделы, системы или даже весь доступный изучению мезозой-кайнозой, другие — касаются лишь части отделов или только соотношения между отдельными членами стратиграфической колонки.

Основным материалом послужили разрезы, приведенные в отчетах А. В. Артемова, А. В. Григорьева, Б. В. Графского, В. В. Козлова, Б. Е. Комарицкого, С. К. Овчинникова, А. В. Разваляева, Д. П. Резвого, Л. Н. Смирнова, В. И. Солуна, М. И. Шабалкина, А. И. Шарашова, О. К. Чедия и Н. И. Черняк. Были использованы также опубликованные работы, освещающие многолетние исследования большинства геологов. Однако подавляющая часть этих данных в значительной мере устарела; исключением являются работы С. Н. Симакова по мелу и сводки С. А. Захарова по Таджикской депрессии, а также материалы, помещенные в томе, посвященном геологическому строению Киргизской ССР, работы Л. Н. Смирнова и монография В. М. Синицына, освещающие геологию и тектонику Западной Кашгарии, и некоторые другие. В сейсмической части работы использованы данные о землетрясениях, собранные коллективом ТКСЭ ИФЗ АН СССР под руководством И. Л. Нерсесова, а также В. И. Буше, Н. А. Введенской, А. В. Вознесенским, Г. П. Горпковым, И. Е. Губиным, А. А. Коньковым, Т. И. Кухтиковой, Е. А. Розовой, П. Г. Семеновым, и личные обследования последствий Улугчатского и Хаитского землетрясений.

Считаю своим долгом отметить большую помощь В. Н. Крестникова. Автор многим обязан В. В. Белоусову, Б. А. Петрушевскому, М. В. Гзовскому, И. А. Резанову и Г. И. Рейснеру, давшим мне ценные указания. При обработке материалов по геофизическим вопросам я пользовался советами и указаниями И. Л. Нерсесова, И. П. Косминской, С. В. Медведёва, Д. А. Харина, В. И. Халтурина, Т. Г. Раутиан, В. Д. Павлова, Г. М. Михота. В процессе полевых работ большую помощь мне оказали геологи Всесоюзного аэрогеологического треста — А. В. Григорьев, В. В. Козлов, М. К. Мирзаев, А. В. Разваляев и А. В. Артемов. Автор искренне благодарит всех перечисленных товарищей.

## Глава I

### ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Рассматриваемый район сейсмо-геологических исследований располагается на границе Таджикской и Киргизской ССР. Он имеет вид вытянутой в широтном направлении полосы, ограниченной координатами 38—40° с. ш. и 70—76° в. д. Изучаемая нами территория охватывает административные районы республиканского подчинения: Джиргатальский, Гармский, Комсомолабадский Таджикской ССР (восточная часть территории) и Чон-Кызылсуйский — Ошской области Киргизской ССР (западная часть территории). Привлечены были также материалы по провинции Синьцзян Китайской Народной Республики (рис. 1).

Большая часть территории представляет собой высокогорную, сильно расчлененную область, высоты которой постепенно понижаются к западу и востоку. Памиро-Алайская зона включает восточную часть Таджикской депрессии, Алайскую впадину и западную часть Кашгарской с окружающими их горными хребтами Тянь-Шаньской и Памиро-Куньлуньской систем.

Восточную часть Таджикской депрессии занимает хребет Петра Первого, простирающийся почти в широтном направлении. Наибольшую высоту он имеет на юго-востоке, где высоты отдельных вершин превышают 5000—6000 м; на западе его высота снижается до 2500—3000 м. Хребет Петра Первого асимметричен: северный склон крутой и короткий; южный — длинный и пологий, понижающийся к долине р. Обихингоу. Последняя отделяет хребет Петра Первого от Дарвазского. Западным продолжением хребта Петра Первого является Вахшский хребет, достигающий высоты 2500—3000 м. На востоке хребет Петра Первого кулисообразно поддается Заалайским хребтом, отделенным от первого долиной р. Муксу.

Заалайский хребет относится к числу высочайших горных сооружений Азии. Его отдельные вершины в центральной и восточной частях поднимаются на высоту 6500—7000 м, а пик Ленина достигает отметки 7134 м. В западной части Заалайского хребта высоты уменьшаются и не превышают 5000 м. Хребет резко асимметричен. Необычайно короткий северный склон имеет издали вид крутой стены из льда и снега, увенчанной плоским гребнем, над которым поднимаются отдельные пики. Южный склон в приводораздельной части более длинный. Южнее он круто обрывается к долине р. Муксу, которая отделяет Заалайский хребет от Северного Памира. Большую высоту Заалайский хребет сохраняет лишь до границы СССР и Китая, возле которой находится его последний высокий пик Заря Востока с отметкой 6300 м. От этого пика на восток к р. Маркансу хребет

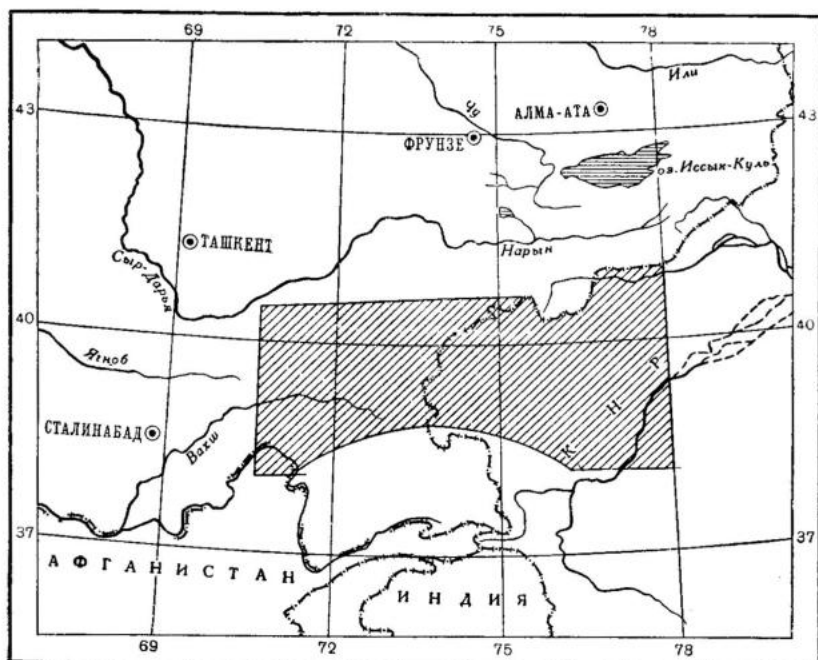


Рис. 1. Положение исследованной территории. (Памиро-Алайская зона заштрихована)

резко понижается до высоты 4200—4300 м и далее к низовьям р. Анк-Ар-та — до 2700 м.

Вблизи государственной границы восточное продолжение Заалайского хребта разделяется речными долинами на три параллельных хребта северо-восточного простирания, обрывающихся при схождении рек Кызылсу и Маркансу. Восточнее нижнего течения р. Маркансу Заалайский хребет заканчивается кряжем Казы-Арт. Рельеф этих хребтов, составляющих восточное продолжение Заалайского, также сложно расчлененный, обрывистый.

К северу от Заалайского хребта располагается Алайская впадина — пониженное, равнинное, местами холмистое пространство, вытянутое в широтном направлении. Вдоль северного края впадины, у подножия Алайского хребта, в направлении на запад течет р. Кызылсу. В восточной, наиболее высокой части впадины сток воды направлен на восток в Таримскую депрессию. Водоразделом рек Кызылсу (КНР) и Кызылсу (СССР) служит плоский перевал Таун-Мурун. Наибольшая абсолютная высота Алайской впадины 3680 м (перевал Таун-Мурун), наименьшая — 2500 м (западное окончание впадины). Южная часть впадины приподнята выше северной, поэтому поперечный профиль ее на всем протяжении асимметричный. Общая длина впадины составляет около 210 км; наибольшая ширина впадины — 25 км.

Для Алайской впадины характерны два основных типа рельефа: моренный — «чукуры» и аллювиальные равнины. Моренный рельеф распространен у самого подножия Заалайского хребта, и лишь отдельные моренные образования располагаются севернее. Аллювиальные равнины развиты в основном к северу от «чукуров».

Продолжением нашей зоны в Синьцзяне служит западная часть опромочной Таримской впадины, расположенной между Тянь-Шанем и Куньлунем. Поверхность впадины наклонена с юго-запада на северо-восток.

Наивысшие отметки ее 1400—1500 м приурочены к куньлуньской окраине. Река Тарим, протекающая вдоль впадины с запада на восток, благодаря ее наклону к северо-востоку, прижимается к Тяньшаньскому борту.

С севера полоса депрессий и впадин ограничена горными сооружениями Южного Тянь-Шаня. На западе возвышается Гиссарский хребет, вытянутый в широтном направлении. Абсолютные высоты хребта достигают 4000 м. Гиссарский хребет асимметричен — южный склон его пологий и длинный, северный — крутой и короткий. В верховьях р. Ягноб этот хребет сочленяется с Зеравшанским.

Зеравшанский хребет служит водоразделом бассейнов рек Зеравшана и Сурхоба. Он отличается большой высотой и относительной труднодоступностью. Высоты его на западе составляют 4000—4500 м и увеличиваются к востоку до 6000 м. Зеравшанский хребет также имеет асимметричное строение: короткий северный склон его резко понижается к долине р. Зеравшан (до абсолютной высоты 2200 м), южный — пологий — постепенно спускается к долине р. Сурхоб.

К востоку от перевала Матча Зеравшанский хребет переходит в Алайский, который служит северным обрамлением Алайской впадины. Наибольшие абсолютные высоты Алайского хребта (свыше 5000 м) отмечаются в районе массива Матча, к востоку высоты снижаются до 3000—4000 м (перевал Талдык). Алайский хребет асимметричен: южный склон короткий и крутой, северный — длинный и пологий. Собственно Алайский хребет отделяется от Восточного Алайского меридиональным понижением долин рек Гульчи и Талдыка. Для Алайского хребта в целом характерны пологие с мягкими очертаниями водораздельные пространства, над которыми возвышаются отдельные пики.

Продолжением Алайского хребта на восток являются горы Уч-Чат, расположенные уже в Синьцзяне. Наивысшей частью этих гор является Сулуктерекский массив. Последний отличается сложно расчлененным труднодоступным алайским рельефом. Абсолютная высота его вершин достигает 5300 м при относительных превышениях более 1500 м. К западу и востоку высоты и степень расчлененности уменьшаются.

К югу от гор Уч-Чат располагается Иркештамская гряда, отделенная от этих гор западным окончанием Капгарской впадины (плато Карабель). Иркештамская гряда имеет вид узкого скалистого гребня, протягивающегося в широтном направлении. Западная, наиболее высокая ее часть с абсолютными отметками выше 4000 м находится в пределах СССР. Вблизи государственной границы гряда снижается до 3500 м и, понижаясь, все более утрачивает орографическую самостоятельность, теряя среди окружающего ее мелкосопочника.

К востоку от гор Уч-Чат располагается горный массив Коктун, который представляет собой продолжение Ферганского хребта на территории КНР. Наибольшие высоты хребта Коктун сосредоточены около Сулуктерекского массива и превышают 4500 м. Для него характерен альпийский тип расчленения — остроконечные скалистые гребни и узкие глубокие долины.

Восточнее массива Коктун находится хребет Майдаптаг, принадлежащий Кокшаальской ветви Тянь-Шаня. Западная часть Майдаптага в целом характеризуется асимметричным профилем. Южный склон, высокий и крутой, имеет характер уступа, отдельные высоты которого достигают 4000 м. Северный склон, сопряженный с Тоюн-Аксайской депрессией, пологий, постепенно сливающийся с дном депрессии.

В пределы нашего района входит лишь Тоюнская часть этой депрессии. В орографическом отношении эта депрессия представляет собой горное плато с рельефом, напоминающим мелкосопочник. Абсолютная высота рельефа колеблется в пределах 2900—4000 м; минимальные высоты отмечаются на южных участках, максимальные — на северных.

К югу от Майдантага располагается зона предгорий. Артышская группа объединяет горные гряды Кашгарского и Улугчатского секторов предгорной зоны. Артышские гряды в местах выхода песчано-глинистых толщ представляют собой типичный бедленд. Вершины сопок уплощенные, склоны крутые, изрезанные густой сетью сложно ветвящихся узких сухих ущелий с вертикальными и даже нависающими стенками. Сухие ущелья нередко бывают перегорожены завалами и уступами. Абсолютные высотные отметки гряд на западе составляют около 2500 м, к востоку они уменьшаются.

Почти вся описываемая нами советская часть Памиро-Алайской зоны относится к бассейну р. Вахш (составляющая р. Аму-Дарью), собирающей воды с северных хребтов Памира и южных хребтов Тянь-Шаня. Восточная часть зоны, располагающаяся в пределах КНР (Синьцзян), дренируется системой притоков р. Тарим.

Река Вахш образуется от слияния рек Сурхоб и Обихингоу. Река Сурхоб, называемая в верхнем течении Кызылсу, берет свое начало в восточной части Заалайского хребта. Протекая по широкой Алайской впадине, она принимает слева и справа ряд притоков, берущих начало в ледниках южного склона Заалайского хребта и в осевой части Алайского хребта. Наиболее крупными левыми притоками р. Кызылсу являются р. Алтын-Дара, прорезающая весь северный склон Заалайского хребта и впадающая в р. Кызылсу около Дараут-Кургана, и р. Коксу, стекающая с Алайского хребта. После слияния с правым притоком Катта-Карамук у западного замыкания впадины р. Кызылсу пропихивает узкое V-образное ущелье. Оно превращается в сравнительно широкую долину ниже слияния рек Кызылсу и Муксу. Река Кызылсу ниже впадения в нее р. Муксу носит название Сурхоб. Долина р. Сурхоб характеризуется чередованием теснин с широкими участками.

Наиболее крупные притоки р. Сурхоб — правые. К ним относятся р. Коксу, впадающая у пос. Джиргаталь, р. Оби-Кабут — у пос. Хаит и р. Сорбог со своими притоками (Дубурса и Комароу), впадающая в р. Сурхоб у г. Новоабада. Слева в р. Сурхоб впадают реки Арча-Капа, Далай-Нушор и Руноу, берущие начало с хребта Петра Первого.

Южный склон хребта Петра Первого и северный Дарвазского расчленены системой р. Обихингоу. Крупный правый приток ее — р. Кара-Шура — течет сначала вдоль приосевой части хребта Петра Первого по широкой хорошо выработанной долине и лишь в нижнем течении, прорезая южный склон, образует узкое ущелье. Этот же склон пересекают реки Люля-Харви, Сауз-Харви и ряд других. Из левых притоков р. Обихингоу отметим р. Оби-Мазар.

Реки Сурхоб и Обихингоу, сливаясь, образуют р. Вахш, которая течет за пределами западной границы исследованной территории.

Река Кызылсу, протекающая в пределах КНР, берет начало в восточной части Заалайского хребта, в массиве Курумды. Основные левые притоки ее стекают с южных склонов гор Уч-Чат, Коктун и хребта Кокшаал-Тау. Крупнейшими из них являются реки Коксу и Чон-Терек. На южных склонах Заалайского хребта начинаются реки Туругартсу и Маркансу. К бассейну р. Кызылсу принадлежит также р. Артыш-Дарья, которая собирает свои воды в хребтах южного Тянь-Шаня и разбирается вся на орошение. Правые притоки — реки Яркенд-Дарья и Гез-Дарья — берут начало в пограничном Сарыкольском хребте и, сливаясь с Кызылсу (КНР), называемой в среднем течении Кашгар-Дарьей, образуют р. Тарим. Последняя теряется в песках Таримской впадины.

## Глава I

### К ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

История геологического изучения территории Памиро-Алайской зоны тесно связана с историей изучения всей Средней Азии. Зона сочленения Памира и Тянь-Шаня издавна привлекала к себе внимание исследователей. Однако воссоздать историю изучения геологии<sup>1</sup> этой территории очень сложно, так как ее наиболее удаленные и труднодоступные горные районы изучались разными геологами каждый в отдельности и лишь немногие исследователи посещали всю зону.

Наша задача несколько облегчается тем, что С. А. Захаров в 1958 г. дал полный обзор истории изучения геологии Таджикской депрессии, а годом раньше (1957) В. М. Синицын подробно проанализировал историю изучения западной части Таримского массива.

В развитии знаний о геологии и тектонике Памиро-Алайской зоны можно условно выделить четыре периода.

Первый период приходится на XIX в. Это было время маршрутных исследований, позволивших составить общее представление о геологическом строении Памиро-Алайской зоны и прилегающих районов. Этот период связан с именами крупных русских геологов — Г. Д. Романовского, Д. И. Мушкетова и Д. Л. Иванова.

Второй период начинается в самом конце XIX в. и охватывает 20-е годы XX в., когда была начата планомерная геологическая съемка Туркестана. За этот период был собран большой геологический материал, позволивший поставить на повестку дня ряд важных вопросов тектоники зоны сочленения. При этом делались отдельные попытки обобщения имеющегося материала.

Третий период, относящийся к началу 30-х годов, отъезжаете работами Памирской экспедиции Геологического комитета, которая впервые приступила к детальному изучению наиболее высокогорных и труднодоступных районов Средней Азии. В дальнейшем, с 1932 г. исследования продолжала Таджикская экспедиция. В результате этих работ была закончена геологическая съемка всей территории зоны (без зарубежной части).

После Великой Отечественной войны вся территория Памиро-Алайской зоны была покрыта геологической съемкой, выполнено большое количество тематических работ, посвященных самым различным вопросам геологии Средней Азии и, в частности, зоне сочленения Тянь-Шаня и Памира.

<sup>1</sup> Вопросы, касающиеся сейсмичности, рассматриваются в главе, посвященной этому вопросу.

В последние годы были проведены некоторые геофизические работы, давшие большой материал для познания глубинного строения Памиро-Алайской зоны.

В первый период Среднюю Азию посещали только отдельные экспедиции, результаты которых представляют в основном лишь исторический интерес.

Началом исследования Памиро-Алайской зоны надо считать путешествие русского ученого А. П. Федченко, который в 1871 г. впервые перевалил Алайский хребет и открыл Заалайский хребет и Алайскую долину, а также открытие В. Ф. Ошаниным в 1878 г. хребта Петра Первого.

Наибольшее значение для познания геологии изучаемой территории в первый период имеют работы Г. Д. Романовского, проведенные им в 1878—1880 гг., и исследования И. В. Мушкетова за 1877—1890 гг. Монография Г. Д. Романовского и сводка И. В. Мушкетова «Туркестан» создали основу стратиграфии Средней Азии. Эти и некоторые другие исследования позволили Г. Д. Романовскому и И. В. Мушкетову составить первую геологическую карту Туркестана, на которой в масштабе 30 верст в 1 дюйме достаточно верно было изображено геологическое строение области. Для восточной части указывалось дугообразное строение хребтов. Но так как к этому времени мезозой-кайнозой был слабо изучен, то меловые отложения не отделялись от палеогеновых, а юрские известняки на Памире были отнесены к палеозою. В 1883 г. Д. Л. Иванов пересек Памиро-Алайскую зону через перевалы Талдык и Кызыл-Арт. Во время этого путешествия он изучал геологию восточной части зоны и установил широтные простирания пород. В следующем году Д. Л. Иванов изучал хребет Петра Первого.

Труды И. В. Мушкетова, Г. Д. Романовского и Д. Л. Иванова в течение длительного времени являлись основными по геологии Средней Азии.

Во второй период геологические работы проводились в наиболее доступных западных частях, и лишь отдельные исследователи посещали восток Памиро-Алайской зоны. В это время наряду с русскими экспедициями работают и иностранные. В Таджикской депрессии в 1902 г. работал австрийский геолог Краффт в составе экспедиции В. Рикмер-Рикмерса. Он впервые детально описал палеозойские, мезозойские и третичные отложения в предгорьях Дарваза (в бассейнах рек Иокуньж, Оби-Ниоу). На составленной им схематической карте вследствие неразработанности стратиграфии нижнемеловые отложения были отнесены к триасу. В хребте Хозрешти Краффт отнес верхнепалеогеновые конгломераты к эоцену и, таким образом, неправильно истолковал разрывное нарушение.

Особо следует отметить, что в начале этого периода начинает свои многолетние исследования Средней Азии В. Н. Вебер. Исключительные по своей пунктуальности, глубине и вдумчивости, его исследования имели и имеют огромное значение для познания геологического строения Средней Азии в целом и Памиро-Алайской зоны — в частности. Важное значение при этом имел труд В. Н. Вебера о полезных ископаемых Туркестана.

В 1904—1906 гг. в Дарвазе работал Я. С. Эдельштейн, который составил стратиграфическую колонку верхнепалеозойских отложений. Он показал наличие континентальных нижнемезозойских (юрских) осадков с остатками флоры и прослоями углей и подробно описал меловые породы. Им были установлены перерывы в накоплении верхнетретичных конгломератов. Я. С. Эдельштейн составил достаточно точную, хотя и схематичную десятиверстную геологическую карту Дарваза.

С 1909 г. Геологическим комитетом была начата сплошная геологическая съемка Туркестана. Начало этим работам положено исследованиями В. Н. Вебера и Д. И. Мушкетова. В 1909 г. Д. И. Мушкетов приступил к изучению геологии зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня. На протяжении долгого времени, с 1909 по 1928 г., Д. И. Мушкетов неоднократно

возвращался к вопросам геологии Средней Азии. Основные его выводы, как и последующих исследователей, касающиеся тектоники зоны сочленения, мы разберем в конце этой главы.

Важные тектонические исследования на западе Памиро-Алайской зоны провел в 1913 г. немецкий геолог Клебельсберг. Он составил тектоническую схему этой территории и выделил структурную линию первого порядка — Вахшский сброс, протянувшийся на 700 км и являющийся геологической границей между Памиром и Тянь-Шанем (Klebensberg, 1922).

Большое значение имели исследования С. Н. Михайловского в 1912 и 1915 гг. в Таджикской депрессии. Им была разработана стратиграфическая схема юрских и меловых отложений (в настоящее время она устарела) и составлена тектоническая схема этой территории.

В 1915 г. на Памире начал свои многолетние исследования Д. В. Наливкин, труды которого имели огромное значение для познания геологии горных сооружений Центральной Азии.

Из сводок дореволюционного времени необходимо также отметить монографию А. Д. Архангельского, посвященную стратиграфии меловых отложений.

В Синьцзяне, на самом востоке Памиро-Алайской зоны, до революции работало лишь несколько экспедиций.

В 1898 г. Футтер описал мезозойские и кайнозойские отложения этого района. В 1903 г. Алайскую долину посетили Треллинсли и Хентингтон. Последний некоторое время работал и в Синьцзяне. В своей работе, опубликованной в 1908 г., эти исследователи отмечали следы двух оледенений. Они впервые подметили факт разнородного поднятия горного обрамления Алайской впадины. Ими был проведен на карте сброс вдоль северного подножия Заалайского хребта.

После установления в Туркестане советской власти работы по изучению геологического строения приобретают более широкий размах. Геологические исследования охватывали самые отдаленные и труднодоступные районы. Одновременно с этим были подведены итоги изучения Средней Азии.

В 1925 г. все существующие геологические карты по отдельным районам были обобщены в сводную геологическую карту Туркестана масштаба 40 верст в 1 дюйме под редакцией В. Н. Вебера и Д. В. Наливкина. В 1926 г. Д. В. Наливкин в своем труде «Очерк геологии Туркестана» дал блестящий анализ стратиграфии, палеогеографии, тектоники и предложил схему деления Средней Азии на зоны с глубокими различиями в истории их развития. Эта схема и в настоящее время не потеряла своего значения.

В 1927 г. Д. И. Мушкетов охарактеризовал тектоническое строение северного склона Заалайского хребта. Он отметил две надвинутые толши мезозойских пород, на которые, в свою очередь, надвинут палеозой южного склона этого хребта. Д. И. Мушкетов высказал соображения о перестройке древнего тектонического плана альпийскими движениями. Одновременно с этим он указывал на отсутствие тектонической границы между Алаем и Памиром. В том же году Д. В. Наливкин пересек Заалайский хребет через перевал Кызык-Арт и высказал предположение о том, что основная масса складок Заалайя переместилась к северу по палеозойскому основанию, образовав мезозой-кайнозойский покров.

Большое влияние на дальнейшее изучение геологии Средней Азии имел III Всесоюзный геологический съезд, созданный в Ташкенте в 1928 г., во главе с В. А. Обручевым, А. П. Герасимовым, В. Н. Вебером, Н. Г. Калициным и В. Д. Наливкиным.

Начало планомерных исследований Памира и Дарваза открыла Памирская экспедиция Геологического комитета во главе с Д. В. Наливкиным.

В 1928 г. на Северном Памире работает Советско-Германская экспедиция. Немецкий геолог Нёт в монографии 1932 г. охарактеризовал геологическое строение Северного Памира, в том числе и Заалайского хребта. К монографии приложена геологическая карта, которая содержит много неточностей. Например, третичные отложения в районе перевала Кызыл-Арт отнесены к меловым и юрским. Многие геологические контуры на карте неверны. Нёт высказывал точку зрения о двукратном оледенении Заалайского хребта.

В 1930 г. Н. Л. Корженевский осветил картину древнего оледенения Заалайского хребта и Алайской впадины. Им выделено две эпохи оледенения и их четыре стадии.

В 1929—1930 гг. в восточной части Таджикской депрессии проводил работы Б. М. Здорик. Он подразделил верхнемеловые и палеогеновые отложения на крушные осадочные циклы. Но эта схема оказалась нежизненной, так как выделение циклов опиралось на маркирующие слои гипсов, которые прослеживаются далеко не везде.

Особенно широкий размах приобретают геологические исследования с 1932 г. в связи с реорганизацией Памирской экспедиции в Таджикско-Памирскую экспедицию при СОПС АН СССР, проводившую исследования по программе Второго международного полярного года. Многочисленные геологические отряды этой экспедиции дали обширные материалы, позволившие составить геологическую карту этой территории.

Многие из этих работ заложили основу современных представлений о геологии Средней Азии, в частности Памиро-Алайской зоны.

В 1932 г. В. П. Ренгартен (1934) изучал мезозой-кайнозойские образования Заалайского хребта. Им была составлена геологическая карта пересечения вдоль Памирского тракта. Он предложил стратиграфическую колонку мезозой-кайнозоя, выделив отложения нижнего мела, сенонанского, туронского и сенонского ярусов верхнего мела, эоценовые и олигоценные образования и конгломераты неогена. Этот исследователь впервые фаунистически обосновал стратиграфическую колонку. Схема В. П. Ренгартена по сей день не потеряла своего значения и используется геологами при проведении геологосъемочных работ. Для понимания структуры восточной части Заалайского хребта большое значение имеют составленные им детальные профили по рекам Кызыл-Арт и Ат-Джайляу. В. П. Ренгартен относил структуру восточной части Памиро-Алайской зоны не к альпийской, а к германотипной. Доказательством последнего он считал отсутствие шарьяжей, полос изоклинальных складок, милонитов, тектонитов и других проявлений дислокационного метаморфизма и одностороннего опрокидывания складок.

В последующие годы (1933—1938) продолжалось развитие геологических исследований, которые объединяла и координировала Таджикско-Памирская, а впоследствии Среднеазиатская экспедиция. Работы шли в двух направлениях: первое (которое нас больше интересует) — изучение геологического строения путем региональных съемок с поисками и тематическими работами; второе — геохимические исследования. Во главе экспедиции стоял Н. П. Горбунов, научным руководителем ее был Д. И. Щербаков. Геологическими работами сначала руководил Д. В. Наливкин, а с 1933 г. — А. П. Марковский. Здесь работала большая группа геологов ЦНИГРИ (Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт). На Северном Памире в 1932 г. вели исследования Г. А. Дуткевич и А. В. Хабаков, изучавшие палеозойские породы. На западе, в Таджикской депрессии, работали другие отряды, в том числе сейсмологический под руководством Г. П. Горшкова, который, наряду с другими исследованиями, изучал сейсмичность Таджикской депрессии.

В 1933 г. А. П. Марковский проводил исследования в зоне сочленения

Тянь-Шаня и Памира. Им была составлена схематическая геологическая карта Алайской впадины и ее горного обрамления. А. П. Марковский отрицал покровное строение Заалайского хребта и резкое разделение Памира и Тянь-Шаня.

В 1934 г. М. И. Шабалкин вел съемку в труднодоступных районах верховьев рек Сауксай, Караджилга, Баянд-Кийик. В 1937 г. им впервые выделена и описана на южном склоне Заалайского хребта по р. Мынтеке конгломерато-эффузивная свита нижнего мезозоя, названная им мынтекинской. Его описания являются лучшими в настоящее время.

В том же году Б. А. Борнеман и С. К. Овчинников производили геологическую съемку Заалайского хребта. Ими было сделано прекрасное по долинное описание геологического строения; на многочисленных профилях показана структура западной части Заалайского хребта, имеющая чешуйчатое строение с многочисленными надвигами палеозойских пород с юга. Изучение собранной фауны позволило Б. А. Борнеману и С. К. Овчинникову несколько уточнить схему В. П. Ренгартена, хотя верхнемеловые и палеогеновые отложения остались нерасчлененными.

В эти же годы в Таджикской депрессии работали А. Р. Бурачек, В. И. Попов и И. Е. Губин. Исследования А. Р. Бурачека в восточной части Таджикской депрессии (1933, 1934) позволили расчленить придарвазскую верхнетретичную толщу на пять свит, различающихся по составу, цвету и степени дислоцированности, — кирпичную, хингоускую, товьльдаринскую, каранакскую и ползакскую. Предложенная им схема неогеновых отложений до сих пор используется геологами при работах в восточной части депрессии.

В. И. Попов во время своих исследований в Средней Азии занимался различными вопросами. Он изучал золотоносные верхнетретичные конгломераты Дарваза и при этом установил три фазы накоплений этих отложений, связанные с миграцией зон поднятий и опусканий хребта.

В. И. Попова интересовали вопросы, связанные с оледенением Памира.

И. Е. Губин изучал юрские отложения. Им были составлены разрезы юры южного склона Гиссарского хребта и Дарваза.

В 1935 г. К. К. Марков занимался геоморфологией Средней Азии. Он пришел к выводу о наличии двух оледенений и высказал мнение о невозможности применения альпийской гляциологической шкалы к оледенению Средней Азии. В том же году А. В. Москвин и немецкий геолог Вальтер проводили геологическое картирование высокогорных районов северо-восточной части хребта Петра Первого.

В 1936—1937 гг. в пределах Памиро-Алайской зоны работал ряд геологов. Изучением геологии западной части Заалайского хребта занимались И. Е. Губин и С. К. Овчинников. И. Е. Губин составил очерк геологического строения западного окончания Заалайского хребта и восточной части хребта Петра Первого. К очерку приложена геологическая карта и большое количество профилей, которые указывают на сложную тектонику этой части Памиро-Алайской зоны. Он же впервые выделил сорбулакскую свиту, но ошибочно отнес ее к пермо-триасу. И. Е. Губин высказал предположение о возможности срыва мезозой-кайнозой с палеозойского основания и надвигание его на передовую зону Тянь-Шаня.

В 1937 г. С. К. Овчинников составил карту для западной части Заалайского хребта, которая частично перекрыла планшет И. Е. Губина (в восточной части). Карта С. К. Овчинникова значительно точнее, на ней почти все геологические контуры проведены правильно. С. К. Овчинников отнес сорбулакскую свиту к юрским отложениям, юрский возраст которой был подтвержден почти через 20 лет.

В 1936 г. А. В. Григорьев проводил геологическую съемку восточной части Алайского хребта. Разработанная им стратиграфическая схема

палеозойских отложений явилась основой стратиграфии древнейших пород Гиссаро-Алайской горной системы. В том же году В. А. Вахромеевым, А. В. Пейве и Н. П. Херасковым на основании значительного количества разрезов было проведено детальное расчленение юрских и нижнемеловых отложений Таджикистана.

В 1936 г. в основном была закончена геологическая съемка Средней Азии. При этом были рассмотрены главные вопросы стратиграфии, тектоники и вулканизма. Все эти материалы нашли отражение в докладе Д. В. Наливкина на Международном геологическом конгрессе в 1938 г., который был посвящен вопросу тектонического сопряжения Алая и Памира, а также в геологической карте Средней Азии, изданной в 1941 г. под редакцией А. П. Марковского. Было опубликовано большое количество трудов экспедиции, освещающих геологическое строение отдельных районов Средней Азии и, в частности, зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня.

В 1935—1937 гг. О. С. Вяловым, на основании изучения огромного количества разрезов третичных отложений, была разработана схема расчленения палеогена для всей Средней Азии. В настоящее время эта схема получила всеобщее признание и используется геологами при изучении палеогена Средней Азии.

В 1938 г. было организовано Таджикское геологическое управление. Однако его работы, как и исследования сектора базы АН СССР, которая в 1941 г. оформилась в Геологический институт Таджикской АН ССР, проводились исключительно в западных районах, в том числе на западе Памиро-Алайской зоны.

Предвоенные и военные годы характеризовались спадом геологических исследований в пределах зоны. В это время производились отдельные тематические работы и обобщались полученные ранее результаты.

В 1940 г. А. В. Григорьев и О. В. Григорьева занимались изучением стратиграфии и структуры западной части Алайского хребта. В этом же году О. С. Вялов изучал разрезы третичных отложений в Западной Кашгарии, а в 1943 г. — строение палеогена в районе кишлака Бордобы и р. Кызылсай. Сборы фауны позволили ему выделить здесь все ярусы от бухарского до рипшанского.

С 1943 по 1946 г. А. В. Григорьев продолжал свои исследования в Памиро-Алайской зоне. Во время геологосъемочных работ он занимался изучением альпийских складчатых движений в Алае. А. В. Григорьев впервые обратил внимание на явление дихотомирования альпийских складок на этой территории. В дальнейшем детальные съемки показали, насколько распространено это явление по северному обрамлению Алайской впадины.

В годы Великой Отечественной войны начал свои многолетние исследования С. А. Захаров, успешно продолжающий их и в настоящее время. Свои работы он посвятил в основном изучению геологии и тектоники Таджикской депрессии. С. А. Захаров опубликовал ряд статей, в которых наряду с частными вопросами геологии Таджикской депрессии (1948, 1949) затронуты общие региональные проблемы Памиро-Алайской зоны (1955, 1958).

В это же время (1940—1946 гг.) появилось много работ, освещающих историю развития отдельных регионов. В 1940 г. Б. А. Петрушевский сделал попытку восстановить историю геологического развития Таджикской депрессии и окружающих ее районов. Наиболее ценным в этой работе явилось рассмотрение геологии Афганистана, бывшего до этого «белым пятном». В этом же году вышли монография Б. А. Борнемана и работа И. Е. Губина. В монографии Б. А. Борнеман обобщил свои исследования меловых отложений Средней Азии. В настоящее время эти данные, в ос-

повном, устарели. И. Е. Губин возродил понятие о тектопической границе между Памиром и Алаем в виде огромного Вахшского надвига. Одновременно с этим он выделил два мобильных пояса: Памиро-Гиндукушско-Куньлуньский и Южно-Тяньшанский.

В 1943 г. в Сталинабаде состоялась специальная сессия, посвященная вопросам геологии и тектоники Памира и Тянь-Шаня, которая подвела итог нашим знаниям и поставила ряд новых проблем.

Вскоре после окончания Великой Отечественной войны начался новый разворот геологических исследований — наступил четвертый период в изучении геологии Средней Азии.

В 1948 г. начинается планомерная геологическая съемка северной части Памиро-Алайской зоны. Восточную часть зоны снимали Н. А. Лисицына, Г. И. Биличева, В. В. Дренев и Н. В. Житкова. Полученные материалы были сведены в геологическую карту, составленную под редакцией Д. П. Резвого. В дальнейшем Д. П. Резвой сделал много тектонических, стратиграфических и других обобщений в своей докторской диссертации и в ряде статей (1954, 1955<sub>1-5</sub>).

В 1948—1950 гг. С. Н. Симаков изучал меловые отложения Алайского и Заалайского хребтов, продолжив тем самым свои стратиграфические исследования, которые он начал в Таджикской депрессии в предыдущем периоде. Ему удалось сопоставить горизонты немых красноцветных отложений нижнего мела восточной части зоны с горизонтами, охарактеризованными морской фауной, в западной зоне. С. Н. Симаковым (1953) была проделана большая работа по изучению верхнего мела и, частично, палеогена.

Результатом этих исследований явилась схема деления меловых отложений для всей рассматриваемой территории.

В 1950 г. Б. Л. Личков выделил в хребте Петра Первого четыре древние поверхности выравнивания. Однако дальнейшие исследования Н. А. Гвоздецкого, Е. Я. Ранцман и наши показали несостоятельность этой схемы.

В 1954 г. Всесоюзный аэрогеологический трест широким фронтом возобновил геологические исследования непосредственно на рассматриваемой нами части Памиро-Алайской зоны. В течение 1954—1957 гг. вся территория была покрыта крупномасштабной геологической съемкой. В районе хребта Петра Первого съемку вели Б. Е. Комарницкий и А. И. Шаранов. Южные склоны западной части Алайского хребта исследовали И. А. Марушкин и Г. И. Биличева, северные склоны западной части Заалайского хребта закартировал А. В. Артемов. В Алайской впадине и ее горном обрамлении геологические исследования проводили А. В. Разваляев и В. А. Козлов. Геоморфологию центральной части зоны изучал М. К. Мирзаев (1959). Кроме этого, в восточной части Таджикской депрессии специальные геоморфологические исследования проводил Н. А. Гвоздецкий (1957).

Полученные материалы легли в основу подготовленных к печати листов крупномасштабной геологической карты, покрывающих всю исследуемую нами территорию. На южных склонах хребта Петра Первого и в Придарвазье геологические работы проводила Дарвазская экспедиция треста «Средазцветразведка» при участии О. К. Чедия. В западной части Синьцзяна работала группа геологов экспедиции ВАГТ под руководством начальника группы Л. Б. Вонгаза.

В эти же годы геоморфологию зоны сочленения изучали Е. Я. Ранцман (1959). Она впервые отметила несовпадение современной и древней структуры восточной части Заалайского хребта и выделила одну древнюю поверхность выравнивания на хребте Петра Первого. Одновременно изучением геоморфологии зоны сочленения занимался Г. И. Рейснер (1958), работающий вместе с автором.

Большое значение для выявления характера глубинного строения Памиро-Алайской области имели работы по глубинному сейсмическому зондированию, проведенные в 1955 г. по инициативе и при непосредственном руководстве Г. А. Гамбурцева. Несмотря на их рекогносцировочный характер, они помогли осветить глубинное строение зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня (Косминская и др., 1958).

В последние годы появился ряд обобщающих работ, касающихся геологического строения отдельных районов (О. И. Богущ, Г. А. Каледа, Н. А. Лисицына, С. К. Овчинников, В. И. Солун и др.). Часть работ посвящена вопросам региональной геологии, взаимоотношению Памира и Тянь-Шаня (Н. А. Беляевский, А. В. Григорьев, С. А. Захаров, М. М. Кухтиков, Б. А. Петрушевский, Д. П. Резвой, В. М. Синецын, Н. М. Синецын, О. К. Чедия). Ко многим из этих работ мы еще вернемся при рассмотрении вопроса о геологической границе между Памиром и Тянь-Шанем.

Итогом всех геологических исследований на территории Средней Азии, в частности Памиро-Алайской зоны, явилось издание геологической карты Средней Азии, подготовленной в 1957 г. большим коллективом геологов под редакцией А. П. Марковского. Эта карта и послужила основой при наших сейсмогеологических исследованиях.

В 1954 г. вышел в свет XXIV том «Геологии СССР», посвященный Таджикской ССР. В нем приведены материалы исследований до 1953 г., которые в отношении территории Памиро-Алайской зоны в большинстве своем устарели и были известны автору ранее.

Заканчивая исторический обзор геологических исследований, проследим, как менялись основные представления на характер зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня, являющиеся одним из кардинальных вопросов тектоники Средней Азии.

До работ И. В. Мушкетова, Г. Д. Романовского и Д. Л. Иванова существовали схемы расположения горных сооружений Средней Азии Гумбольдта и Рихтгофена. Северный Памир рассматривался как место столкновения широтных и меридиональных горных цепей. Большое внимание уделялось современному вулканизму. Таким образом, Рихтгофеном впервые была сделана попытка противопоставить Памир Тянь-Шаню. Работы И. В. Мушкетова, Г. Д. Романовского и других позволили решительно отвергнуть роль вулканизма при горообразовании в Средней Азии, а также отвергнуть схему Гумбольдта и Рихтгофена. И. В. Мушкетов, впервые используя сравнительно-тектонический анализ вместо чисто географических построений его предшественников, в 1915 г. опубликовал новую схему, где уже была намечена дугообразность памирских простираний.

В 1913 г. Клебельсберг подчеркнул резкое отличие геологии Гиссарского и Алайского хребтов от расположенных южнее хребтов Петра Первого и Заалайского. В результате своих наблюдений он впервые высказал в 1923 г. мысль о резкой геологической границе между Тянь-Шанем и Памиром, которая в виде огромного Вахшского сброса протягивается на 700 км вдоль южного края Тянь-Шаня, начинающегося к западу от Сталинабада и уходящего в пределы КНР. В 1915 г. Д. В. Наливкин установил дугообразное строение Памира с выпуклостью простираний структурных элементов к северу в противоположность простираниям Тянь-Шаня, выпуклым к югу, навстречу памирским. Д. И. Мушкетов (1919) пришел к выводу, что Тянь-Шань, Памир, Дарваз и Куньлунь соединяются в одну великую горную систему, претерпевающую между меридианами 72—77° «какое-то грандиозное смятие». В более поздних работах (1930) он под влиянием идей Аргана стал объяснять это грандиозное смятие, или «Памирское скупивание», взаимным сближением древних материковых глыб — Ангариды, двигавшейся с севера, и Гонд-

ваны — с юга. На меридиане Пенджабского клина и произошло Памирское скучивание благодаря воздействию более активной Гондваны на расположенную севернее платформу. Одновременно с этим Д. И. Мушкетов пришел к выводу, что к альпийскому времени резкой границы между Тянь-Шанем и Памиром не было, и как в первой, так и во второй области проявились альпийские движения.

Д. В. Наливкин (1926) писал об огромном шарьяже — перекрытии северными дугами Памира южных дуг Тянь-Шаня. Этот гигантский шарьяж он рассматривал как тектоническую границу первого порядка между Памиром и Тянь-Шанем.

К мысли об отсутствии резкой геологической границы между Тянь-Шанем и Памиром пришел А. П. Марковский. Опираясь на все известные в те времена геологические данные, он в своей сводке убедительно вскрывает геологическое сходство Алая и Памира и указывает на гораздо более резкие отличия между дугами «однородного» Альпийского Памира. Вопрос о геологической границе между Алаем и Памиром перерастал, таким образом, в вопрос о границах различных структурных зон Средней Азии.

Совершенно иной подход к тектонике Средней Азии был предложен В. И. Поповым (1938). Анализ фаций и мощностей отложений Средней Азии позволили ему выделить в пределах Южного Тянь-Шаня и Памира зоны и подзоны, связанные с развитием опусканий и поднятий земной коры и зависящие от режима и характера вертикальных движений. В качестве основного положения В. И. Попов выдвинул предположение о разрастании «материнского» поднятия Тянь-Шаня, существовавшего в палеозое, на юг, в сторону Памира. Навстречу ему развивается молодое Памирское поднятие, в результате чего образуются покровные структуры мезозоя и кайнозоя, накладывающиеся на древние структуры Тянь-Шаня. При этом возможна перестройка древнего структурного плана. Резкой геологической границы здесь не намечалось.

Идею о резкой геологической границе между Тянь-Шанем и Памиром в виде Вахшского надвига возродил И. Е. Губин (1940). В качестве доказательства этой гигантской линии надвига им приводился факт якобы существующего сближения фаций мела и палеогена и резкое различие в мощностях этих отложений на севере и юге Памиро-Алайской зоны. В основе представлений о надвиге лежала идея о деформирующем влиянии Пенджабского выступа Гондваны при надвигании Памира на Тянь-Шань. В дальнейших своих работах автор остался на этой позиции (1943<sub>1</sub>, 1943<sub>2</sub>, 1959, 1955, 1960).

В 1940 г. Б. А. Петрушевский, проанализировав палеогеографию и тектонику Афганистана и Таджикистана, пришел к выводу, что на Памире отсутствует альпийская складчатость в полном смысле этого слова. Как для северных, так и южных частей Памира главными горообразовательными движениями он считает киммерийские.

Вопрос о геологической границе между Тянь-Шанем и Памиром был основным на заседаниях специальной тектонической сессии, проводившейся в апреле 1942 г. Таджикским филиалом АН СССР. Точку зрения И. Е. Губина о границе между Памиром и Тянь-Шанем в виде огромного надвига-шарьяжа, протягивающегося по северному склону хребтов Вахшского, Петра Первого, Заалайского и уходящего в пределы Синьцзяна, поддержали О. С. Вялов и В. И. Солун. В своих тектонических построениях О. С. Вялов признавал значение как сброса, так и надвига в качестве геологической границы первого порядка. Эти разломы расположены по обоим окраинам «плацидарной зоны» складчатой области. С критикой И. Е. Губина выступили С. И. Клунников и А. В. Григорьев. С. И. Клунников предостерегал И. Е. Губина и других от «гигантомании» и от

переоценки роли Певджабского клина в образовании «Гималайского синтаксиса» и Памирского скупивания. Для объяснения такого скупивания структур в центральной части Памиро-Алайской области необходимо предположить сужение первоначального прогиба на 350—400 км по сравнению с наиболее широким прогибом на флангах. С. И. Клаушиков выступал против обязательного проведения строгих геологических границ и объединения разрывных нарушений в одну линию, которой ошибочно придался значение тектонической границы между Памиром и Тянь-Шанем. Дискуссия в основном развернулась вокруг морфологии складок, дислокаций, созданных за счет бокового давления, и характера опрокидывания структур. К сожалению, в стороне остались вопросы формирования глубинных, «первичных» структур — прогибов и поднятий, которые и являются основными при обсуждении вопроса о геологической границе между Памиром и Тянь-Шанем.

На тектонической карте, изданной в 1953 г. под редакцией Н. С. Шатского, между областью герцинской складчатости и альпийской геосинклинальной областью проведена резкая граница примерно по линии Клебельсберга. Вряд ли можно согласиться с такой трактовкой перехода между Памиром и Тянь-Шанем в виде резкой границы.

Д. П. Резвой в 1955 г., проанализировав имеющиеся геологические данные и критически рассмотрев теоретические построения различных геологов, пришел к выводу, что нельзя противопоставлять Тянь-Шань Памиру, как это делали Д. И. Мушкетов, Д. В. Наливкин и И. Е. Губин, но нельзя в то же самое время и объединять в одно целое эпигерцинскую платформу Тянь-Шаня и область альпийской геосинклинали (Памир). Д. П. Резвой предполагает, по-видимому правильно, что на продолжении геологической истории, начиная с конца палеозоя, в пограничной области между Тянь-Шанем и Памиром существовала «длительно развивающаяся глубинная структура, носящая характер прогиба», в которой интенсивно отлагались осадки с начала мезозоя. Области Южного Тянь-Шаня и Северного Памира выступали в течение всей этой истории почти всегда как положительные глубинноструктурные элементы. Одновременно с этим Д. П. Резвой придавал, вероятно, слишком большое значение унаследованности тектонического развития региона. Наши работы в этом районе позволяют сделать выводы о значительной коренной переработке древнего палеозойского плана для восточной части Памиро-Алайской зоны.

Одновременно с работой Д. П. Резвого появилась статья М. М. Кухтикова (1955), посвященная этому же вопросу. После разбора развития взглядов на соотношение Памира с Тянь-Шанем он указывал на методические недостатки подхода к этому вопросу. Нельзя, с точки зрения М. М. Кухтикова, искать геологическую границу между Памиром и Алаем — современными географическими понятиями, между горными системами. Нужно, по его справедливому замечанию, рассматривать крупные тектонические элементы на определенном тектоническом этапе развития, так как пределы и контуры структурных зон в процессе развития значительно меняются. Это отчетливо показал В. М. Силицын на примере Кангарского сектора. М. М. Кухтиков, как и Д. П. Резвой, вернулся к заключительному тезису А. П. Марковского: «Проблема взаимоотношения Памира и Южного Тянь-Шаня должна перейти в новую фазу, должна смениться проблемой выделения отдельных зон на территории Южного Туркестана в целом» (Марковский, 1936, стр. 273), который они поддерживают. Геологическую границу необходимо искать лишь между крупными однородными структурами. Алай и тем более Памир неоднородны. На Памире выделяются зоны, отличающиеся друг от друга гораздо сильнее, чем Алай от Памира. Речь должна идти о границах в альпийскую эпоху меж-

ду структурно-тектоническими единицами первого порядка, на которые распадается как Памир, так и Алай. М. М. Кухтиков критиковал также резкую «сейсмотектоническую» границу, которая отождествлялась с геологической границей между Памиром и Тянь-Шанем. Эта граница, проводившаяся некоторыми авторами, резко разделяет очаги двух типов. Землетрясения первого типа — «гиссарского» — имеют глубину очага до 40 км, очаги землетрясения второго типа — «афганского» — расположены гораздо глубже (150—300 км). Однако, по последним данным Н. А. Введенской (1954, 1958), граница, разделяющая землетрясения обоих типов, проходит значительно южнее — по северному ограничению среднего массива Памира, т. е. уже в пределах самого Памира.

Б. А. Петрушевский в 1955 г., рассмотрев весь имеющийся материал по огромной территории Тянь-Шаня и Памира, подтвердил свое более раннее высказывание о постепенном переходе между областями герцинской складчатости (Тянь-Шань) и киммерийско-герцинской (Памир). Между этими областями находится своеобразная структура, которую Б. А. Петрушевский назвал приразломным Заалайско-Кашгарским прогибом. Анализ мезозой-кайнозойских отложений, проведенный нами, показывает, что единого приразломного прогиба от хребта Петра Первого до г. Кашгар (КНР) на протяжении всего мезозоя не существовало. На западе Памиро-Алайской зоны существовал крупный прогиб, связанный с глубинной зоной разломов, который выклинивался к востоку и в районе р. Маркансу уже не наблюдался. В Сипьцзяне, начиная с юры, развивался обособленный прогиб меридионального простирания. В конце мезозоя оба прогиба слились в один. В центральной части Памиро-Алайской зоны (Заалайский хребет) процесс прогибания закончился в конце палеогена, но на флангах ее продолжалось интенсивное осадконакопление.

На новой тектонической карте СССР масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией Н. С. Шатского (1956) в интересующей нас зоне между Тянь-Шанем и Памиром показан краевой прогиб, который и является переходной зоной — той самой крупной отрицательной структурой, о которой говорил Д. П. Резвой.

Интерес к вопросу о геологической границе между Памиром и Алаем не ослабевает и в последнее время. В 1956 г. была опубликована статья Р. Б. Баратова и С. А. Захарова «К вопросу о взаимоотношениях Памира и Южного Тянь-Шаня». В ней подводятся итоги работы специальной бригады под руководством А. П. Недзведцкого в составе Р. Б. Баратова, С. А. Захарова, И. Е. Губина, М. Х. Хамидова и А. А. Конякова, имевшей целью выяснить роль Вахшского надвига в связи с вопросом о геологической границе. В результате работ комиссия отмечает большое структурное значение зоны Вахшского надвига, амплитуда которого не превышает 4 км. Вопрос о геологической границе в этой работе остается открытым. Авторы считают, что наряду с Вахшским надвигом не меньшее значение может играть и зона южногиссарских разломов (Вахшский сброс Клебельсберга), отделяющая в целом палеозойские отложения собственно Южного Тянь-Шаня от мезозойских отложений его южных предгорий.

В 1958 г. А. В. Григорьев рассмотрел мезозойскую историю развития зоны сочленения. Большое внимание он уделил при этом блоковым движениям на рассматриваемой территории. В работе М. В. Гзовского, В. Н. Крестникова, И. Л. Нерсесова и Г. И. Рейснера (1958) граница между эпигерцинской платформой Южного Тянь-Шаня и Предпамирским альпийским прогибом проводилась по глубинной зоне разрывов, проходящей по осевой части хребта Петра Первого.

В. Н. Крестников, тщательно проанализировав историю развития палеозойской геосинклинальной области Памира и прилегающих частей Азии, проводит геологическую границу между платформой и геосинкли-

нальной областью по западной окраине срединного Каратегинского массива (в пределах западной части Таджикской депрессии), по осевой части хребта Петра Первого и вдоль северного подножия Заалайского хребта. В районе восточного окончания последнего граница резко поворачивает на юг к оз. Каракуль. Таким образом, по данным В. Н. Крестникова, геологическая граница между Тянь-Шанем и Памиром проходит по северному краю Предпамирского передового прогиба.

В одной из своих последних работ Н. М. Синицын (1959) рассмотрел Северопамирский краевой разлом. Он выявил основные черты строения Памиро-Алайской складчатой зоны и рассмотрел историю ее развития на основании анализа фаций и мощностей отложений. Им были использованы в основном новые данные, полученные при детальной геологической съемке, но приводятся также и устаревшие, например, описание сорбулакской свиты дается по работам С. К. Овчинникова за 1936 г., хотя имеются новые данные А. В. Григорьева (1958). Главное внимание Н. М. Синицын обратил на северную геологическую границу Памира, которая совпадает с длительно развивавшимся краевым прогибом, разделяющим Северо-Памирскую и Памиро-Алайскую тектонические зоны.

Памиро-Алайская зона в кайнозой, по мнению Н. М. Синицына, представляет собой разновозрастное и разнородное образование. В строении зоны он подчеркивал важную закономерность: «Опрокидывание складок и надвигание происходит от оси наибольшего поднятия (складчатой зоны, подзоны крушной складки) в сторону смежной депрессии» (1959, стр. 100). Одновременно с этим он не нашел признаков региональных надвигов, могущих служить границами складчатых областей или зон. По его мнению, Памиро-Алайская зона является своеобразной областью, которая обладает главными чертами подвижных поясов и отличается от геосинклинали в основном отсутствием магматизма.

Мы подробно остановились на разборе взглядов Н. М. Синицына потому, что это одна из последних работ, посвященных тектонике Памиро-Алайской зоны, а также в связи с тем, что наши представления о тектонической природе этой территории очень сходны с построениями Н. М. Синицына, хотя автор пришел к ним независимо.

Одновременно с этой работой появилась схема структурно-тектонического районирования Памира Б. П. Бархатова. Интересующую нас Памиро-Алайскую зону он относит к особой зоне Кашгар-Таджикского пояса развития мезозой-кайнозойских отложений депрессионного типа, разделяющей системы поднятий Алай-Гиссара и Памиро-Дарваза. В структурном отношении эта зона является частью обширного сложного синклиналия, образовавшегося на месте передового, или межгорного, прогиба. Таким образом, в этой работе, посвященной в основном рассмотрению истории формирования тектонических зон Памира, сравнительно мало обращено внимания на Памиро-Алайскую зону, и в ней не затрагивается вопрос о характере геологической границы между Памиром и Тянь-Шанем.

Заканчивая обзор воззрений на тектонику Памиро-Алайской зоны, мы должны отметить, что в настоящее время один из основных вопросов — о геологической границе между Памиром и Тянь-Шанем — остается дискуссионным. Необходимо, однако, признать, что большинство геологов отрицает резкую границу в виде регионального сброса или надвига, протягивающегося через всю Памиро-Алайскую зону. Кроме этого кардинального вопроса, остался нерешенным и ряд частных. Например, отсутствует точная датировка отложений мыштекинской свиты и не ясно, какую ее часть относить к юре.

Существуют разные взгляды на механизм формирования складок Памиро-Алайской зоны, к тому же и складчатость здесь еще плохо изу-

чена, особенно в центральной и восточной частях. Совершенно не разработана стратиграфия четвертичных отложений, что лишает возможности рассмотреть более детально последнюю страницу истории развития зоны. Для решения этих и ряда других вопросов требуется дальнейшее детальное их изучение.

Нами были рассмотрены лишь основные исследования, проводившиеся в Памиро-Алайской зоне. Значительное число работ, касающихся деталей строения мезозойских и кайнозойских отложений, и чисто стратиграфических исследований, здесь не рассматривались. На некоторые работы делаются ссылки в тексте.

### Глава III

#### СТРАТИГРАФИЯ

На рассматриваемой территории развиты как домезозойские, так и мезозой-кайнозойские породы. Поскольку в задачу нашего исследования входило восстановление истории развития Памиро-Алайской зоны в альпийское время, то мы главное внимание обратили на стратиграфию мезозой-кайнозойских отложений, предпослав этому описанию краткую характеристику более древних отложений (исключительно по литературным данным).

На территории Памиро-Алайской зоны развиты, в основном, палеозойские отложения и лишь местами наблюдаются отдельные выходы докембрийских.

Наиболее достоверные выходы докембрия известны в Сынцзяне, в Сулуктерекском массиве. Этот массив сложен гнейсами, метаморфическими сланцами, филлитами, кварцитами, переходящими в силурийские известняки. Менее достоверные докембрийские образования находятся в Кабуд-Крымском массиве и на западе зоны в районе кишлака Каратаг. Докембрийские породы здесь представлены гнейсами и мигматитами, прорванными гранитными интрузиями.

Палеозойские отложения представлены более широко. Разрез их начинается кембрийскими отложениями и заканчивается верхнепермскими. Кембрийские породы практически не отделимы от ордовичских и рассматриваются вместе с последними. Отложения этого возраста представлены мощными толщами (2000—3000 м) сланцев, филлитов и песчаников.

Отложения силура занимают большую площадь в красной части Тянь-Шаня. В памирской части зоны эти породы имеют меньшее распространение и выделяются обычно вместе с нижним девонном. По литологическому составу породы силура очень разновозрастны. Они представлены известняками, доломитами, сланцами, песчаниками; встречаются также конгломераты и основные эффузивы. Наибольшей мощности силурийские отложения достигают в восточной части Алайского хребта (до 6000 м). К западу и особенно на юг мощность уменьшается до 1000—2000 м.

Отложения девона широко распространены как на севере, так и на юге Памиро-Алайской зоны, где фаунистически охарактеризованы все его отделы и ярусы.

Девон представлен мощной толщей известняков, песчаников и сланцев с эффузивами. Отмечаются фациальные изменения пород этого возраста вверх по разрезу и по простиранию пород. Вверх по разрезу преобладают известняки. На западе Памиро-Алайской зоны развиты, в основном, морские известняки и доломиты, а на востоке — песчано-глинистые терригенные образования и эффузивные породы. Мощностью девонских отложений составляет около 1000 м, однако на крайнем северо-востоке она значительно увеличивается и достигает 3000—4000 м.

Отложения каменноугольной системы на изучаемой территории занимают значительную площадь и имеют разнообразный состав. Нижний карбон на севере представлен известняками, а на Северном Памире — известняками, песчаниками и конгломератами. Среди среднекаменноугольных пород преобладают сланцы, песчаники и конгломераты, иногда широко развиты эффузивы (Гиссарский хребет). Отложения верхнего карбона характеризуются большим разнообразием состава, невывержающей частью разреза. На севере преобладают песчано-сланцевые толщи с небольшими прослоями известняков. В памирской части зоны на западе развиты известняки, на востоке — лагунные отложения. Мощность карбона на описываемой площади достигает от 1000 до 3000 м. Наибольшая мощность отложений этого возраста на Северном Памире достигает 3000 м.

Пермские отложения развиты в основном на Северном Памире. Нижняя пермь представлена на западе известняками, на востоке — песчано-сланцевой толщей с отдельными прослоями известняков. В Тянь-Шаньской части зоны отложения нижней перми состоят из песчаников и конгломератов. Верхнепермские породы на Памире характеризуются известняково-сланцевой толщей. Мощность перми на юге Памиро-Алайской зоны составляет около 4000—5000 м, на севере она не превышает 1000 м.

Общая мощность всего разреза палеозоя на севере зоны составляет 8—15 км (наибольшая цифра соответствует восточной части зоны), на юге — 10—11 км.

Вопросам стратиграфии мезозой-кайнозоя Памиро-Алайской зоны, как части юга Средней Азии, посвящены работы многих исследователей. Прежде всего необходимо отметить ряд монографических описаний по отдельным системам: Б. А. Борнемапа и С. Н. Симакова — по мелу, О. С. Вялова — по палеогену, А. Р. Бурачека — по кайнозю. Кроме того, многочисленны разрезы и их сопоставления имеются во многих региональных работах геологов. Обширные литературные материалы позволили автору произвести сопоставление отдельных разрезов, выявить характер фациальной изменчивости и изменения мощностей для восстановления истории развития Памиро-Алайской зоны. Дробность расчленения на этих схемах соответствует современному состоянию изученности стратиграфии отдельных систем, отделов, ярусов (рис. 2).

### **МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА**

В рассматриваемой Памиро-Алайской зоне наиболее развита и расчленена меловая система. Осадки триасовой системы распространены в меньшей мере, причем часто выделяются вместе с лейасовыми. Отложения юрской системы занимают среднее положение, так как, с одной стороны, они обнажаются на значительной площади региона, а с другой — с трудом поддаются расчленению на отделы.



### ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Наиболее древней из мезозойских образований в пределах рассматриваемой территории является мынтекинская свита, нижняя часть которой в значительной мере условно относится к триасу. Выходы ее составляют южное обрамление мезозой-кайнозойских отложений. Они

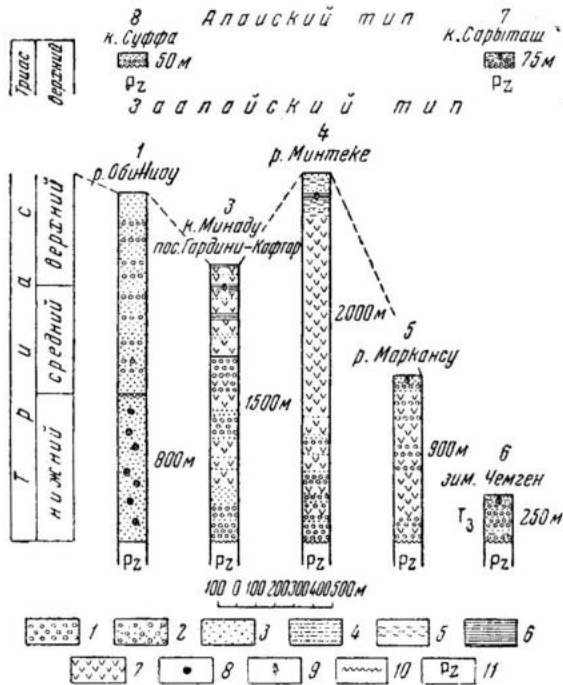


Рис. 3. Схема сопоставления триасовых отложений.

- 1 — конгломераты; 2 — конгломераты и песчаники; 3 — песчаники;  
 4 — глины и песчаники; 5 — глины и алевролиты; 6 — глины; 7 — эффузивы и туфы; местонахождения: 8 — фауны, 9 — флоры; 10 — размывы;  
 11 — по; стилающие породы

протягиваются полосой с запада на восток вдоль южного склона хребта Петра Первого, затем по осевой части Заалайского хребта, постепенно отклоняясь к югу, и переходят на южный склон этого хребта, следуя вдоль него от перевала Терсагар к востоку до государственной границы с КНР. Почти на всем протяжении полоса отложений мынтекинской свиты ограничена тектоническими контактами: на юге с палеозойскими породами, а на севере — с нижнемеловыми. Только в отдельных местах, в основном на востоке (бассейн рек Маркансу, Мынтеке) и на западе (западнее перевала Гардини-Кафгар), породы мынтекинской свиты ложатся с размывом на палеозой и перекрываются нижнемеловыми отложениями. На востоке, в пределах Синьцзяна, небольшие выходы триаса известны в северных предгорьях Куньлуня (по р. Тундук) и в южных предгорьях Тянь-Шаня (в районе кишлака Сары-Таш).

Мынтекинская свита представлена конгломератами, грубозернистыми песчаниками, углистыми сланцами и эффузивными породами. Наиболее полно ее разрезы изучены в бассейне р. Мынтеке. Здесь на размытую поверхность верхнего палеозоя с угловым несогласием ложится пачка розовых и светло-серых конгломератов, серых крупнозернистых песчаников, углистых сланцев, рассланцованных эффузивов и туфов. Внутри

свиты имеются внутрiformационные несогласия и размыты. Общая мощность мынтекинской свиты составляет около 1700 м, по данным М. И. Шабалкина. В ее верхней части, в углистых сланцах, найдены остатки флоры — *Podozamites Lanceolatus*. Эта форма характерна, по мнению В. Д. Принада, для рэт-лейаса.

В западном направлении разрез триаса изменяется. Осадки становятся менее грубообломочными, большую роль играет эффузивный материал (рис. 3). Так, в западной части южного склона хребта Петра Первого, в районе кишлака Лянгар (см. рис. 2, 2), отложения этого возраста представлены снизу темно-серыми глинистыми сланцами, туфо-песчаниками и серыми крупнокристаллическими кварцевыми порфирами. Последние перекрываются породами нижнего мела. Неполная мощность отложений мынтекинской свиты составляет здесь около 500—600 м.

Еще западнее в разрезе начинают преобладать тонкие осадки, и за рамками нашего района, в предгорьях юго-западного Дарваза (см. рис. 2, 1), триас представлен нормальными морскими отложениями большой мощности (1000—1200 м). Фауна пелеципод, найденная здесь в прослойках известняков, свидетельствует о нижнетриасовом возрасте этих осадков (Власов, 1959).

На востоке Заалайского хребта в бассейне р. Маркансу расположены наиболее восточные выходы этой свиты. Здесь они представлены туфо-конгломератами, эффузивами, сланцами. Отмечается несогласное транс-прессивное залегание конгломератовой части разреза на палеозое (Григорьев, 1958). Видимая мощность свиты, по данным В. В. Козлова, 800 м.

В предгорьях Куньлуня и Тянь-Шаня триасовые отложения представлены конгломератами, песчаниками и глинами, часто угленосными. Найденная в них флора *Egvisetites orenacus Laeg*, по Л. Н. Смирнову, указывает на верхнетриасовый возраст этих отложений. Мощность их не превышает 200—250 м.

Общность литологического состава, одинаковые условия накопления в континентальной среде и находки флоры, характерной для широко развитых в Средней Азии триас-лейасовых угленосных пород, позволяет описанные выше отдельные выходы их к одной свите.

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Породы юрского возраста развиты шире, чем триасовые. Четко выделяются два района распространения юрских осадков. Первый, совпадающий с выходами триасовых отложений вдоль северного края Памира, в бассейне рек Сурхоб, Кызылсу, и второй, расположенный на южном продолжении Ферганского хребта.

Среди юрских отложений выделяются нижне-, средне- и верхнеюрские.

### Нижнеюрский отдел

Лейасовые образования, помимо рассмотренных выше с триасовыми, обнажаются отдельными пятнами в южных предгорьях Гиссарского и Алайского хребтов в районе кишлаков Назарайлока (рис. 2, 18) и Дараут-Кургана (см. рис. 2, 20, 33). В Синьцзяне, в предгорьях Куньлуня, на междуречье Каташсу (см. рис. 2, 22, 50) и Яркенд-Дарын (см. рис. 2, 15) и на южном продолжении Ферганского хребта юрские отложения выходят широкой полосой. Здесь выделяются все три отдела юры.

Среди нижнеюрских отложений в бассейне р. Кызылсу-Сурхоб выделяются два типа отложений: алайский и заалайский. Алайский тип рас-

полагается к северу от долины р. Кызылсу и представлен темно-серой угленосной песчано-глинистой толщей, лежащей с резким угловым несогласием на палеозойские породы. Мощность этих отложений обычно незначительная и составляет около сотни метров. Заалайский тип разрезов распространен к югу от р. Кызылсу и характеризуется песчано-глинистой толщей бурого цвета значительной мощности. Различие в типах при движении к западу стирается.

Типичные нижнеюрские осадки алайского типа распространены на южных склонах Гиссарского и Алайского хребтов. Так, в районе кишлака Дараут-Курган (см. рис. 2, 20, 33) нижняя юра представлена серыми мелкогалечными конгломератами с хорошо окатанной галькой, грубо-зернистыми аркозовыми песчаниками, светло- и темно-серыми гравелитами с прекрасно окатанной плоской кварцевой галькой, глицистыми и углистыми сланцами с аркопластками угли. Мощность этих осадков на западе колеблется около 100 м в депрессиях, расположенных в приосевой части Зеравшанского хребта (кишлак Назарайлок), отложения нижней юры представлены угленосными осадками мощностью до 500 м.

К югу от р. Кызылсу-Сурхоб разрез нижнеюрских отложений иной, чем на севере. Лейасовые отложения, перекарывающие часть мынтекинской свиты, с флорой рэт-лейаса представлены переслаиванием темно-серых, зелено-серых, красно-бурых и светло-серых диабазов, порфиров, андезитов и их туфов. Самые верхние горизонты свиты сложены темными сланцами, алевролитами, оливковыми песчаниками с редкими прослоями зеленых конгломератов. Разрез венчается голубовато-серыми окремненными песчаниками. Мощность всей мынтекинской свиты составляет около 2000 м, незначительная часть ее соответствует отложениям лейаса.

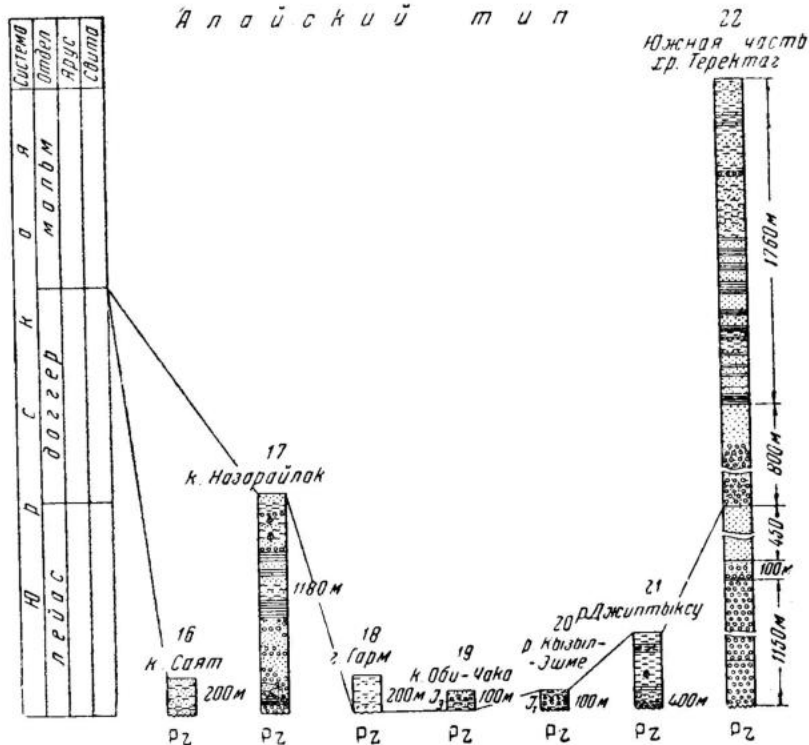
Примерно такой же состав имеют отложения этого возраста в восточной и западной частях Памиро-Алайской зоны, как видно из схемы сопоставления юрских отложений (рис. 4).

За пределами рассматриваемой территории, в юго-западном Дарвазе, нижнеюрская свита представлена в нижней части серыми и темно-серыми среднегалечными конгломератами, лежащими с разрывом на нижний триас. В конгломератах наблюдаются прослойки песчаников, роль которых вверх по разрезу возрастает. Собранные пыльца и споры (определение Е. П. Бойцовой) подтверждают нижнеюрский возраст этих пород.

В пределах Сибдзана, на продолжении Ферганского хребта к югу (в горах Коктун), нижнеюрские отложения представлены грубыми серо-зелеными конгломератами, которые сменяются вверх по разрезу все более мелкозернистыми образованиями: гравелитами, песчаниками, аргиллитами, темно-серыми алевролитами, чередующимися с прослоями углистых сланцев. Конгломераты с резким угловым несогласием ложатся на палеозой или с разрывом на рэт (кишлак Сары-Таш; см. рис. 2, 7). Максимальная мощность этих отложений отмечается в Кансуйском районе, где она составляет 1250 м. В западном и южном направлениях отложения сильно грубеют и мощность их резко уменьшается. Так, в районе массива Уч-Чат (см. рис. 2, 39) к нижней юре относится лишь 30-метровая пачка конгломератов с прослоями песчаников. В южном направлении мощность нижней юры также уменьшается, но менее резко, и в горах Теке отложения этого возраста представлены конгломератами мощностью до 500 м.

В предгорьях Куньлуния, в междуречье Каташсу и Яркенд-Дарын (см. рис. 2, 15), нижняя юра представлена темно-серыми песчаниками, сланцами и аргиллитами. Она литологически ничем не отличается от средней юры и рассматривается вместе. Мощность этой песчано-глинистой толщи составляет около 700 м.

А л а й с к и й т и п



З а а л а й с к и й т и п

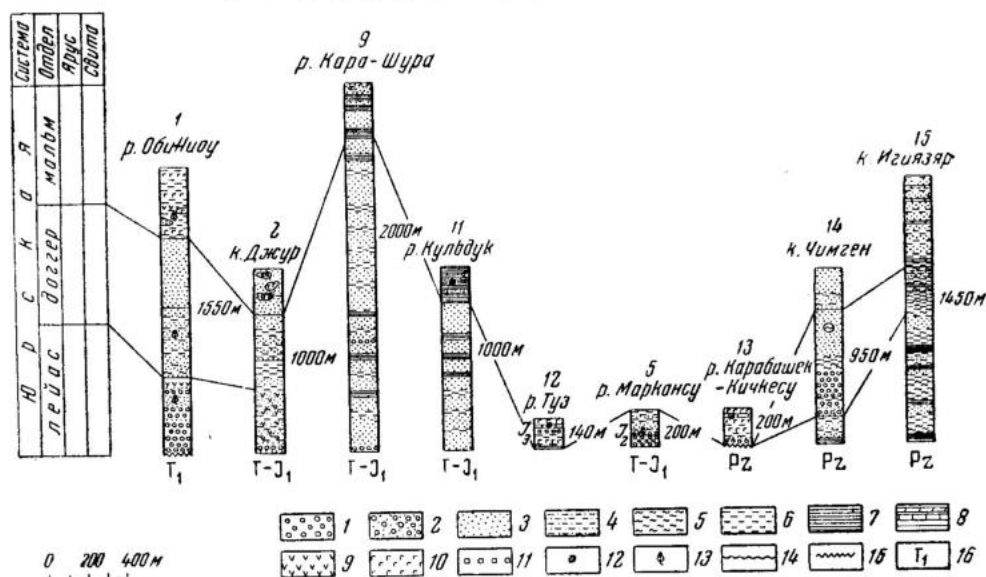


Рис. 4. Схема сопоставления юрских отложений.

1 — конгломераты; 2 — конгломераты и песчаники; 3 — песчаники; 4 — глины и песчаники; 5 — алевролиты; 6 — глины; 7 — сланцы; 8 — прослои известняков и мергелей; 9 — эффузивы; 10 — гипсы; 11 — каменная соль; местонахождения: 12 — фауны; 13 — флоры; 14 — прослои угля; 15 — размыв; 16 — подстилающие породы

## Среднеюрский отдел

Наиболее развитыми из пород юрского возраста являются нерасчлененные средне- и верхнеюрские отложения сорбулакской свиты. Они обнажаются в приосевой части хребта Петра Первого — бассейн р. Кара-Шура (см. рис. 2, 9) и в западной части Заалайского хребта, протягиваясь широкой полосой до перевала Шве (см. рис. 2, 11). Значительные выходы пород средней юры имеются и на востоке, в Синьцзяне (междуречье Каташсу и Яркенд-Дарьи; см. рис. 2, 14, 15), и на южном продолжении Ферганского хребта. На западе, в Дарвазе (см. рис. 2, 1), также обнажается полоса пород среднего отдела юры.

Наиболее полные разрезы сорбулакской свиты наблюдаются на востоке хребта Петра Первого и на западе Заалайского. Стратиграфическое положение ее было не ясным, что вызвало и наше участие в изучении свиты наряду с другими авторами. И. Е. Губин, впервые выделивший эту свиту, лишь на основании стратиграфического положения в разрезе, по аналогии со сходными отложениями в соседних областях, отнес ее условно к пермо-триасу. С. К. Овчинников и А. В. Григорьев также без фаунистических доказательств дали сорбулакской свите юрский возраст (Григорьев, 1943).

Изучение отложений сорбулакской свиты в районе р. Кара-Шура показало, что нижние ее горизонты постепенно переходят в верхи мынтекинской свиты и она согласно перекрывается отложениями нижнего мела. Таким образом, юрский возраст ее несомненен. Лишь недавно это было подтверждено находками в верхней части сорбулакской свиты мшанок *Cyclolites* sp. (определение Ю. М. Феофановой), которые были найдены А. В. Григорьевым (1958) во время геологосъемочных работ в бассейне р. Шве (см. рис. 2, 11).

В бассейне р. Кара-Шура нижняя часть сорбулакской свиты (основание которой нигде не обнаружено) представляет собой монотонную толщу светло-серых, серых, темно-серых кварцевых гравелитов, конгломератов, песчаников и темных глинистых сланцев. Характерной чертой этой части разреза является повсеместное окварцевание и преобладание грубообломочного материала — конгломератов, состоящих иногда из крупных глыб. Возможно, что нижняя часть ее является верхней частью мынтекинской свиты. Это предположение находит подтверждение в том, что в средней части бассейна р. Дара (см. рис. 2, 60), в нижней части сорбулакской свиты были найдены выходы андезитов и порфиров и их туфов, характерных для верхней части мынтекинской свиты. Конгломераты сменяются средне- и мелкозернистыми массивными песчаниками с ребристой поверхностью излома. Последние чередуются со сланцами, содержащими обломки углистого вещества. Сланцы играют подчиненную роль. Вверх по разрезу грубозернистые породы постепенно исчезают, пропадает и их серый цвет. Выше появляются пестроокрашенные сланцы, чередующиеся с серыми песчаниками. Изменчивость в составе и окраске пород наблюдается как по простиранию пород, так и вкрест им. В западной части области распространения сорбулакской свиты преобладают сланцы и песчаники серого цвета, а на востоке — пестроцветные. При движении к северу, в верхней части свиты встречены небольшие линзы гипсов, которые южнее выпадают из разреза. На юге песчаники преобладают над глинами. Вверх по разрезу пестрые сланцы сорбулакской свиты без какого-либо перерыва (или углового несогласия) переходят в красно-фиолетовые песчаники и сланцы нижнего мела. В наиболее восточных районах, например у перевала Шве, отложения свиты практически не отличимы по литологии от нижнемеловых. Неполная

мощность свиты составляет около 2000 м (ее взаимоотношения с подстилающими отложениями неизвестны).

В районе урочища Тупчак отложения сорбулакской свиты погружаются под молодые осадки и западнее они нигде не обнажаются. В Памиро-Алайской зоне средняя юра выходит на дневную поверхность только в юго-западном Дарвазе, за рамками исследуемой территории. Здесь отложения этого возраста представлены пестроцветной песчано-глинистой толщей, залегающей согласно на угленосной свите и отличающейся от последней появлением прослоев коричневато-красных глин и песчаников. Возраст свиты, судя по находкам остатков флоры в хребте Ваемикух (см. рис. 2, 1), — средняя юра; мощность составляет 256 м.

На востоке, у перевала Шве (см. рис. 2, 11) отложения сорбулакской свиты уходят под меловые породы.

На северо-западе зоны средняя юра обнажается в районе кишлака Назарайлок (см. рис. 2, 18), где она представлена верхней частью песчано-глинистой толщи. В алевролитах толщи были найдены: *Pityophyllum Nordenskiöldii* Heer и *Podozamites lanceolatus*. В. Д. Припада относит эти формы к нижней — средней юре. Мощность всей свиты составляет 700 м.

В Сибьзяне средняя юра обнажается к югу от Ферганского хребта и в северных предгорьях Куньдуния (см. рис. 2, 15). В первом районе, в горах Коктун (см. рис. 2, 22), средняя юра представлена мощной (до 2000 м) толщей серо-зеленых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с *Cardinia*. В массиве Уч-Чат (рис. 2, 59) она характеризуется аналогичной толщей, в аргиллитах которой найдены остатки *Podozamites angustifolia* Heer и *Phonicopsis speciosa* Heer. Мощность этой толщи составляет 400 м.

В северных предгорьях Куньдуния (см. рис. 2, 14) средняя юра состоит из серо-зеленых песчаников и зелено-серых аргиллитов с пластами углей, содержащих остатки *Podozamites*, мощностью около 700 м.

### Верхнеюрский отдел

Отложения верхней юры обнажаются у подножий и на северных склонах хребтов Петра Первого и Заалайского, а также в осевой части первого из них. Кроме того, отдельные выходы гипса этого возраста имеются в восточной части Заалайского хребта. Некоторое развитие верхнеюрские отложения имеют в Сибьзяне (в Канеуйском районе и в предгорьях Куньдуния) и в Придарвазье. В осевой части хребта Петра Первого и в западной части Заалайского отложения верхней юры невозможно отделить от среднеюрских, и они были рассмотрены вместе с последними в области развития сорбулакской свиты. Севернее гипсы верхней юры обнажаются узкой прерывистой полосой вдоль южного борта долины р. Сурхоб. Они залегают обычно в виде линз мощностью не более 150 - 200 м. По северному склону хребта Петра Первого линзы гипса, как правило, обнажаются в ядрах антиклиналей, например оз. Полима, или в виде впадин вдоль тектонических разрывов, как у кишлака Дарай-Нушор (см. рис. 2, 63). Горизонты, подстилающие гипсы, нигде не обнажены. Выше гипсов согласно ложатся песчано-глинистые отложения нижнего мела.

В восточной части Алайской впадины, в районе слияния рек Коксу и Кызылсу (КНР; см. рис. 2, 13) обнажаются снежно-белые мелкокристаллические гипсы, лежащие трансгрессивно на силурийских породах. В основании их имеется горизонт конгломератов, сложенных окатанной плотной гипсовой, реже известняковой галькой. В верховьях р. Кызылсу эти гипсы согласно перекрываются красноцветами нижнего мела. Южнее, на водо-

разделе рек Кирг-гоу и Карабашек (см. рис. 2, 62), в глинах имеются прослойки сахаровидных известняков, содержащих фауну пелеципод и гастропод. По определению В. Ф. Пчелинцева, найденные гастроподы *Accantella* sp. относятся к титонскому ярусу или к самым низам нижнего мела (Григорьев, 1958).

В пределах Синьцзяна, в Кайсуйском районе (рис. 2, 22), верхнеюрские отложения представлены пестроцветной свитой песчаников и алевролитов с пелециподами и гастроподами мощностью до 400 м, а в предгорьях Куньлуни в их стратификации принимают участие бурые и красные конгломераты и серо-фиолетовые песчаники.

На юго-западе, в предгорьях Дарваза (см. рис. 2, 1), верхняя юра представлена чередованием красных и голубых глин с линзами гипса, а иногда серых песчаников. Изредка здесь в гипсоватой свите встречаются прослойки порфиритов и их туфов. Возраст свиты, на основании определения Е. Н. Бойцовой спор и пыльцы, — верхняя юра.

Таким образом, в пределах Памиро-Алайской области образования юрской системы получили большее развитие, чем триасовые, так как юрские отложения известны и к северу от долины р. Кызылсу — Сурхоб. Литологический состав и мощность этих пород отличается от южного заалайского типа. Забегая несколько вперед, отметим, что это различие сохраняется на протяжении накопления и более молодых отложений, вплоть до четвертичных.

#### МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Породы мелового возраста широко распространены в Памиро-Алайской зоне. Здесь развит как нижний, так и верхний мел. Меловые отложения прослеживаются полосой через всю зону. Последними, в основном, сложены хребты Петра Первого и Заалайский, северное обрамление Кашгарской впадины и северные предгорья Куньлуни. На юго-западе Алайского хребта, на южных склонах Зеравшанского и Гиссарского хребтов меловые отложения встречаются лишь в виде изолированных пятен. Четко разграничить области распространения нижнемеловых и верхнемеловых пород трудно. Нижний мел обычно облекается в ядрах антиклиналей, верхний мел слагает их крылья и осевые части синклинальных структур хребта Петра Первого и частично Заалайского. Аналогичное распространение меловых пород наблюдается также в Синьцзяне.

Выделяются два типа меловых разрезов: алайский и заалайский. Для разреза заалайского типа характерны тонкозернистые песчано-глинистые осадки нижнего мела большой мощности и мощные лагуно-морские отложения верхнего мела. Алайский тип разреза нижнего мела характеризуется сравнительно небольшими мощностями более грубозернистых отложений. Разрезы верхнего мела также имеют сокращенные мощности и представлены лагуно-морскими осадками. При описании мы приняли схему расчленения стратиграфии меловой системы С. Н. Симакова как наиболее стройную и фаунистически обоснованную. Эта схема является результатом его многолетних исследований меловых отложений Средней Азии, в том числе и Памиро-Алайской зоны. С. Н. Симаковым были выделены отдельные свиты, обозначенные латинскими буквами: от *a* до *j* — свиты нижнего мела, от *j* до *u* — верхнего мела.

Рассмотрение и сопоставление нижнемеловых, а затем и верхнемеловых отложений заалайского типа начнем с запада, постепенно перемещаясь в ходе описания к востоку. В таком же порядке будет произведено сопоставление разрезов меловых пород алайского типа (см. рис. 5).

## Нижнемеловой отдел

К нижнему мелу отнесена немая толща красноцветных терригенных пород. Возраст ее определяется по стратиграфическому положению и сопоставлению с аналогичными отложениями на западе Памиро-Алайской зоны, где они охарактеризованы фауной, позволяющей выделить не только ярусы, но и отдельные горизонты. В пределах рассматриваемой территории красноцветные породы обычно залегают с размывом на палеозое или юре и перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего мела. Толща не расчленяется на ярусы. Обычно с нижнемеловыми отложениями рассматривается и нижняя красноцветная часть осадков сеномана, литологически не отличимая от нижнего мела.

### Заалайский тип разреза

Наиболее западный разрез этого типа составлен С. Н. Симаковым по р. Оби-Ниюу. По его данным, нижняя часть разреза сложена в основном песчаниками, а главным компонентом верхней являются глинистые отложения с небольшими прослоями мергелей и известняков. Породы частично загипсованы. Верхняя часть отложений по сопоставлению с более западными разрезами условно относится к альбскому ярусу. Восточнее, в красноцветных отложениях нижнего мела, уже невозможно выделить отдельные ярусы. Нижнемеловые породы сложены, в основном, грубозернистыми красноцветными песчаниками с небольшими глинистыми прослоями. В средней части разреза отмечаются отдельные прослой конгломератов. Мощность красноцветных отложений достигает 1000 м.

В восточной части хребта Петра Первого и в западной части Заалайского в породах нижнего мела и части сеномана можно выделить три фациально различных подтипа разреза: южный, центральный, северный.

Южный подтип разреза представлен толщей переслаивающихся песчаников, аргиллитов и сланцев. В нижней части разреза преобладают пятнистые, красные и зеленые песчаные сланцы, аргиллиты и алевролиты. Выше развиты мелко- и среднезернистые песчаники и алевролиты; наконец, в самой верхней части разреза среди песчаников появляются отдельные небольшие прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Породы в основном окрашены в красные тона различных оттенков. Максимальная мощность их 1000—1200 м наблюдается по правому борту р. Оби-Кулика, сокращаясь к югу в бассейне рек Вайзирек и Зюра-Замила до 800—900 м (см. рис. 2, 3).

Центральный подтип разреза развит в приосевой части хребта Петра Первого. В нижней части разреза (первые 500 м) наблюдается переслаивание глинистых сланцев и аргиллитов. Выше преобладают косо- и грубослоистые песчаники, сильно метаморфизованные, плотные, массивные, часто сливные; в меньшей степени встречается алевролиты и почти полностью отсутствуют аргиллиты и сланцы. Породы окрашены в красно-бурый, красный, розовый цвета; реже встречаются серые и зеленые. Мощность верхней части толщи около 500—600 м, а всего разреза — 1000—1200 м (правобережье р. Оби-Кулик, верховье р. Арча-Капа; см. рис. 2, 61).

Северный подтип разреза является уже переходным к алайскому типу. Нижняя часть его (200 м) представлена однообразной толщей конгломератов и гравелитов светло-зеленого и реже красно-бурого цвета. Для верхней части характерны грубо- и косослоистые песчаники серых тонов. Мощность всего разреза 500—600 м (см. рис. 2, 19).

В центральной части Заалайского хребта в разрезах нижнего мела — сеномана невозможно выделить подтипы, так как здесь последние представлены частым чередованием тонко- и среднезернистых песчаников с глинистыми сланцами. Подчиненную роль играют конгломераты и гравелиты

с галькой красных песчаников. Мощность разреза нижнего мела и сеномана здесь также трудно установить из-за чешуйчатой структуры и отсутствия подстилающих отложений, но, по-видимому, она уменьшается, по сравнению с западными разрезами, и достигает всего 700—800 м, по данным Б. А. Борнемана и С. К. Овчинникова (1936<sub>2</sub>).

Восточнее, в районе пос. Бордобы и перевала Кызыл-Арт (см. рис. 2, 26), по данным В. Н. Ренгартена (1934) и С. Н. Симакова (1953), породы нижнего мела грубеют, а мощность их уменьшается до 500—600 м. Здесь преобладают грубозернистые песчаники и конгломераты.

В северной части массива Курумды также развиты отложения заалайского типа. Это мелкозернистые сильно дислоцированные и метаморфизованные песчаники с прослоями пестрых сланцев и конгломератов. На юге массива, в долине р. Маркансу, разрез меняется: песчаники становятся грубозернистыми и более рыхлыми. Мощность сокращается до 350 м, разрез приобретает все черты алайского типа.

В пределах Синьдзына, к югу от р. Кызылсу (КНР), в основании нижнего мела находится красно-бурые конгломераты, лежащие с размывом на палеозое. Конгломераты постепенно переходят в грубые песчаники и гравелиты, сменяющиеся кирпично-красными песчаниками с редкими прослоями бурых и зеленых глин. Возможно, что верхняя часть разреза уже относится к верхнему мелу, так как подобные отложения характерны для сеномана. Общая мощность нижнего мела составляет около 800—900 м; к западу она уменьшается.

В предгорьях Кунылуя нижний мел с красноцветной частью сеномана представлен пачкой буро-красных конгломератов, сменяющихся грубыми косослоистыми песчаниками мощностью до 400 м. На юго-востоке, в районе г. Яркенда, характер отложений остается таким же, а мощность их увеличивается.

### Алайский тип разреза

Разрез нижнего мела алайского типа развит севернее долины р. Кызылсу — Сурхоб. Наиболее западный разрез этого типа в пределах изученной площади находится в районе кишлака Шуль, где нижний мел представлен красноцветными грубообломочными песчаниками с переслаивающимися гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Эта толща с резким угловым несогласием ложится на палеозой. В верхней части разреза появляются небольшие прослой глины и известняков (10 м), в которых И. Е. Губин нашел верхнеальбскую морскую фауну. Выше последних находятся алевролиты, относимые к сеноману. Мощность осадков нижнего мела здесь составляет около 250 м. Восточнее разрез нижнемеловых отложений сохраняет свои основные черты, как это хорошо видно из схемы сопоставления (рис. 5). Мощность этих отложений около 300 м, только в районе перевала Субадай (см. рис. 2, 18) она увеличивается до 500—600 м. Здесь в верхней части разреза появляются мелкозернистые осадки, в которых нередко встречаются прослой глины и известняков. Несмотря на тщательные поиски, фауны в этих прослоях не найдено. В районе кишлака Дараут-Курган нижнемеловые красноцветные грубозернистые песчаники, переходящие в бурые заглисованные песчаные глины, несогласно ложатся на лейасовые глины. Мощность красноцветов не превышает 400 м.

Еще восточнее, в Китайской Народной Республике, в районе кишлака Иркештам (см. рис. 2, 36) нижний мел представлен в основном конгломератами с редкими прослоями грубозернистых песчаников. В верхней части разреза последние начинают преобладать. Мощность всего нижнего мела очень незначительна и составляет всего 180 м. Восточнее мощность отложений резко увеличивается, изменяется и литологический состав. В стреевнии нижнемеловых толщ наряду с конгломератами появляются и более



мелкозернистые разности. Нижний мел (сеноман?) по р. Джеюлгансу (согласно Л. Н. Смирнову) представлен конгломератами, гравелитами, песчаниками, переходящими постепенно вверх по разрезу в загишсованные глины, глинистые мергели и известняки. Мощность этой толщи составляет около 1000 м. К юго-востоку она постепенно убывает, и северо-западнее г. Артыш нижний мел выклинивается. Здесь на палеозой непосредственно ложатся континентальные отложения верхнего мела.

В Синьцзяне в нижнем мелу появляется новая область аккумуляции осадков — Тоюнская впадина, в которой в основании нижнего мела развиты конгломераты и грубые песчаники. Конгломераты ложатся с угловым несогласием на палеозой. В верхней части песчаники становятся более мелкозернистыми, появляются прослои глинистых разностей. Конгломераты присутствуют лишь в виде одиночных тонких прослоев и линз. Мощность красноцветной толщи в Тоюнской впадине около 500 м.

### *Верхнемеловой отдел*

В пределах рассматриваемой территории, как было уже сказано выше, области распространения верхнего и нижнего мела совпадают. Верхнемеловые отложения представлены лагунно-морскими осадками. Все исследователи, изучавшие верхнемеловые образования, по фауне выделяют сеноманский, туронский и сенонский ярусы. Датский ярус выделяется условно и далеко не везде. Разрез верхнего мела подразделяется на заалайский и алайский типы. Особенно четко это выдерживается в сеномане, выше различия в литологии стираются и фиксируются лишь в мощностях отдельных ярусов и свит.

#### *Сеноманский ярус*

Сеноманский ярус, благодаря большому количеству ископаемых и хорошо разработанной стратиграфии, подразделяется на свиты, обозначаемые латинскими буквами:  $j$ ,  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $l_1$ ,  $l_2$ ; свиты:  $j$ ,  $k_2$  и  $l_2$  представлены глинистыми осадками с прослоями мергелей и известняков, причем свита  $l_2$  почти целиком сложена известняками. Свиты  $k_1$  и  $l_1$  сложены песчаниками, иногда загишсованными.

На западе Памиро-Алайской зоны сеноман, как и весь верхний отдел меловой системы, наиболее подробно расчленен на отдельные свиты, прослеживающиеся на этой территории независимо от типа разреза. В восточном направлении нижние горизонты постепенно сливаются с красноцветной толщей нижнего мела. Здесь выделяются лишь верхние свиты —  $l_1$  и  $l_2$ . Изменения литологического состава и мощностей по простиранию хорошо видны на схеме сопоставления верхнемеловых отложений обоих типов.

В западной части территории также отмечается изменение отложений вкрест простирания. Сеноманские отложения заалайского типа подразделяются, подобно нижнемеловым, на три подтипа: южный, центральный, северный.

Южный подтип представлен мощной толщей светлых, серых грубослоистых известняков, чередующихся с маломощными прослоями светлых глинистых и глинисто-известковистых сланцев. В верхней части толщи появляются доломитизированные известняки. Общая мощность всей толщи по р. Оби-Кулик (см. рис. 2, 23) 500—600 м.

Центральный подтип характеризуется серыми грубослоистыми органогенными известняками, переслаивающимися с черными тонкоплитчатыми сланцами. Выше залегают серо-зеленые и красные песчаники. Еще выше наблюдается чередование песчаников с черными глинистыми и известковистыми сланцами. В верхних частях разреза появляются доломитизированные известняки. Наибольшая мощность отложений данного подтипа наблюдается в верховьях р. Арча-Капа (см. рис. 2, 61) — 600 м.

Северный подтип представлен светло-серыми грубослоистыми известняками, которые в верхней части сильно доломитизированы. В результате динамометаморфизма фауна фораминифер, мшанок, иглокожих сильно перекристаллизована. Мощность пород у сел. Сары-Пуль и по р. Арча-Капа (см. рис. 2, 19) — 400 м.

Восточнее эти подтипы выделить невозможно. В центральной части Заалайского хребта в междуречье Тараша — Митяяр (рис. 2, 25) сеноман представлен гипсоносной пестроцветной свитой  $k_1$  мощностью до 100 м, состоящей из зеленых и красных сланцев с прослоями гипса. Свита перекрывается мощной толщей серых и темно-серых известняков свиты  $k_2$ . Известняки местами доломитизированы, иногда содержат мощные пласты мергелей. Ископаемые обнаружены в большом количестве лишь в верхней части известняковой толщи, содержащей прослойки глинистых сланцев. Свита  $l_1$  представлена гипсоносными породами, а свита  $l_2$  — грубыми известняками.

На востоке, в районе пос. Бордобы (рис. 2, 26), сеноман представлен красными глинами с прослоями гипсов и песчаников свиты  $l_1$ . В верхней части разреза обнажаются известняки с прослоями глинистых сланцев свиты  $l_2$ . Общая мощность обеих свит достигает всего 50 м. В районе Иркештама сохраняется тот же разрез, а мощность его увеличивается до 65 м.

В Синьдзяне, к востоку от кишлака Иркештам (см. рис. 2, 36), заалайский тип сеномана в нижней части представлен переслаивающимся светло-серыми и розовыми песчаниками с алевролитами. Наблюдаются отдельные прослои гравелитов и косослоистых песчаников. Нижних свит этого яруса здесь выделить нельзя. Вверх по разрезу отложения становятся мелкозернистыми, появляется загипсованность пород. Эти отложения, по-видимому, соответствуют свите  $l_1$ . Разрез сеномана венчается известняками свиты  $l_2$  небольшой мощности (13 м). Общая мощность сеномана составляет 780—800 м.

На севере рассматриваемой территории сеноман алайского типа имеет также широкое распространение. В разрезах западной части зоны, на южных склонах Гиссарского и Алайского хребтов выделяются свиты  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $l_1$ ,  $l_2$ , а свита  $j$  сливается с нижним мелом. На востоке удается выделить лишь две свиты —  $l_1$  и  $l_2$ . Так, у кишлака Суфи-Курган (рис. 2, 34) сеноман в нижней части состоит из красных песчанистых глин, переслаивающихся с гипсами и зелеными глинами свиты  $l_1$ , а в верхней части выражен известняками с прослоями глиш и мергелей свиты  $l_2$ . В известняках обнаружены ядра пелеципод. Общая мощность этих осадков не превышает 250—260 м. Восточнее, в верховьях р. Джусалы, разрез остается таким же, а мощность отложений, по данным Д. П. Резвого, уменьшается до 100 м.

Алайский тип разреза сеномана в Синьдзяне представлен песчано-глинистыми отложениями, которые вверх по разрезу становятся загипсованными. Верхняя часть его сложена известняками свиты  $l_2$ . Здесь можно выделить также свиты  $k_1$ ,  $k_2$  и  $l_1$ , но менее уверенно, чем на западе. Мощность яруса составляет около 500 м.

В Тоуюнской депрессии (см. рис. 2, 42) сеноманские осадки мощностью 180 м на свиты не подразделены, они представлены песчаниками с небольшими пропластками глин, в которых содержатся неопределимые растительные осадки.

#### Туронский ярус

Турон ложится согласно на сеноман. Породы этого яруса обнажаются в ядрах синклинальных структур и на крыльях антиклинальных, сложенных верхнемеловыми породами. Турон представлен в основном морскими отложениями и, в меньшей степени, лагунными. В нем выделяются следующие свиты:  $m$ ,  $n$ ,  $o_1$ ,  $o_2$ ,  $p$  и  $q$ .

В самом западном разрезе по р. Оби-Нию свита *m* представлена глинами с прослоями известняков и мергелей. Свита *n* — известняками. Толща наполнена *Thomasites*, *Nautilus* и др. Свиты *o*<sub>1</sub> и *o*<sub>2</sub> сложены известняками с небольшими прослоями мергелей. Свита *p* также известняковая, в ней встречаются брахиоподы. В нижней части свиты *q* появляются заглинованные глины, а также мергели обычно серой окраски. Эта свита частично относится к сенону. Общая мощность турона составляет около 350 м. К востоку строение отложений этого возраста в общих чертах сохраняется, хотя наблюдаются некоторые фациальные изменения. Так, на западе района, в бассейне р. Шаклысу, основную роль в разрезе нижних свит играют черные глинистые сланцы, перегравывающиеся пачкой заглинованных песчаников с маломощными линзами гипса. Свиты *p* и *q* сложены черными плитчатыми известняками мощностью 80 м. В последних найдена фауна: *Lima marrotina* d'Orb., *Liostrea* sp., *Pholadomya* sp., *Hemiaster jacksoni* Maury. В пределах восточного окончания хребта Петра Первого турон представлен светло-серыми грубослоистыми или массивными органогенными и доломитизированными известняками, чередующимися с желто- и светло-серыми песчано-глинистыми и известково-глинистыми сланцами. Последние имеют подчиненное значение. Мощность разреза — 300 м, к югу она возрастает до 500—600 м. Не исключено, что увеличение мощности кажущееся и обусловлено сложной тектоникой района.

В западной части Заалайского хребта, в бассейне рек Шве и Кульдук, туронские отложения мощностью около 100 м представлены глинистыми сланцами, переслаивающимися с пластами мергелей и известняков. Слои содержат значительное количество руководящих форм: *Exogyra turkestanensis* Born., *Lima canalifera* Goldf., *Pecten* sp., *Vascoceras* sp., *Thomasites* sp.

В центральной части Заалайского хребта, на междуречье Тараша — Миняр (см. рис. 2, 25) турон представлен, по данным С. Н. Симакова (1953), темно-серыми, почти черными сланцами с линзами известняков и конкрециями мергелей. Выше по разрезу мергели преобладают. Разрез заканчивается толщей плотных известняков и прослоем гипса. В известняках содержится много фауны, в которой преобладает *Baculites* sp., *Trigonia* sp., *Pecten* sp.

Мощность турона не превышает 250 м.

Восточнее, в районе пос. Бурдобы (см. рис. 2, 26), турон мощностью 200 м представлен чередованием черных глинистых сланцев, глин, мергелей и крепких известняков. В этих породах содержится следующая фауна: *Pectunculus*, *Astarte*, *Pecten curvatus* Gein., *Exogyra columba*, *Ex. cf. conica* Sow., *Baculites cf. baculoides* Mant., *Placenticeras* sp., *Gryphaea costei* Coq., *Echinobrissus markovi* Faus., *Hemiaster jacksoni* Maury.

У кишлака Иркештам (см. рис. 2, 35) отложения этого яруса выражены глинами серых и зеленовато-серых тонов, переслаивающимися с известняками-ракушечниками и мергелями. В известняках-ракушечниках много фауны: *Plicatula batneusis* Coq., *P. mistabilis* Stol., *Gryphaea costei* Coq., *G. biauriculata* Simakov, *Exogyra turkestanensis* Born., *Hemiaster consobrinus* Peron et Gauth., *Cyphosoma regulare* Ag.

Верхняя часть разреза — красные глины с линзами гипса — перекрывается мощной пачкой гипса и белых известняков, относимых уже к палеогену. Общая мощность турона составляет около 200 м.

В пределах зарубежной территории туронский ярус мощностью 75—90 м представлен темно-серыми, зелеными глинами с редкими тонкими прослоями известняков с фауной *Liostrea ronvillei* Coq., *L. cf. deleffrei* Coq., *Exogyra columba* Lam.

К северу от долины р. Кызылсу — Сурхоб также известны выходы турона. В районе пос. Гарм (см. рис. 2, 17) он представлен морскими глинами и известняками с фауной. Мощность плашки составляет около 200 м. На перевале Субадай (см. рис. 2, 18) в отложениях турона выделяются свиты *m* — *p*. Этот разрез подобен разрезу по р. Оби-Нюу, но уменьшенный в 2 раза. Мощность всех свит не превышает 180 м. По р. Кутургансу (см. рис. 2, 30) отложения этого возраста представлены песчаниками различной окраски, темно-серыми и черными глинами с *Exogyra columba* Lam., *Placenticeras* aff. *pseudoplacenta* Hyatt. В песчаниках наблюдаются волноприбойные знаки. Мощность пород составляет 130 м.

В центральной части южных склонов Алайского хребта в районе кишлака Дараут-Курган (см. рис. 2, 32) и по р. Кызыл-Ункур (см. рис. 2, 33) свиты *m* и *n* характеризуются чередованием известняков, мергелей и глин темно-зеленого цвета. Верхняя часть разреза представлена песчаниками и загипсованными глинами. Общая мощность турона составляет 300 м.

К северу и востоку породы отличаются большей загипсованностью верхней части. Одновременно с этим уменьшается их мощность. Наименьшую мощность (100 м) туронские осадки имеют в районе кишлака Иркештам (см. рис. 2, 35). Здесь они представлены равномерным чередованием известняков, глин, мергелей и песчаников. Породы сильно загипсованы, особенно в верхней своей части; по-видимому, частично размыты и перекрыты гипсами палеогена.

В пределах Синьцзяна на смену лагунным фациям турона района кишлака Иркештам (КНР; см. рис. 2, 36) приходят морские отложения, обнажающиеся по р. Джеюлгансу (см. рис. 2, 37). Они представлены темными глинами и мергелями в нижней части разреза (свиты *m* и *n*) и пестроцветной загипсованной глинисто-песчаниковой толщей (свиты верхнего турона). Мощность этих пород измеряется в 150—200 м. Сходный разрез турона отмечается Д. П. Резвым для района долины р. Алайку (см. рис. 2, 41) и Л. Б. Вонгазом для Тоюнской впадины (см. рис. 2, 42). На крайнем востоке нашего региона в районе кишлака Ислам-Караул (см. рис. 2, 44) турон представлен красноцветной песчано-глинистой толщей с базальными конгломератами, лежащими с разрывом на палеозой. Мощность этой красноцветной толщи, по данным Л. Н. Смирнова, составляет около 250 м. Возможно, самые верхи этой толщи отлагались уже в сеноне.

### Сенонский и датский ярусы

В Памиро-Алайской зоне, как и на всем юге Средней Азии, широко развиты отложения сенонского яруса. Последние, обычно представленные рудистовыми известняками, принимают участие в строении осевых частей синклиналильных структур. Благодаря своей крепости они часто образуют непроходимые уступы и поэтому с трудом поддаются изучению в высокогорных частях района. К сенону относятся верхняя часть свиты *q* и свиты *r*, *s*. Свита *q* является переходной между туроном и сеноном.

Осадки датского яруса распространены только в западной части района и представлены гипсами. Даний характеризуется свитой *u*.

На западе района, по р. Оби-Нюу (см. рис. 2, 1), свита *q* представлена серыми песчаниками, глинами (низы разреза загипсованы), а верхние свиты *r* и *s* — чередующимися известняками и мергелями. Они часто переполнены остроями и грифееми. Мощность сенона составляет около 150 м. Разрез верхнего мела венчается красными гипсами и гипсоносными глинами свиты *u* мощностью 50 м. Как видно из схемы сопоставления (см. рис. 5), наиболее полный и мощный разрез верхней части мела находится у устья р. Обихингоу (см. рис. 2, 24). Здесь свита *q* представлена красными песчаниками и глинами, обычно загипсованными, а свита *r* —

морскими глинами с отдельными прослоями известняков. Вверх по разрезу количество прослоев возрастает и свита в целом построена известняками. Последние содержат большое количество сенонских форм.

Свита *u* характеризуется гипсовой пачкой мощностью до 100 м. Подобный разрез сенона и дания сохраняется до меридиана пос. Бордобы. При этом увеличивается степень доломитизации известняков.

В восточной части хребта Петра Первого разновозрастные породы представлены серыми и темно-серыми массивными известняками видимой мощностью 300 м. Известняки часто сильно доломитизированы и в верхней части превращены в доломиты. Здесь же среди известняков имеется небольшая пачка кирпично-красных сланцев (50 м). В известняках найдены формы, характерные для сенона: *Exogyra overwegi* Buch., *Pecten* ex gr. *decemcostatus* Münst., *P. virgatus* Nils, *Gryphaea vesicularis* Lam., *Hippurites*.

В западной части Заалайского хребта, в бассейне р. Шве-Кульдук (рис. 2, 11), туронские известняки перекрываются толщей монолитных плотных известняков мощностью 150 м с разнообразной сенонской фауной: *Hippurites* sp., *Pycnodonta vesicularis* Lam., *Pecten* sp., *Alectryonia* sp.

В центральной части Заалайского хребта, в междуречье Тараша — Миняр (см. рис. 2, 25), сенон представлен рудистовыми известняками с прослоями гипсов и мергелей (свиты *r* и *s*) мощностью около 350 м. Известняки перекрываются красными песчаниками и сланцеватыми глинами с прослоями гипса свиты и датского яруса мощностью около 100 м. Восточнее, в районе Бордобы (рис. 2, 26), сенон представлен серыми и белыми мергелями с пестрой гипсоносной пачкой (60 м) в средней части. Разрез заканчивается доломитизированными известняками, доломитами и грубыми известняками с рудистами и *Inoceramus* ex gr. *balticus* Böhm.

Общая мощность толщи 230 м. Выше ложатся глины бухарского яруса.

К востоку от Бордобы, по р. Кызылсай, отложения этого возраста представлены незначительной пачкой красных загипсованных глин (50 м). На их размытую поверхность также ложатся гипсы бухарского яруса. Возможно, что это переходная свита *q*. Восточнее мощность сенона увеличивается. Так, на южном склоне Заалайского хребта, в бассейне р. Маркансу (см. рис. 2, 5), свиты *r* и *s*, сложенные массивными рудистовыми известняками, имеют мощность 200 м. Разрез венчается гипсами палеогена. Такими же известняками, но меньшей мощности (до 100 м), сложены свиты *r* и *s* в северных предгорьях Кунылуя.

Алайский тип сенонских и датских образований представлен морскими отложениями. В районе пос. Гарма (см. рис. 2, 17) сенон характеризуется известняками мощностью 100 м; даний — красными гипсами мощностью 25—30 м. На перевале Субадай (см. рис. 2, 18) свита *q* выражена глинистыми сланцами, а свиты *r* и *s* — массивными известняками. Мощность сенона здесь не превышает 150 м. Разрез верхнего мела завершается свитой *u*, сложенной сильно загипсованными красными глинами мощностью 50—60 м. Примерно такой же состав имеет разрез сенонских отложений в районе кишлака Дараут-Курган (см. рис. 2, 32). Здесь мощность свит *q*, *r*, *s* составляет 180—200 м. Отложения дания здесь не обнаружены и сенонские известняки перекрыты гипсами бухарского яруса.

В северо-восточном направлении происходят фациальные изменения, и сенон представлен уже не морскими, а лагунными песчано-глинистыми сильно загипсованными породами. Мощность лагунных отложений у кишлака Суфи-Курган составляет около 200 м. Еще восточнее, в районе кишлака Иркештам (см. рис. 2, 35), осадки сенонского и датского ярусов отсутствуют и гипсы палеогена ложатся на лагунные образования турона.

В западной Кашгарии (КНР), в районе кишлака Тура-Булак (см. рис. 2, 38) и р. Джеюлгансу (см. рис. 2, 37), меловой разрез заканчивается

пестроцветной песчано-глинистой сильно загипсованной толщей лагунных осадков. Они находятся между фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего турона и гипсами бухарского яруса. Мощность этой верхнетуронско-сенонской толщи составляет около 200—250 м.

В Тоюнской впадине сенон представлен мощной (500 м) толщей песчаников с большим количеством конгломератов в нижней части. Выше ложатся осадки палеогена.

### **КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА**

В пределах Памиро-Алайской зоны широкое распространение имеют третичные и четвертичные отложения. Наибольшим развитием и дробным расчленением отличаются породы палеогеновой системы. Третичные породы обнажаются на обширных пространствах восточной части Таджикской депрессии; на северном склону Заалайского и южному склону Алайского хребтов они обрамляют Алайскую впадину, уходя под четвертичные накопления. Породами этого возраста сложены большие площади на южном окончании массива Курумды и в бассейне р. Маркансу, где они сливаются с третичными отложениями, обнажающимися вдоль Куньлуня. Кроме этого, р. Сипьцзяне третичными образованиями сложены складчатые структуры Кашгарской впадины (в пределах рассматриваемой площади).

Среди третичных осадков выделяются палеогеновые, олигоцен-миоценовые, неогеновые и плиоцен-нижнечетвертичные.

### **ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА**

В основу стратиграфического подразделения палеогена положена схема О. С. Вялова, разработанная им в период с 1935 по 1945 г. с некоторыми ее уточнениями, предложенными С. Н. Симаковым (1952, 1953) для западной части Памиро-Алайской зоны. Для Сипьцзяна схема стратиграфии палеогена разработана Л. Н. Смирновым (1955).

Наиболее четко в пределах всей территории выделяются отложения бухарского, сузакского, алайского, туркестанского и в меньшей степени риштанского и исфаринского ярусов. Среди олигоценовых отложений обычно с трудом выделяется ханабадский и реже — сумсарский ярусы. Верхняя часть олигоцена литологически неотличима от нижней (миоцена) и объединяется с последней в массагетскую свиту (олигоцен-миоценового возраста).

Граница между верхним мелом и палеогеном проводится условно по кровле гипсового горизонта датского яруса или по размытой, поверхности туронских или сенонских пород (в местах, где вышележащие отложения верхнего мела размыты или не отлагались).

Анализ отложений палеогена указывает на нецелесообразность выделения их алайского и заалайского типов. Наряду с этим необходимо отметить, что имеются большие различия в строении палеогена Таджикской депрессии, Алайской впадины с ее горным обрамлением и Сипьцзяна. Мы будем рассматривать отдельные ярусы последовательно с запада на восток (рис. 6).

#### ***Бухарский ярус***

На западе рассматриваемой зоны бухарский ярус характеризуется известняками с одиночными прослоями конгломератов и песчаников, согласно перекрывающих гипсы датского возраста, контакт между которыми резкий, но согласный. Мощность бухарского яруса в Вахшском хребте составляет 120 м, а к северу, в предгорьях Гиссарского хребта, — 80 м. В восточном направлении бухарские отложения сохраняют свой



литологический состав, но мощность их резко уменьшается. В районе кишлака Арганкуль мощность известняков всего 20 м, а в долине р. Кутукургансу она не превышает 10—15 м.

В центральной части Памиро-Алайской зоны бухарский ярус представлен лагунными породами. На западе горного обрамления Алайской впадины как на юге, так и на севере он выражен гипсами с прослоями известняков, в которых встречаются руководящие формы: *Cardita pectuncularis* Lam., *Cucullaea crassatina* Lam. В восточном направлении мощность лагунных осадков уменьшается от 110—100 м в западной части Заалайского хребта (междуречье Кульдук — Шаты) до 50—70 м в районе кишлака Иркештам. По южному обрамлению литологический состав в отличие от северного более или менее остается постоянным. Бухарский ярус на севере представлен то доломитами и гипсами, как, например, у кишлака Дараут-Курган (см. рис. 2, 32), то мергелями и песчаниками (у р. Кунек-Согды; см. рис. 2, 55) или гипсами — у кишлака Иркештам (см. рис. 2, 35). На северо-востоке, в пределах «Алайского пролива», у кишлака Суфи-Курган (см. рис. 2, 34) этот ярус выражен 50-метровой пачкой известняков с фауной.

На территории Синьцзяна наблюдается более пестрая картина в строении нижнего яруса палеогена. На юго-западе, в предгорьях Куньлуни, по р. Гюльчинексу (см. рис. 2, 50), бухарский ярус представлен 100-метровой пачкой песчаников с отдельными прослоями конгломератов. В восточном направлении отложения становятся гипсоносными и восточнее хребта Казык-Арт сменяются чистыми гипсами мощностью 150 м. На южных склонах Восточного Тянь-Шаня бухарские отложения характеризуются гипсами, наибольшая мощность которых достигает 100 м по р. Джеюлгансу (см. рис. 2, 37). К востоку и западу мощность их убывает до нескольких десятков метров.

В Тоюнской впадине нижний ярус палеогена не выделяется, так как почти весь палеоген представлен эффузивами.

#### Сузакский ярус

На западе зоны к сузакскому ярусу относятся морские зеленые глины с прослоями мергелей и известняков мощностью 30 м. В Вахшском хребте в этих прослоях найдена руководящая фауна: *Ostrea hemiglobosa* Rom., *Gryphaea camelus* Bugas. Восточнее, в районе кишлака Арганкуль, этот ярус представлен песчаниками с прослоями конгломератов.

К востоку от Таджикской депрессии, в области горного обрамления Алайской впадины, разрез сузакского яруса изменяется — осадки характеризуются лагунными фациями. В западной части Заалайского хребта сузакский ярус представлен песчаниками, в которых найдены одиночные ископаемые нижнего эоцена. Мощность песчаников около 30 м. В южных предгорьях Алайского хребта сузакский ярус сложен мергелистыми песчаниками, переходящими в известняки-ракушечники. Последние состоят в основном из раковин *Meretrix* cf. *merastata* Sow., *Cardita* sp., *Natica* sp., *Fusus* sp. В центральной части Заалайского хребта сузакские породы представлены мергелями и песчаниками. Роль последних к востоку возрастает, а мощность яруса уменьшается до 10—15 м.

Сузакский ярус «Алайского пролива» в районе кишлака Суфи-Курган представлен сравнительно мощной (130 м) свитой светлых глин и песчаников, в которых встречены формы, характерные для этого яруса. К востоку мощность сузакских отложений резко уменьшается; загипсованность пород увеличивается и в районе кишлака Иркештам (см. рис. 2, 35) они выражены загипсованными песчаниками мощностью 25—30 м.

В Синьцзяне мощность и литология сузакского яруса отличается от центральной части зоны.

На юго-западе, по р. Голдусунсу (ГНР; см. рис. 2, 50), сузакский ярус представлен глинами и мергелями с фауной. Верхняя часть свиты сложена 60-метровой пачкой конгломератов, в восточном направлении отмечаются фациальные изменения. Так, в строении хребта Казык-Арт (см. рис. 2, 51) принимают участие сузакские несчаные глины. Наименьшие мощности этих отложений, всего 10—15 м, отмечены в районе хребта Кабатсу (см. рис. 2, 52). Отложения этого возраста, мощностью 250 м, известны на юго-востоке, в предгорьях Куньлуня, у кишлака Тундук (см. рис. 2, 5), где представлены глинами с редкими прослоями известняков и мергелей. В северной части Синьцзяна, в предгорьях Тянь-Шаня, разрез сузакского яруса максимальной мощности (100 м) описан в районе р. Джеюлгансу (см. рис. 2, 37), на запад и восток его мощность уменьшается. В Тоюнской впадине, в немой эффузивной свите, сузакский ярус выделить невозможно.

### Алайский ярус

На юго-западе Памиро-Алайской области алайский ярус представлен 100-метровой толщей песчаников, в то время как северо-западнее, в районе кишлака Шульмак, он характеризуется морскими темными серыми глинами с прослоями мергелей и известняков с морской фауной мощностью 200 м. В восточном направлении, на юге зоны, разрез отложений становится более грубозернистым. В районе Арганкуля алайский ярус выражен песчаниками с прослоями конгломератов.

В западной части Заалайского хребта алайский ярус представлен пачкой известняков-ракушечников. В северо-западной части Алайской впадины, у кишлака Дараут-Курган, выше сузакских песчаников расположена толща светлых известняков, плотных мергелей и серых глин, в которых найдены формы, характерные для алайского яруса: *Ostrea multicostrata* Desh., *Ostrea turkestanensis* Rom. Вдоль Заалайского хребта строение алайского яруса хорошо выдерживается до его восточного окончания, где в верхних горизонтах появляется пачка красноцветных мелкозернистых песчаников и глин, которая перекрывается серыми массивными известняками. По мере уменьшения верхней известняковой пачки от 35 до 12 м мощности песчаников увеличивается. Некоторые слои верхней пачки переполнены обломками *Ostrea turkestanensis* Rom. var. *alaica* Vial. Общая мощность алайского яруса по р. Курумды достигает 50—60 м (см. рис. 2, 49).

Для северного обрамления Алайской впадины также отмечается выдержанность литологического состава и мощности алайского яруса, в том числе и для «Алайского пролива». Для последнего характерно некоторое увеличение мощности (до 200 м). По данным Д. П. Резвого, здесь алайский ярус сложен в нижней части известняками и мергелями (10 м), а в верхней — переслаиванием песчаников, глин и гипсов.

На западе Синьцзяна алайский ярус представлен снизу песчаниками, переходящими в глины, вверху — известняками. В юго-восточном направлении, в результате фациальных изменений, этот ярус выражен чередованием известняков, доломитов и гипса мощностью 80 м. На северо-востоке, в хребте Казык-Арт (см. рис. 2, 51), к алайскому ярусу мощностью 120 м относятся песчаники и глины с небольшими прослоями известняков, в которых обнаружены руководящие формы этого яруса — *Ostrea turkestanensis* Rom.

В районе р. Джеюлгансу (см. рис. 2, 37) алайский ярус сложен толщей известняков мощностью 180 м. К востоку и западу от этого района мощность алайского яруса резко уменьшается; минимальная его мощность отмечается в хребте Кабатсу, где он представлен 20-метровым слоем известняка.

В Тоюнской впадине нижняя толща эффузивных пород отделяется от верхней пачкой известняков с руководящими формами алайско-туркестанского возраста: *Ostrea turkestanensis* Rom., *Pycnodonta* cf. *irkestamensis* Burac., *Ostrea* sp., *Gryphaea* sp., *Fatina esterhazy* Pavl., *F. böehmi* Vial.

Туркестанский ярус. На западе зоны, в Вахшском хребте, у кишлака Арганкуль, в предгорьях Гиссарского хребта туркестанский ярус представлен глинами с прослоями известняков и мергелями мощностью около 80 м.

В Заалайском хребте почти на всем его протяжении к этому ярусу относят темные глины с фауной и мергели; роль последних к востоку возрастает, а мощность отложений уменьшается. Если мощность туркестанского яруса у пос. Бордобы составляла 40 м, то в верховьях р. Нуры она уменьшается до 7 м.

Вдоль южного склона Алайского хребта туркестанский ярус представлен чередующимися песчаниками и мергелями. В районе «Алайского пролива» (Суфи-Курган) в строении яруса принимают участие и глины. Здесь отмечается наибольшая мощность (160 м) для северного обрамления Алайской впадины; к востоку она уменьшается.

В Синьдзяне (КНР), по р. Голдусунсу (см. рис. 2, 50), туркестанский ярус характеризуется в нижней своей части глинами и алевролитами, переходящими вверх по разрезу в сплошные песчаники. Разрез венчается небольшим слоем известняка. Мощность яруса составляет 110 м. На самом юго-востоке, в районе кишлака Тундук, осадки туркестанского яруса представлены мощной пачкой известняков с руководящими острями (180 м).

В предгорьях Тянь-Шаня, в районе р. Джеулгансу, туркестанский ярус выражен зелеными глинами, переходящими вверх по разрезу в гипсы и песчаники.

В хребте Казык-Арт к отложениям этого возраста причисляют серые песчаники с прослоями глин мощностью 75 м. В районе хребта Кабатсу глины туркестанского яруса составляют всего 10 м.

В Тоюнской впадине, как уже было сказано, туркестанский ярус вместе с алайским разделяют две толщи эффузивных пород.

#### *Верхнеферганские отложения*

Осадки, перекрывающие туркестанский ярус в пределах Памиро-Алайской зоны, только в отдельных разрезах могут быть расчленены на риштанский, исфаринский, ханабадский и сумсарский ярусы. Согласно схеме О. С. Вялова, на западе зоны, в Вахшском хребте, в основании риштанского яруса находится слой конгломератов, выше которого расположены глины. Глинами представлены исфаринский, ханабадский и сумсарский ярусы. Мощность риштанского яруса 80 м, исфаринского, ханабадского и сумсарского — около 75—80 м.

На востоке и севере Таджикской депрессии (в пределах зоны) в мощной песчано-глинистой толще, перекрывающей туркестанские слои, выделить ярусы эоцена и олигоцена невозможно из-за отсутствия фауны и ярко выраженных литологических особенностей.

В горном обрамлении Алайской впадины ярусы верхней части палеогена выделяются лишь в разрезе «Алайского пролива». В районе кишлака Суфи-Курган Д. П. Резвой к осадкам риштанского яруса относит переслаивающиеся пестроцветные песчаные глины и рыхлые песчаники, которые сменяются ячеистыми известняками; последние, в свою очередь, переходят в светло-серые полосчатые гипсы. Мощность отложений составляет 70 м. Исфаринский ярус представлен красно-бурыми глинами и песчаниками мощностью 120 м. Выше ложатся песчаники и красные глины ханабадско-сумсарского возраста. Общая мощность их 250 м.

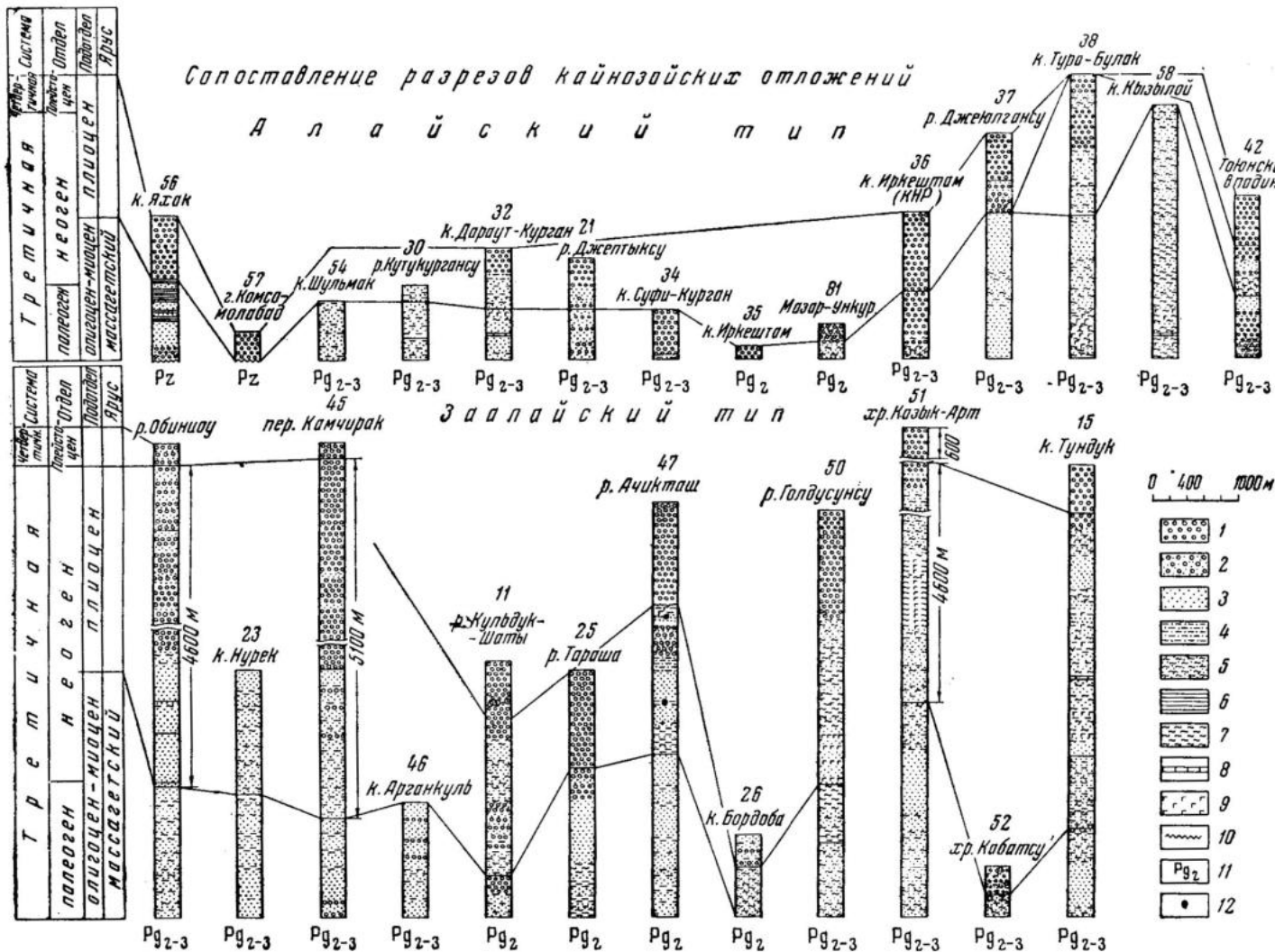


Рис. 7. Сопоставление разрезов кайнозойских отложений.

1 — конгломераты; 2 — конгломераты и песчаники; 3 — песчаники; 4 — глины и песчаники; 5 — алевриты и песчаники; 6 — глины; 7 — алевриты; 8 — прослой известняков; 9 — гипсы; 10 — размыв; 11 — подстилающие породы; 12 — местонахождение фауны

В других разрезах как южного, так и северного обрамления впадины туркестанский ярус перекрыт сравнительно мощной толщей песчано-глинистых пород, в которых в настоящее время ярусы выделить нельзя. Наибольшая мощность этих отложений (до 500 м) отмечается в центральной части Заалайского хребта. К востоку и западу она уменьшается в 2 раза.

В Синьцзяне (КНР), по данным исследователей, изучавших третичные отложения, выделить отдельные ярусы в толще песчаников и глин, перекрывающих отложения морского палеогена, пока не представляется возможным. Мощность этой нерасчлененной толщи составляет на севере, в районе р. Джеюлгансу, 230 м, на юге, по р. Голдунсу, — около 500 м. В районе хребта Кабатсу ее мощность резко уменьшается до 80 м.

Своеобразный разрез верхних ярусов палеогена наблюдается в Тоюнской впадине, где известняки с фауной алайского и туркестанского ярусов перекрываются конгломератами, которые подстилают эффузивную толщу, сложенную андезитами, базальтами и их туфами мощностью 200 м. Эту толщу М. Б. Вонгаз относит к олигоцену.

### НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Четкой стратиграфической границы между осадками верхней части олигоцен и миоценом провести нельзя (рис. 7). Отложения этого возраста представлены почти повсеместно однообразной красноцветной толщей обломочных пород, выделяемой под названием массагетской свиты или на западе — кирпичной, возраст которой условно определяется как олигоцен-миоценовый. Выше находятся конгломераты и песчано-глинистые отложения неогена. Верхняя часть неогена вместе с нижнечетвертичными образованиями, в свою очередь, выделяется в толщу серых и розовато-серых грубообломочных конгломератов.

Неогеновые образования распространены в тех же местах, что и палеогеновые. Они обычно обнажаются на крыльях антиклинальных и в осевых частях синклиналильных структур, сложенных кайнозойскими отложениями. Особенно широко эти породы распространены в восточной части Таджикской депрессии, в горном обрамлении Алайской и Кашгарской впадин. Среди них выделяются два типа разрезов: алайский и заалайский. К северу от долины р. Кызылсу — Сурхоб располагаются отложения первого типа, отличающиеся от заалайского в основном меньшими мощностями и, частично, литологическим составом.

На юго-востоке Таджикской депрессии сумсарские песчаники перекрываются отложениями кирпичной свиты, представленной песчано-глинистыми фациями, иногда заглинованными (восточная часть хребта Петра Первого). В районе среднего течения р. Обихингоу эта свита характеризуется песчано-конгломератовыми отложениями. Мощность кирпичной свиты превышает 1500 м. Выше нее залегает толща неогеновых отложений. Наиболее полный разрез неогена описан А. Р. Бурачком по р. Обихингоу, где выделены четыре свиты: хингоуская, товильдоринская, каранакская и полизакская. Вблизи подножия Дарваза между этими свитами отмечаются угловые несогласия, не превышающие 15—20°. С удалением от гор эти несогласия исчезают; сглаживаются и различия в характере свит.

Хингоуская свита представлена чередованием песчаников, конгломератов и глин. В конгломератах преобладает галька палеозойских пород, обычно прекрасно окатанная. Размер гальки до 15 см. Окраска хингоуской свиты довольно яркая, пестрая, преобладают буро-красные оттенки. Мощность свиты составляет около 1800 м.

Следующие три свиты неогена почти целиком представлены в конгломератовых фациях. Товильдоринская свита сложена грубыми бурыми

конгломератами с известковым цементом, благодаря которому пласты конгломератов образуют в рельефе грядки и карнизы. В районе пос. Товиль-Дэра эта свита залегает на хингоуской с несогласием в  $10^\circ$ . В товильдоринской свите преобладает галька туфогенных пород и известняков. Окатанность гальки средняя, встречаются отдельные прослои слабоокатанных конгломератов. Размер гальки не превышает 30 см. Общая мощность свиты — 1400 м. Количество грубообломочных конгломератов в верхней части этой свиты достигает максимума на границе с каранакской свитой. Каранакская свита сложена конгломератами и песчаниками с линзами гравелитов. Окатанность материала хорошая. В гальке преобладают гранитные породы. Размер гальки несколько увеличивается, встречаются валуны до 2 м в диаметре. Мощность свиты составляет около 1500 м.

Следующая кверху полизакская свита у подножия Дарваза несогласно срезает лежащие ниже отложения и ложится на палеозой. По мере удаления от Дарваза угловые несогласия постепенно исчезают. Свита сложена исключительно конгломератами, слабоцементированными. Окраска свиты более светлая, чем в свитах, лежащих ниже. Галька слабо окатана, в ее составе около 50% составляют изверженные породы. Размеры отдельных глыб достигают 6 м. Мощность свиты не превышает 700—800 м.

Выше по разрезу в долинах, врезанных в отложения неогена, несогласно залегает кулябская свита, сложенная конгломератами, песчаниками и суглинками нижнечетвертичного возраста (160 м).

В распределении фаций в неогеновых свитах можно отметить следующую особенность: в направлении к западу и северо-западу размер галек уменьшается, и постепенными переходами песчано-конгломератовая фация связана с песчано-глинистой фацией Южно-Таджикской депрессии. Такую закономерность подметили А. Р. Бурачек (район р. Обихингоу), В. М. Солун (верховья р. Оби-Мазар), А. В. Григорьев (Вахшский хребет). В восточном направлении постепенно выпадают из разреза отдельные свиты неогена и в районе кишлака Арганкуль обнажается лишь кирпичная свита, перекрывающая палеогеновые отложения; мощность свиты здесь не превышает 1400 м.

На северо-востоке Таджикской депрессии, на южных склонах Гиссарского хребта, отложения палеогена перекрываются кирпичной свитой, представленной здесь песчано-глинистыми породами мощностью около 700 м. В районе р. Кутургансу (см. рис. 2, 30) эта свита, в свою очередь, перекрывается 200-метровой толщей песчаников и глин плиоцен-нижнечетвертичного возраста. Кроме этих, сравнительно полных разрезов, в районе г. Комсомолабада (см. рис. 2, 57) непосредственно на палеозое, с резким размывом и угловым несогласием лежит мощная (400—500 м) толща грубых конгломератов, возраст которых плиоценовый, так как среди гальки встречаются обломки неогеновых конгломератов.

Для горного обрамления Алайской впадины характерны несколько иные разрезы отложений этого возраста. В центральной части Заалайского хребта, по р. Ачик-Таш (рис. 7, 47) массагетская свита представлена песчано-глинистыми отложениями большой мощности (2000 м). Выше располагаются неогеновые осадки. В них выделяются две пачки. Нижняя сложена темно-серыми и коричневыми глинами, серыми алевролитами и серыми и палевыми песчаниками с редкими прослоями гравелитов и конгломератов. В глинах были обнаружены пресноводные остракоды *Glycoprus* cf. *inermis* Kaufman, *G. sp. indet.* Sub., *Iliacypris* sp., *Cyprideis* ex gr. *punctillata* Brady. Эти формы, по определению М. И. Мандельштама, характерны для верхов миоцена и низов плиоцена. Верхняя пачка представлена кирпично-красными рыхлыми песчаниками, часто глинистыми. Вверх по разрезу песчаники становятся грубозернистыми, появляются прослои красно-

вато-бурых конгломератов. Мощность неогеновых осадков составляет 1800 м. Выше находится мощная конгломератовая толща, лежащая с размывом на неоген. Она сложена палево-бурыми конгломератами. Размер гальки обычно 25—30 см, но встречаются валуны размером до 0,5 м; мощность этой толщи достигает 1200 м.

К западу и востоку отмечаются фациальные изменения этих отложений и уменьшение мощности. В западной части Заалайского хребта (к западу от р. Тараща) массагетская свита сложена песчаниками, переходящими в конгломераты. Неогеновые отложения также представлены конгломератами палевого цвета. Мощность массагетской свиты составляет 1800 м, а верхнего неогена — соответственно 1200 м.

Еще западнее, в междуречье Гулома — Шве, массагетская свита представлена прубообломочными отложениями (в основном конгломератами) мощностью 500 м, а неоген — конгломератами мощностью 1000 м. В восточном направлении осадки также становятся грубыми и мощность их резко убывает. В районе пос. Бордобы олигоценовые породы перекрываются массагетской свитой, представленной песчаниками с отдельными прослоями глины мощностью 600 м. Выше с размывом ложится 400-метровая пачка конгломератов с прослоями песчаников верхне-неоген — нижне-четвертичного возраста. На востоке отмечается выпадение отдельных свит в южном направлении. В районе перевала Кызыл-Арт на олигоценовые отложения трансгрессивно ложатся окрашенные в интенсивно красный цвет конгломераты неогена мощностью 600 м. Еще южнее конгломераты плиоцен-плейстоценового возраста ложатся с угловым несогласием на разновозрастные отложения, вплоть до палеозойских. В западной части Заалайского хребта эти отложения перекрывают плиоценовые песчаники и глины без углового несогласия.

В пределах северного обрамления Алайской впадины отложения верхней части палеогена и неогена характеризуются песчано-глинистым составом и значительно меньшими мощностями, чем на юге. В районе кишлака Дараут-Кургана в массагетской свите среди песчаников и глины отмечаются небольшие прослои известняков. Мощность их составляет 600 м. Выше ложатся с угловым несогласием серые конгломераты и песчаники плиоцен-плейстоценового возраста мощностью 700 м.

В восточном и северо-восточном направлении состав отложений этого возраста существенно меняется. В районе кишлака Суфи-Курган разрез становится полностью конгломератовым, а мощность его достигает 600 м. На восточном замыкании Алайской впадины, в районе перевала Таун-Мурун, конгломераты и грубозернистые песчаники неогена ложатся трансгрессивно на размытую поверхность палеозоя. Мощность этих осадков составляет всего 200 м.

В Синьцзяне (КНР) отложения конца олигоцена, а также неогена и плейстоцена распространены довольно широко и представлены мощными толщами песчано-глинистых осадков в нижней части и конгломератов — в верхней. В предгорьях Кушлуния выделяется предкушлунская фация, разрез которой по р. Голдусуну приводится по данным Л. Н. Смирнова. Нижняя часть массагетского яруса здесь представлена красно-бурыми песчаниками с глинами, средняя — серыми песчаниками и верхняя — бурыми песчаниками и глинами с отдельными прослоями конгломератов. Мощность всей свиты составляет 1600 м. Верхне-неогеновые отложения в нижней части представлены песчаниками (700 м), в средней — песчаниками, чередующимися с глинами, с отдельными пластами конгломератов и гипсов (1300 м), а верхняя часть сложена 1300-метровой толщей конгломератов. В хребте Казык-Арт мощность этих отложений соответственно увеличивается примерно в полтора раза. Резкое сокращение мощности наблюдается в районе хребта Кабатсу, где массагетский ярус представлен

зелеными песчаниками и глинами мощностью всего в 300 м, а неогеновые песчаники и конгломераты составляют 350 м. К востоку мощность снова возрастает, и у кишлака Тундук мощность отложений массагетского яруса достигает приблизительно 1000 м, а верхнеогеновая песчано-глинистая толща с одиночными прослоями известняков составляет 3800 м. Выше ложатся конгломераты верхов неоген-нижнечетвертичного возраста мощностью около 600 м.

Предтяньшаньская фация массагетской свиты и неогена в Синьцзяне представлена, обычно, красноцветными конгломератами и песчаниками с редкими прослоями глин. Мощность свиты колеблется от 200 м на западе у кишлака Иркештам до 3000 м на востоке в районе Кызылоя (см. рис. 7, 58). В районе Кызылоя глины в разрезе играют главную роль. В нижней части отмечаются прослои озерных известняков.

В Тоюнской впадине массагетские отложения представлены грубозернистыми песчаниками и конгломератами мощностью 780—800 м, неогеновые — в нижней части песчано-глинистой толщей, сменяющейся в верхней конгломератами. Мощность неогена составляет около 600 м. Выше по разрезу располагаются грубообломочные конгломераты верхнего неогена — плейстоцена мощностью 600 м.

Рассмотрение отложений, перекрывающих морской палеоген, указывает на их свособразие. Наиболее грубозернистые осадки, сложенные материалом, приносимым с Заалайского и Дарвазского хребтов, располагаются у их подножия. В то же время вдоль южной окраины Тянь-Шаня имеют распространение более мелкие разности с обломочным материалом, поступающим с севера. Только в приосевых частях хребтов Южного Тянь-Шаня отлагались грубообломочные осадки с фациями внутритригорных впадин.

#### ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

На изучаемой территории четвертичные отложения распространены довольно широко. Однако ввиду того, что стратиграфия этих отложений для рассматриваемого района разработана еще недостаточно, мы лишены возможности рассмотреть их сколько-нибудь подробно. Здесь можно выделить четыре основных типа четвертичных образований: 1) аллювиальные отложения; 2) ледниковые флювиогляциальные и моренные образования; 3) склоновые (коллювиальные) и 4) пролювиальные накопления на склонах долин, в руслах временных потоков, конусах выноса. Кроме того, подчиненные положения занимают делювиальные, элювиальные, эоловые и озерные отложения. В ряде случаев четвертичные отложения образовались сложным путем и представляют собой отложения смешанного типа (аллювиально-пролювиальные и т. д.).

Аллювиальные отложения значительно распространены по долинам крупных рек: Кызылсу — Сурхоб, Яркенд-Дарья и другим. В возрастном отношении комплекс аллювиальных отложений может быть подразделен на современные отложения пойм, низких надпойменных террас и более древних высоких террас.

Современный пойменный и русловой аллювий обычно представлен хорошо окатанной несцементированной галькой разнообразных пород, принимающих участие в строении водосборного бассейна реки. По долинам больших рек (Кызылсу — Сурхоб) встречаются участки поймы, сложенные преимущественно мелкозернистым иловатым материалом. Такие участки обычно совпадают с расширением долин.

По долинам рек, протекающих в пределах Памиро-Алайской зоны, располагается несколько ярусов террас. Наиболее четко террасы прослеживаются в долинах рек Обихингоу и Сурхоб (ниже пос. Джиргаталя). В долине р. Сурхоб можно проследить четыре уровня террас. Аллювиаль-

ные отложения террас представлены главным образом галечниками и конгломератами, среди которых наблюдаются прослой и линзы песков и лёссовидных образований. В большинстве разрезов террас наблюдается более или менее отчетливая слоистость, часто неправильная. Состав гальки зависит от пород, слагающих бассейн реки. Суммарная мощность аллювия всех террас в долинах крупных рек превышает 100 м. Иногда на очень больших высотах над современными руслами рек встречаются отложения древнего аллювия. Так, например, О. К. Чедия (1957<sub>1</sub>) отмечает на перевале Даштак отложения древнего аллювия р. Обихингоу.

Ледниковые образования широко представлены в горном обрамлении Алайской впадины и долины р. Сурхоб. Среди них в Заалайском хребте и в восточной части хребта Петра Первого выделяются три комплекса морен: древнего, «чукурного» и современного оледенения. От отложений древнего или предмаксимального оледенения остались лишь следы в виде крупных останцов морен в устьях рек Алтын-Дара и Муксу (Ранцман, 1959). Широкое распространение имеют сравнительно хорошо сохранившиеся морены «чукурного» оледенения, называемого также *максимальным*. Было ли это действительно максимальное оледенение, захватившее наибольшую территорию, данных нет. Напротив, можно предположить, что более значительным было древнее оледенение, единичные следы которого располагаются ниже по долинам рек. Морены «чукурного» оледенения широко распространены в осевой части хребта Петра Первого и по долинам крупных притоков рек Сурхоб и Обихингоу, ими также заполнена вся восточная часть Алайской впадины. Отдельные моренные образования этого возраста, по данным В. М. Силицына, известны в Синьцзяне в районе Улугчата (КНР).

Современные морены соответствуют стадии отступления последнего оледенения. В настоящее время вся водораздельная часть Заалайского хребта и восточная часть хребта Петра Первого покрыта ледниками и вечными снегами.

Древнее оледенение Алайского хребта было менее значительным и двукратным. Морены древнего оледенения известны по правым притокам рек Кызылсу, Кашкасу и Курумды. Современные морены в Алайском хребте имеют несколько большее распространение.

Склоновые (коллювиальные) и пролювиальные отложения распространены по всей Памиро-Алайской зоне, но площади, занятые ими, невелики. Эти отложения выполняют многочисленные сухие саи, образуют различные по своему размеру конусы выноса, опоясывают подножия горных склонов часто в виде сплошного шлейфа. В образовании указанных отложений принимали участие многочисленные временные потоки, мощные селевые потоки, оползни, осыпи, обвалы и процессы обычного накопления делювия. Из перечисленных выше отложений нами были подробно изучены образования, связанные с землетрясениями. Наиболее крупные обвалы и срывы горных пород, возникшие вследствие катастрофических землетрясений, например, Гармского в 1941 г. и особенно Хаитского в 1949 г., развиты в бассейне р. Сурхоб в основном по ее правым притокам — рекам Оби-Кабут, Ясман, Сорбог. На левобережье р. Сурхоб таких образований меньше, и они небольших размеров. Эти образования наиболее подробно описаны автором в статье, посвященной Хаитскому землетрясению (Леонов, 1960). Специальные поиски подобных образований в восточной и в центральной частях Памиро-Алайской зоны оказались безуспешными. К востоку от пос. Джиргаталь обвалов и срывов, свидетельствующих о древних катастрофических подземных ударах, нет.

Отложения других типов рыхлых образований встречаются более редко. Так, например, озёрные отложения имеются лишь в западной части Алайской впадины. Также редко распространены и эоловые отложения, кото-

рые отмечаются лишь в пустынных местах (р. Кашкасу в Синьцзяне, КНР).

Водораздельные пространства хребта Петра Первого и предгорий Гиссарского изредка покрыты делювиальными лёссовидными суглинками небольшой мощности.

### **ФАЦИАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ**

Заканчивая описание стратиграфии мезозой-кайнозойских отложений на территории рассмотренной части Памиро-Алайской зоны, приведем краткую фациальную их характеристику.

Наиболее древними мезозойскими отложениями являются на западе триасовые морские отложения, на востоке — триас-нижнеюрские континентальные осадки, в верхней части угленосные. Первые ложатся согласно на верхнепермские породы, вторые, более молодые, — с разрывом на нижнепермские. Нижняя и средняя юра представлена на всей территории континентальными отложениями. Верхняя юра в южной части выражена морскими песчано-глинистыми накоплениями, в северной — характеризуется лагунными гипсами. Нижнемеловые континентальные отложения аллювиальных равнин и отдельных крупных пресных бассейнов занимают почти всю территорию мезозой-кайнозойских образований. Эти отложения трансгрессивно перекрывают все более древние породы, вплоть до палеозойских. Меловые отложения достигали максимального распространения в нижнетуронское время. Породы этого возраста представлены нормальными морскими осадками с фауной аммонитов, развитыми почти на всей территории. В краевых частях лагунные и красноцветные образования турона трансгрессивно ложатся на палеозой, указывая максимальные размеры области мелового осадконакопления. Наименьшее развитие из меловых пород имеют лагунные осадки датского возраста. Они известны лишь в западной части области и отчасти в Синьцзяне.

Морской палеоген характеризуется отложениями мелкого моря. Начиная со времени отложения массагетской свиты (кирпичной), на всей территории накапливались лишь континентальные образования.

Неогеновые и перекрывающие их отложения характеризуются грубыми континентальными образованиями, чередующимися с мелкообломочными.

Для рассмотренной территории характерна фациальная зональность отложений как в широтном направлении, так и меридиональном. Разделение на алайский и заалайский типы в общих чертах сохраняется почти на всем протяжении мезозой-кайнозойского этапа. В периоды развития континентальных и лагунных отложений триаса, юры, нижнего мела, олигоцен-миоцена и неогена эта зональность четкая, а в период накопления морских осадков (верхнего мела и палеогена) — выражена слабее. Меридиональная зональность прослеживается на всем протяжении мезозойского этапа. Западная и восточная части Памиро-Алайской зоны резко отличаются от центральной. Наибольшие мощности и мелкозернистость отложений характерны для западной и восточной частей. Для Алайской впадины и ее обрамления, особенно для восточного замыкания, характерно резкое уменьшение мощностей, вплоть до выклинивания отдельных ярусов; осадки становятся грубообломочными.

На территории Памиро-Алайской зоны можно выделить один крупный осадочный цикл. Он начинается отложениями моласс (триаса и нижней юры), затем идет накопление лагунных и терригенных отложений юры и нижнего мела. Последние сменяются морскими отложениями верхнего мела. Палеоген представлен лагунными осадками. Начиная с верхнего олигоцена, отложения представлены континентальными молассовыми фациями.

В этом цикле можно наметить более мелкие этапы. Наиболее древний из них охватывает юру. Начинается он отложениями моласс рэт-лейаса, затем накапливаются терригенные отложения средней юры, мелководные осадки верхней юры и заканчивается он лагунными образованиями конца юры. К началу второго этапа относятся грубозернистые осадки нижнего мела, переходящие постепенно в более мелкозернистые разности в начале верхнего мела, которые, в свою очередь, сменяются нормальными морскими породами. Цикл заканчивается лагунными образованиями конца верхнего мела и палеоцена. Гипсами бухарского яруса начинается последний этап. Гипсы постепенно переходят в осадки мелкого палеогенового моря, которые перекрываются континентальными отложениями массагетской свиты неогена. Причем для всех этапов характерно то, что каждый из них начинается наиболее грубозернистыми мощными отложениями, а заканчивается не столь грубыми и небольшой мощности осадками, и от этапа к этапу грубозернистость и мощность их уменьшается, за исключением пород, завершающих осадочный цикл.



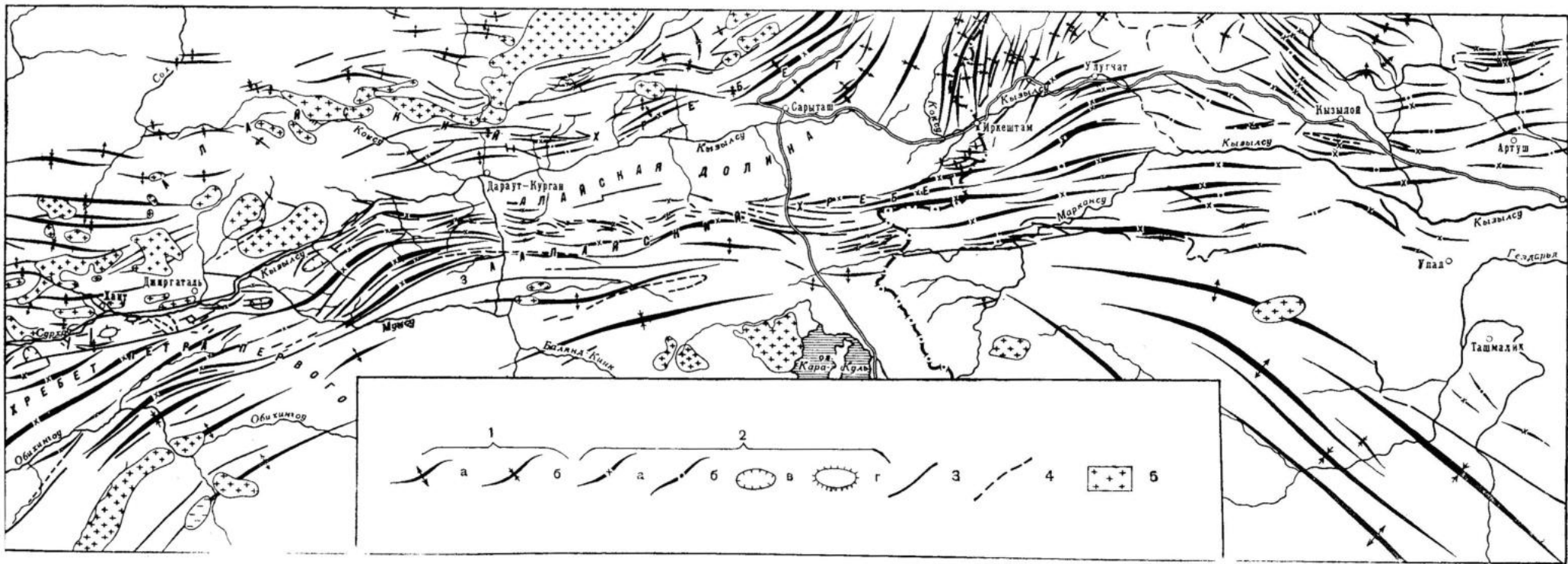


Рис. 9. Структурная схема Алайской впадины и ее горного обрамления.

1 — герцинские структуры: а — оси антиклиналей, б — оси синклиналей; 2 — альпийские структуры: а — оси антиклиналей, б — оси синклиналей, в — брахантиклинали, г — брахисинклинали;  
 3 — разрывы прослеженные; 4 — разрывы предполагаемые; 5 — интрузивные тела

В пределах Южного Тянь-Шаня и Северного Памира расположены сложные структурные формы, которые были созданы в течение палеозойского этапа развития страны. Отложения, накопленные на протяжении этого времени, сминались в сложные системы складок, дробились разломами и в конце палеозоя были прорваны интрузиями. Так был сформирован нижний структурный этап, являющийся внутренней структурой региона.

Мезозой-кайнозойские образования несогласно легли на размытые палеозойские породы и в процессе дальнейшего развития тектонических движений образовали структурные формы, сильно отличающиеся от палеозойских. Так был создан верхний структурный этаж. Мезозойские и особенно новейшие тектонические движения мало затронули внутреннюю структуру региона. Новейшие движения только по-новому разместили в пространстве складчатые массивы палеозоя, создали складки в мезозой-кайнозойском покрове и заложили основу современного рельефа.

Нами изучался в основном верхний структурный этаж, располагающийся главным образом в синклиналийной зоне. На структурной схеме (рис. 9), составленной по данным А. В. Артемова, Н. А. Беляевского, А. В. Григорьева, В. В. Козлова, А. В. Разваляева, Д. П. Резвого, В. М. Сидницына, Л. Н. Смирнова и личным наблюдениям автора, показаны также структурные линии как верхнего, так и нижнего структурных этажей.

## **I. МЕГАНТИКЛИНОРИЙ СЕВЕРНОГО ПАМИРА И ДАРВАЗА**

Эта структура располагается южнее и входит лишь северной своей частью в пределы рассматриваемой нами территории. Северную часть мегантиклинорий занимает Сауксайская антиклиналь. Наиболее отчетливо она выражена в низовьях р. Муксу. Это очень крупная складка северо-восточного простирания, опрокинута к северо-западу и сложенная метаморфическими сланцами и эффузивами. Северное крыло складки подвернуто и оборвано. Пермские и мезозой-кайнозойские толщи Заалайского хребта подняты и частично перекрыты надвигом северного крыла антиклинали. Восточнее бассейна р. Муксу Сауксайская антиклиналь значительно суживается вследствие сдавливания и сильного развития разрывов крутопадающих или вертикальных. Породы, слагающие ядро антиклинали, стоят на голове, будучи сильно сжатыми, благодаря этому перегибы складок трудно различать. Юго-западнее бассейна р. Муксу Сауксайская антиклиналь становится значительно шире. Северное крыло ее также осложнено разрывами, входящими в систему региональных каракульских разрывов.

## **II. ПЕТРОВСКО-ЗААЛАЙСКО-БАШГАРСКАЯ СИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА ПЕРВОГО ПОРЯДКА**

Этим термином мы называем зону, которая расположена между крупным поднятием переработанной платформы на севере и мегантиклинорием на юге. Мы не вполне уверены, что эту зону можно назвать мегасинклинорием, так как внутренняя структура последней неоднородная. Поэтому в дальнейшем будем называть ее синклиналийной зоной первого порядка. Она протягивается на значительное расстояние (свыше 500 км), дугообразно окаймляя расположенный южнее мегантиклинорий Северного Памира, Дарваза и Куньлуня. Наибольшей ширины (100—150 км) эта зона достигает на своих флангах. В центральной части она резко сужается до 30 км. В строении зоны принимает участие мезозой-кайнозойский комплекс пород, начиная с триаса и кончая современными отложениями.

В Петровско-Заалайско-Кашгарской зоне, в свою очередь, выделяется целый ряд более мелких структур. Рассмотрим эти структуры последовательно, двигаясь с запада на восток.

Товиль-Доринский синклиниорий расположен в пределах западной части южного склона хребта Петра Первого и, частично, захватывает северные предгорья внешнего Дарваза. Синклиниорий протягивается к юго-западу на расстояние более 100 км, погружаясь в этом направлении. По мере его погружения на поверхность выходят все более молодые отложения, и на крайнем юго-западе он переходит в современную Кулябскую впадину. На востоке синклиниорий выклинивается и кулисообразно подставляется Сорбулакским антиклинорием. С севера эта структура ограничивается зоной линейной складчатости антиклинория хребта Петра Первого. Южное крыло Товиль-Доринского синклиниория осложнено региональным Каракулским разрывом, по которому на него надвинута Дарвазская часть мегантиклинория. Синклиниорий выполнен мощным комплексом мезозой-кайнозойских отложений, из которых наиболее развиты третичные породы, которыми сложена почти вся структура, и лишь на крыльях выходят более древние. Синклиниорий построен асимметрично: северное крыло крутое и узкое, а южное — пологое и широкое. Северное крыло постепенно переходит в южное крыло антиклинальной структуры хребта Петра Первого.

В пределах синклиниория намечается ряд крупных синклиналей и антиклиналей, простирающихся параллельно основной структуре и постепенно погружающихся на юго-запад.

Антиклинальная структура хребта Петра Первого. Севернее рассмотренного синклиниория выделяется крупная антиклинальная структура хребта Петра Первого. Ядро структуры сложено юрскими и нижнемеловыми породами, на крыльях выходят более молодые отложения. Как уже было сказано выше, на юго-западе эта структура подставляется Товиль-Доринским синклиниорием. Северное крыло антиклиналя оборвано Вахшским сбросом. Восточнее антиклинальной структуры располагается антиклинорий Заалайского хребта. Описываемая структура имеет юго-западное простирание, характерное для структур западной части Петровско-Заалайско-Кашгарской синклинальной зоны.

В описываемой структуре выделяются две различные зоны: южная — линейной складчатости и северная — брахиструктур. Первая зона располагается в пределах приводораздельной части южных склонов хребта Петра Первого. Она сложена верхнемеловыми известняками и мергелями, интенсивно дислоцированными в крупные вытянутые линейные складки. Последние осложнены небольшими вторичными складками, ширина которых незначительна и колеблется в пределах от 10 до 100 м. Складки протягиваются в юго-западном направлении на десятки километров. На севере зона линейной складчатости отделена от зоны брахискладок полосой крупных кулисообразно подставляющих друг друга разрывов. Целый ряд продольных разрывов типа взбросов и сбросов отмечается и в зоне линейной складчатости, причем здесь имеются и молодые разрывы, нарушающие даже моренные отложения. Д. П. Резвым (1955а) на водоразделе Арча-Капа и Кара-Шура на расстоянии 2 км прослежен разрыв, смещающий отдельные части морены на 15—17 м.

В пределах северного крыла антиклинальной структуры хребта Петра Первого располагается зона пологих брахиструктур. Эта зона сложена мезозойскими породами, образующими структуры небольших размеров, протяжением в несколько километров, с пологими крыльями, углы падения которых не превышают 30°. Брахиструктуры кулисообразно подставляют друг друга. Они часто рассечены поперечными и продольными разрывами. Поперечные разрывы в этой зоне имеют большее значение, чем

продольные, причем поперечные моложе последних, так как они смещают продольные разрывы и даже продольные региональные.

Для антиклинальной структуры хребта Петра Первого характерно веерообразное строение, что четко наблюдается на геологических профилях (рис. 10).

Сорбулакский антиклинорий занимает восточную часть хребта Петра Первого. Центральная часть этого антиклинория наиболее приподнята; он погружается на восток и подставляется антиклинорием Заалайского хребта. Рассматриваемая структура сложена средне- и верхнеюрскими, меловыми и палеогеновыми породами. Ядро Сорбулакского антиклинория построено в основном юрскими отложениями, которые обнажаются на протяжении около 70—80 км. Эти породы смяты в крутые изоклиналильные складки с углами падения от 60° до запрокинутых и стоящих на голове пластов. Наиболее интенсивно дислоцированы в складки причудливой формы различные сланцы; прощупываются песчаники. Осевые части складок часто бывают разбиты разломами. Для Сорбулакского антиклинория в целом характерна коробчатая форма, отмечается четко выраженная веерообразность отдельных складок ядра и относительно крутые крылья, что хорошо видно на профилях (рис. 10).

В структуре северного крыла антиклинория прослеживаются две асимметричные синклиналильные складки, сложенные сильно смятыми верхнемеловыми известняками и мергелями. Известняки в этих складках сравнительно сильно динамометаморфизованы.

Южное крыло антиклинория также осложнено двумя синклиналями. Меловые породы, слагающие их, сильно дислоцированы и образуют крутые складки, часто запрокинутые.

Сорбулакский антиклинорий разбит крупными продольными разрывами. Поперечных разломов в структуре не наблюдается.

Антиклинорий Заалайского хребта занимает центральную часть Петровско-Заалайско-Кашгарской синклиналильной зоны. На западе он подставляется Сорбулакским антиклинорием; на восток погружается и сменяется синклинорием восточной части Заалайского хребта.

В строении этого антиклинория принимают участие породы нижнего и верхнего мела, палеогена и неогена. Верхнемеловая толща отличается развитием мелких изоклиналильных складок. Олигоценые и неогеновые отложения в области предгорий, в отличие от надвинутых на них мезозойских отложений, смяты в довольно простые широтные складки с углами падения 10—30°. Вблизи разломов углы более крутые и слои нередко стоят на голове или даже запрокинуты (р. Комансу).

Для антиклинория характерны крупные, сильно сжатые складки большой протяженности. Они осложнены главным образом крутыми взбросами и небольшими надвигами. Обычно складки представлены антиклиналями, надвинутыми на узкие синклинали, в которых верхнемеловые и палеогеновые отложения очень сильно дислоцированы.

Для этой части синклиналильной зоны наиболее характерна чешуйчатая структура. Весь мезозой-кайнозойский осадочный комплекс разбит разрывами на отдельные чешуи, которые надвинуты друг на друга обычно в северном направлении. При этом характерно, что надвиги имеют большую протяженность от 30 до 50 км (Кызылсуйский и Кок-Кийкский), но перемещения по ним небольшие (1,5—3 км). Важно отметить, что и Кызылсуйский и Кок-Кийкский надвиги являются не едиными крупными надвигами нижнего мела на неогеновые конгломераты с перекрытием всего разреза, а надвигами отдельных, сравнительно узких тектонических чешуй друг на друга. Разрывы не приурочены к какой-нибудь определенной линии, а подставляют друг друга, и расположены в пределах всего хребта.

По линии I-I

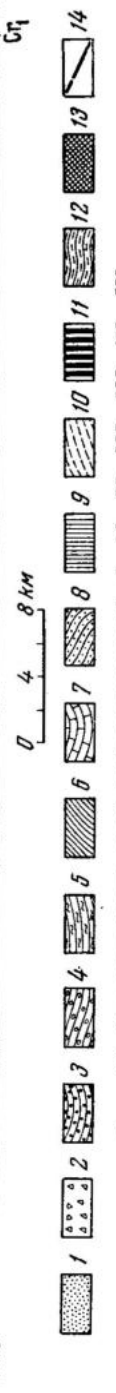
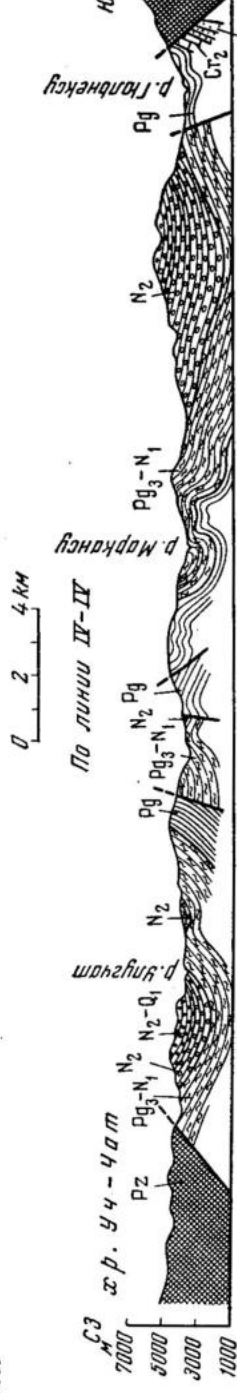
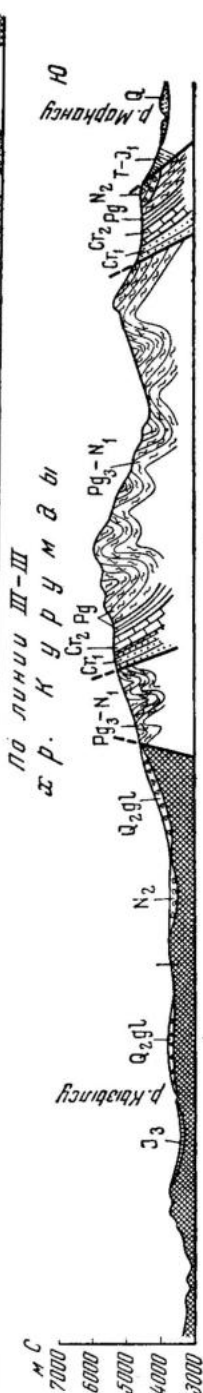
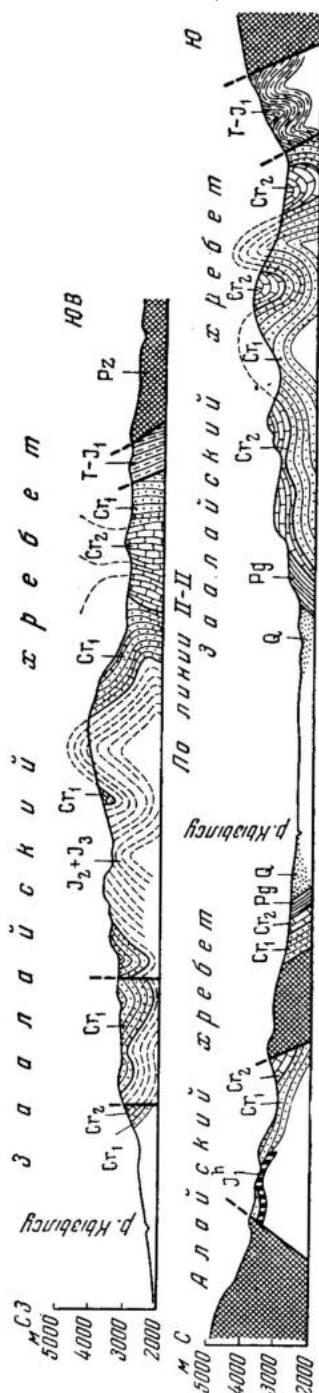


Рис. 10. Геологические профили по линиям I-I, II-II, III-III, IV-IV.

Четвертичные отложения: 1 — аллювиально-пролювиальные; 2 — ледниковые; 3 — плейстоцен-плейстоценовые конгломераты; 4 — плиоценовые конгломераты; 5 — олигоцен-миоценовые песчано-глинистые отложения; 6 — палеогеновые известняково-глинистые отложения; 7 — верхнемеловые известковисто-мергельные отложения; 8 — нижнемеловые песчано-глинистые отложения; 9 — верхнеюрские песчано-глинистые отложения; 10 — средне- и верхнеюрские песчано-сланцевые отложения; 11 — нижнеюрские песчано-глинистые отложения; 12 — триасово-нижнеюрские конгломератные отложения; 13 — нерасчлененный палеозой; 14 — разрывы (предполагаемые показаны пунктиром)

Между долиной р. Алтын-Дара и Памирским трактом структура северного склона Заалайского хребта характеризуется резкой асимметрией, чешуйчатым строением и повсеместным падением надвигов на юг, с опрокидыванием сильно смятых складок на север. В этой части структуры отмечаются и более молодые разрывы. По данным А. В. Развальяева, в междуречье Така и Ат-Джайлау прослеживается молодой разрыв, по которому проходит контакт морен «чукурного» оледенения с дислоцированными эоцено-нижнечетвертичными конгломератами, причем на меридиане р. Ачикташ восточный разлом смещен относительно западного на 2 км.

Синклинорий восточной части Заалайского хребта расположен к востоку от перевала Кызыл-Арт. Он почти целиком построен меловыми и третичными породами. В этой структуре и выделяются три полосы, различающиеся по возрасту слагающих их пород и характеру складчатости, на что обратил внимание еще В. П. Ренгартен в 1934 г.

Северная полоса шириной 6,5 км построена в основном меловыми породами. Ей свойственно опрокидывание складок и надвигание чешуй с юга на север. Наибольший подъем складок наблюдается в южной части полосы, где обнажаются древнейшие в данном разрезе слои нижнего мела.

Центральная полоса шириной 5 км характеризуется развитием третичных отложений — палеогеновых и неогеновых, собранных в систему складок, опрокинутых к югу. Разрывы здесь также падают на север.

Третья, южная полоса сложена мощными толщами неогеновых отложений и собрана в ряд складок, опрокинутых к северу.

Таким образом, в синклинии восточной части Заалайского хребта наблюдается веерообразность структуры. На южное крыло синклиния надвинуто по Каракульской глубинной зоне разломов поднятие Северного Памира. При движении на запад размеры синклиния постепенно уменьшаются, по мере того как сближаются между собой антиклинорий Северного Памира и антиклинорий Заалайского хребта, а несколько восточнее меридиана пика Ленина он выклинивается. Синклиальная структура восточной части Заалайского хребта на востоке переходит в Маркансуйскую зону, расположенную уже в пределах Синьцзяна (КНР).

Алайская впадина. К северу от антиклинория Заалайского хребта располагается Алайская впадина, выполненная четвертичными отложениями. Впадина протянулась в широтном направлении на расстояние около 200 км. Максимальная ширина ее достигает 30 км. Впадина имеет асимметричное строение: южный борт приподнят, а северный — опущен, вследствие этого р. Кызылсу смещена к северу и течет у самого подножия Алайского хребта. Северная большая часть впадины на востоке располагается в краевой части переработанной платформы, а юг ее находится в пределах геосинклиальной области. Структура впадины различна в восточной и в западной частях. В восточной части впадины (к востоку от меридиана р. Кашкасу) ее простирает накладывается почти вкрест древним палеозойским структурам. В этой части палеозойский фундамент на севере впадины залегает сравнительно не глубоко от поверхности, а в районе восточного замыкания впадины (перевал Таун-Мурун) он выходит на поверхность и лишь местами перекрывается моренами «чукурного» оледенения. Выходы палеозоя по южному борту впадины (в междуречье Курумды — Ачик-Таша) свидетельствуют о близости палеозойского фундамента в южной части восточного замыкания впадины.

В западной части впадины (к западу от р. Кашкасу) ее простирает совпадает с простирающими палеозойских и мезозой-кайнозойских струк-

тур. Западная часть впадины заполнена мощными мезозой-кайнозойскими отложениями. Палеозойский фундамент, по-видимому, погружен на большую глубину, и в геоморфологическом отношении восточная часть впадины также отличается от западной. Продольный профиль по р. Кызылсу, построенный Г. И. Рейснером, показывает перелом его на меридиане  $72^{\circ} 30'$ .

К востоку от перевала Таун-Мурун располагаются структуры Синьцзяна.

Характеристику основных структурных элементов восточной части Петровско-Заалайско-Кашгарской синклиналильной зоны мы приводим по Л. Н. Смирнову (1955), который занимался структурным районированием Синьцзяна.

Улугчатская синклиналильная структура является наиболее западной в Кашгарской части синклиналильной зоны. Эта синклиналильная структура сложена меловыми, третичными и неогеновыми породами и имеет сложное строение. Она состоит из двух синклиналей и разделяющей их антиклиналей. Ядро антиклиналей построено меловыми и палеогеновыми отложениями. Вся восточная часть структуры погружена значительно больше, чем западная; в ней шире развиты различные комплексы четвертичных отложений и она является частью Кашгарской впадины.

Кабат-Артышская антиклинальная структура расположена юго-западнее Улугчатской синклиналильной зоны. Крылья этой структуры сложены породами палеогена и неогена (массагетская свита). В ядре выходят меловые и палеогеновые породы, а у кишлака Джакан-Булак, где шарнир структуры поднимается наиболее высоко, выходит и палеозойские образования. Северное крыло ее сравнительно сильно дислоцировано по сравнению с южным, а местами подвернуто, и слои падают на юг под углом  $60-70^{\circ}$ . Восточная часть структуры опущена значительно ниже его западной части.

Маркансуйская синклиналильная зона выделяется к юго-западу от Кабат-Артышского антиклинория. Крылья этой структуры сложены массагетом, а в осевой части обнажаются более молодые отложения. Свод и северное крыло структуры осложнены крупными надвигами и опрокинуты к северу. Южное крыло более спокойное. Восточную, наиболее погруженную часть синклиналильной зоны занимает Кашгарская впадина, которая на востоке открывается в сторону Таримской депрессии, а на западе сливается с Улугчатской синклиналильной структурой. Кашгарская впадина сложена мощными четвертичными образованиями.

Интенсивность складчатости в Маркансуйской зоне и амплитуды тектонических нарушений постепенно убывают с запада на восток в направлении к Таримской платформе.

Арчабельская синклиналильная зона расположена к северу от поднятия Куньлуня. Южное крыло ее образовано меловыми и палеогеновыми отложениями, которые нарушены крупным Казык-Артским надвигом. Северное крыло и осевая часть синклиналей сложены в основном отложениями олигоцена, миоцена, плиоцена и четвертичными образованиями. Шарнир структуры погружается в северо-западном направлении.

\* \* \*

Мы вкратце разобрали лишь основные крупные структуры Западной Кашгарии. Материалы, имеющиеся в нашем распоряжении, не дали возможности охарактеризовать более подробно каждую структуру, а тем более отдельные синклиналей и антиклиналей этих структур. Отметим лишь, что для всех синклинорий и антиклинорий характерно воздымание шарнира

в северо-западном направлении и погружение в восточном. Интенсивность складок и тектонических нарушений также заметно ослабевает в восточном направлении. В восточной части Западно-Кашгарского мегасинклинория сравнительно сильно развиты крупные продольные надвиги с амплитудами перемещений от одного до нескольких километров; на востоке они затухают.

\* \* \*

Рассмотренная выше Петровско-Заалайско-Кашгарская синклиналильная зона имеет сложное строение. Северная часть ее располагается в краевой части переработанной эпигерцинской платформы, а большая южная — принадлежит альпийской геосинклиналильной области. В этой зоне, как мы видели, выделяются три основные части: западная, центральная и восточная. Для западной и восточной частей характерны почти равновеликие антиклинальные и синклиналильные структуры, их веерообразность, наличие как продольных, так и поперечных разрывов, осложняющих структуры. Для центральной части зоны характерно уменьшение размеров синклиналильных структур до полного их уничтожения в результате надвигания чешуй друг на друга, сильный динамометаморфизм пород, преобладающее значение крупных надвигов, имеющих большое значение при формировании структур. Для этой части зоны характерна узость, «структурная теснота», в то время как на флангах зоны структуры развивались в нормальных условиях.

### **III. ОБЛАСТЬ ПЕРЕРАБОТАННОЙ ЭПИГЕРЦИНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

На севере рассматриваемой территории выделяется глыбово-сводовое поднятие эпигерцинской платформы, переработанной в результате активизации тектонических движений с конца неогена. Это поднятие является северной границей выше описанной синклиналильной зоны. Поднятие Южно-Тянь-Шаня сложено в основном породами палеозоя, сильно дислоцированными и прорванными интрузиями. В западной части этого поднятия располагаются структуры широтного, а в восточной части (восточнее меридиана р. Кашкасу) почти меридионального простирания. В пределах этого поднятия можно выделить отдельные участки по степени приподнятости их в настоящее время, которые мы рассмотрим ниже, начиная с западных.

Кабуд-Крымский среднеподнятый участок сводово-глыбового поднятия сложен кристаллическими сланцами, гнейсами докембрия и мраморами палеозоя. Значительную роль в строении поднятия играют гранитоиды. Северное крыло поднятия оборвано разломом, проходящим по долинам рек Комароу и Ясман, а на юге — региональной глубинной зоной разломов (линия Клеббельсберга), проходящей по долине р. Сурхоб. Севернее располагается наиболее приподнятая часть сводово-глыбового поднятия мегантиклинали Гиссарского хребта.

Джиргатальско-Дараутское сводово-глыбовое поднятие располагается восточнее Кабуд-Крымского участка. В сравнении с последним Джиргатальско-Дараутское поднятие более высоко поднято. Структура сложена в осевой части кристаллическими сланцами нижнего палеозоя (?), мраморами среднего палеозоя и гранитами. На крыльях выходят верхнепалеозойские песчаники, конгломераты и сланцы. Породы сильно смяты в крупные крутые складки. Джиргатальско-Дараутское поднятие с юга оборвано разломами линии Клеббельсберга, совпадающей с долиной р. Сурхоб.

Алайская синклиналиальная зона располагается восточнее Джиргаталя-Дараутского поднятия. Эта зона вытянута в северо-восточном направлении. Она представляет собой палеозойскую синклиналиальную зону, в которой сохранились мезозой-кайнозойские породы. Форма ее асимметричная: западное крыло пологое и широкое, северо-восточное — короткое, крутое и оборвано крупным разрывом.

Восточно-Алайская антиклиналиальная зона выделяется восточнее Алайской синклиналиальной зоны. В ее строении принимают участие различные палеозойские отложения. Антиклиналиальные и синклиналиальные структуры в этой зоне имеют почти меридиональное простирание. На востоке в этой зоне выделяется Сулуктерекский массив — наиболее приподнятый участок, сложенный сильно дислоцированными протерозойскими породами. С востока этот массив ограничивается антиклиналиальной структурой Ферганского хребта.

Антиклиналиальная зона Ферганского хребта сложена в основном юрскими породами, сильно дислоцированными в сложные складки северо-западного простирания. Она поднята сравнительно сильно. Ее восточное крыло оборвано Фергано-Таласским глубинным разломом, а западное Теректинским разломом. Восточнее Ферганского хребта располагается Кокшаальское поднятие.

Кокшаальское поднятие сложено палеозойскими отложениями. Палеозой сильно смят в складки почти широтного простирания. С юга поднятие ограничено глубинной зоной Восточнотяньшанских разломов, которая отделяет Южный Тянь-Шань от северо-западного сектора Таримского массива.

Аксай-Тоюнская депрессия занимает обособленное место в современной структуре Юго-Восточного Тянь-Шаня, которая является одним из крупнейших внутренних прогибов Тянь-Шаня. Аксай-Тоюнская депрессия протягивается в северо-восточном направлении между меридианами  $75^{\circ}30'$ — $77^{\circ}30'$  в. д., ограничиваясь с севера поднятиями Ат-Баши и Купретау, а с юга — Майдантагом. Максимальная ширина ее составляет 25 км в верховьях р. Тоюн. Речные системы, дренирующие депрессию (реки Аксай и Тоюн), принадлежат бассейну р. Тарим. Депрессия представляет собой громадный синклиналиальный прогиб асимметричного профиля. Широким и плоским валом Аксай-Тоюнская депрессия разделена на две части — западную, вмещающую истоки р. Тоюн, и восточную, принадлежащую бассейну р. Аксай. В пределы рассматриваемой территории входит лишь Тоюнская часть. В этой части мезозой-кайнозойский покров при общем синклиналиальном залегании образует ряд брахискладок (Синицын, 1957).

Мы лишь очень кратко рассмотрели строение окраинной части Южного Тянь-Шаня, подметив ее основные черты и описав лишь главные структуры.

### ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ПАМИРО-АЛАЙСКОЙ ЗОНЫ

Для правильной расшифровки тектоники и, в особенности, при изучении геологических условий возникновения землетрясений большое значение имеют наши представления о глубинном строении Памиро-Алайской зоны. В этом отношении зона находится в мало благоприятных условиях. Специальными работами по глубинному сейсмическому зондированию была охвачена лишь центральная часть рассматриваемой территории. Эти работы, проведенные в 1955 г., были поставлены по инициативе академика Г. А. Гамбурцева. Несмотря на то, что работы носили рекогносцировочный характер, они помогли осветить глубинное строение зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня. Кроме этих исследований, обработка записей землетрясений, произведенная коллективом ТКСЭ под руководством И. Л. Нер-

сесова, дала возможность вычислить мощность земной коры в восточной части Таджикской депрессии. Последнее имеет важное значение, так как эта часть зоны не была затронута глубинным сейсмическим зондированием (ГСЗ). Прежде чем излагать глубинное строение земной коры, полученное сейсмическими работами, проанализируем положение палеозойского фундамента, построенное на основании геологических исследований.

**Структура доальпийского фундамента.** Высотное положение поверхности доальпийского (до триасового) фундамента отражает суммарный результат тектонических движений, начиная с триаса. Первую схему высотного положения палеозойского фундамента для Алайского хребта составил Д. П. Резвой (1955<sub>2</sub>). В 1958 г. Г. И. Рейснер опубликовал схему положения фундамента Алайской впадины и ее горного обрамления. При составлении схемы, изображенной на рис. 11, были использованы данные Д. П. Резвого и Г. И. Рейснера, характеризующие рельеф фундамента отдельных частей зоны.

В основу структурной схемы положены современный рельеф, соответствующий положению палеозойского фундамента, выходящего на поверхность, и карты мощностей мезозой-кайнозойских отложений. При вычислении высотного положения фундамента в районах развития осадочного покрова из отметок рельефа вычитались мощности алыгских отложений. Для выявления соотношения современного рельефа с положением фундамента были составлены схематические структурные профили по ряду направлений (рис. 12). Для наглядности изображения профиля составлены в одинаковом горизонтальном и вертикальном масштабе.

В прубой схеме вся территория зоны сочленения по глубине залегания доальпийского фундамента делится на: 1) области залегания фундамента выше уровня моря и 2) области залегания фундамента в основном ниже уровня моря.

1. Область залегания фундамента выше уровня моря. К ней относится горное обрамление зоны депрессий. Абсолютные высоты поверхности фундамента в приосевой части хребтов Южного Тянь-Шаня колеблются в основном от 3 до 5 км над уровнем моря. Здесь имеются отдельные односторонние грабены, где палеозой перекрыт осадками мезозой-кайнозоя на высоте 2 км. В глубокой впадине северо-восточного простира-ния по долинам рек Талдык и Гульчи («Алайский пролив») палеозойские породы опущены до уровня моря под осадочным покровом. Наиболее глубоко фундамент погребен в пределах южной части Ферганского хребта (горы Коктун). Здесь, в юрском прогибе, палеозой расположен на глубине 1 км ниже уровня моря под мощными юрскими отложениями. На южных склонах хребтов северного обрамления высоты фундамента снижаются до 1—3 км, а в отдельных впадинах Синьзяна и на 2—3 км ниже уровня моря. В пределах Дарваза, Северного Памира и Западного Куньлуня высота рельефа палеозоя составляет обычно от 3 до 5—6 км. На отдельных участках Северного Памира и Куньлуня выходы палеозоя располагаются на высотах свыше 7 км.

2. Область залегания фундамента в основном ниже уровня моря. Сюда относится зона депрессий, в которую входят восточная часть Таджикской депрессии, Алайская впадина и западная часть Кашгарской. В этой зоне выделяются отдельные участки, характеризующиеся различной высотой рельефа палеозойского фундамента. Наиболее глубоко (до 7 км) погружен фундамент в Придарвазье и по южному склону хребта Петра Первого. Восточнее и севернее глубины залегания палеозоя убывают. Одновременно с этим наблюдаются отдельные поднятия и впадины, нарушающие общее поднятие палеозоя. В пределах северного склона хребта Петра Первого палеозойские породы перекрыты маломощными меловыми породами и расположены на уровне моря и даже несколько

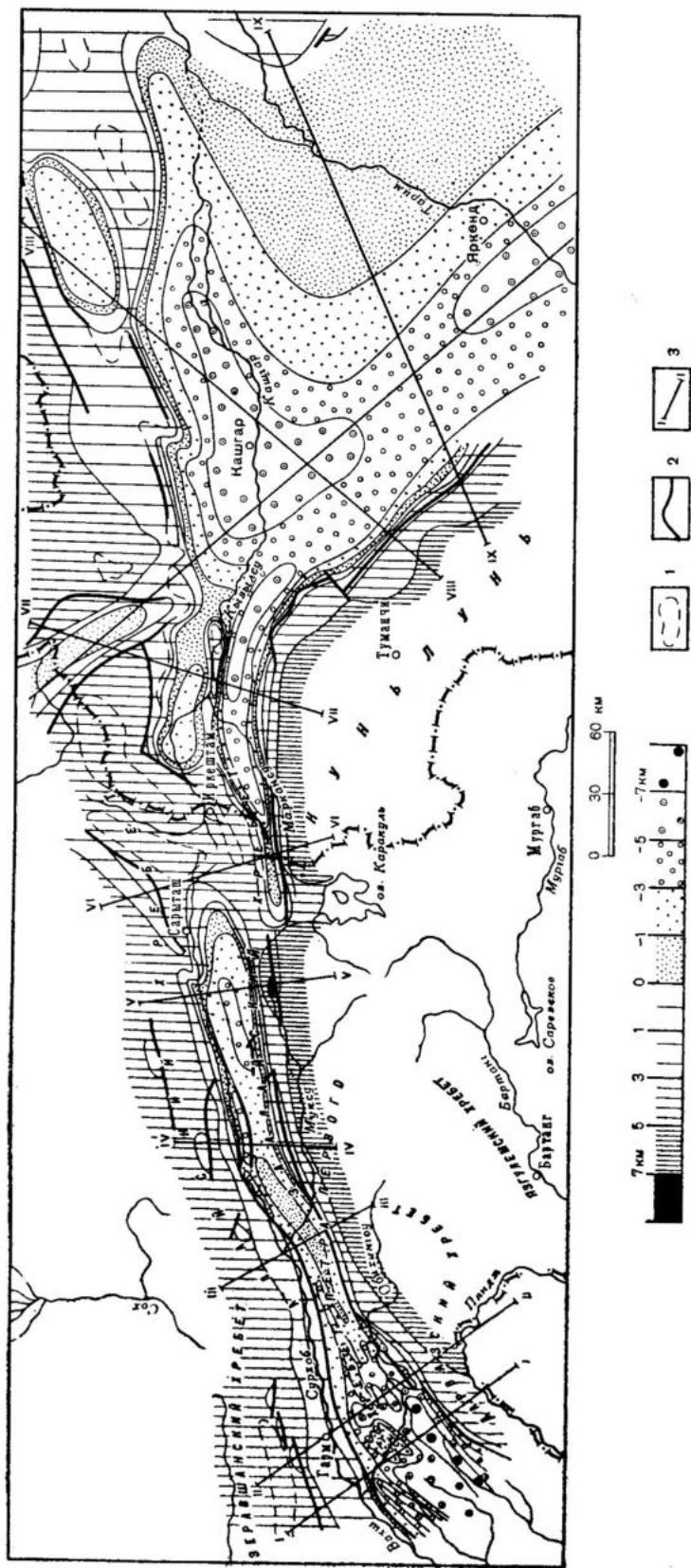


Рис. 11. Схема положения палеозойского фундамента.

С.4. — шкалу глубин залегания фундамента. 1 — области с глубиной залегания фундамента + 4 км; 2 — крупные разломы; 3 — линия структурных профилей

выше. Перепад глубин в приосевой части большой и достигает 2—3 км. На месте Сорбулакского антиклинория фундамент поднимается от —1 км до 0. В пределах Заалайского хребта он расположен на глубинах до 2—3 км. К востоку высота фундамента увеличивается и он выходит на поверхность. Одновременно с этим в рельефе палеозоя в центральной части хребта отмечается впадина глубиной до —5 км. В Алайской впадине фундамент расположен на глубине от —1 до 3 км.

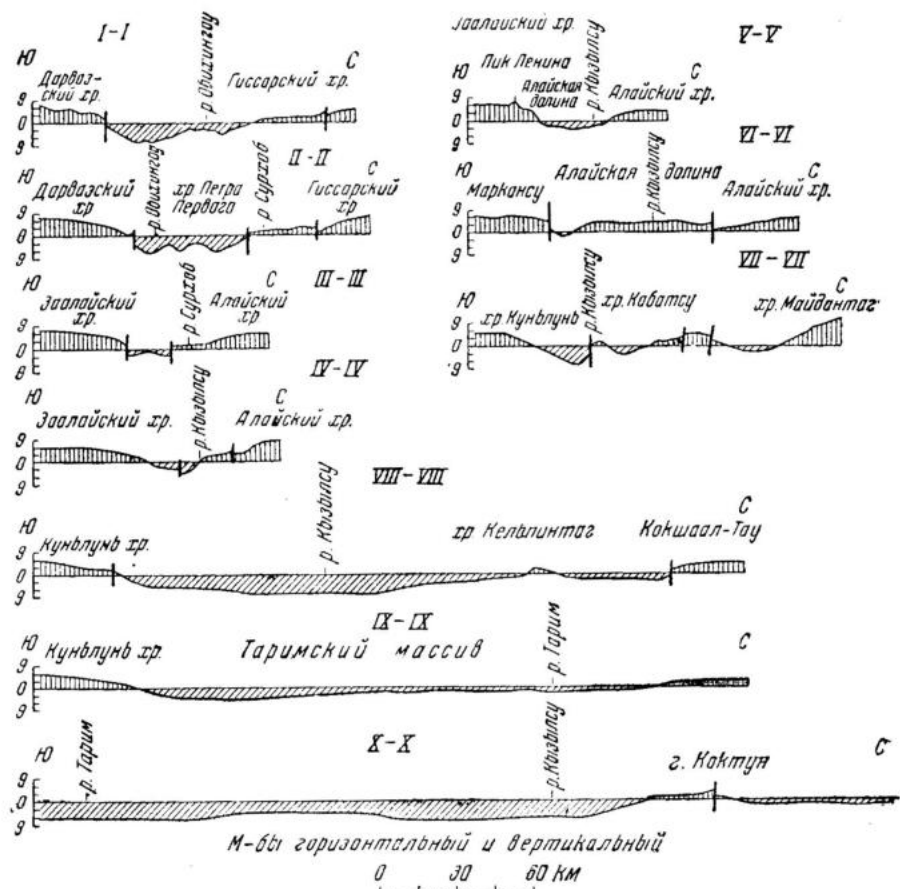


Рис. 12. Структурные профили положения палеозойского фундамента

В Синьцзяне в Предкуньлуньском прогибе палеозой находится на глубине до —5 км. В отдельных впадинах его глубина достигает до —7 км. На меридиане Кашгара Предкуньлуньский прогиб сливается с расположенным восточнее Предтяньшаньским. Западная ветвь последнего отделяется от Предкуньлуньского Кабатсуйским поднятием, где палеозой приподнят на 2 км выше уровня моря. Глубины фундамента в Предтяньшаньском прогибе несколько меньше, они обычно не превышают (—3) — (—5) км и лишь при слиянии с Предкуньлуньским прогибом глубины фундамента увеличиваются до —7 км.

Таким образом, на схеме положения палеозойского фундамента выделяются основные крупные элементы современной структуры зоны сочленения. Четко вырисовываются сводово-глыбовые поднятия Южного Тяньшаня, Северного Памира и Куньлуня и прогибы — Предпамирский

и Предкуньлуьский, а также западная часть Таримского массива. В пределах этих частей выделяются отдельные структуры второго порядка: Сорбулакский антиклинорий, Южно-Ферганский прогиб, Кабатсуйское поднятие и ряд других. Наряду с этим в других единых структурах отмечаются резкие различия в положении фундамента. Так, в пределах северного склона хребта Петра Первого фундамент находится на уровне моря, а на южном склоне хребта он погружен до  $-3$  км. В Алайской впадине, которая в общем рассматривается как единое целое, выделяются две различные части: на западе мы видим погружение фундамента до  $-3$  км, а на востоке он поднимается выше этого уровня и иногда выходит на поверхность на высотах, превышающих 3 км. Также четко выделяются отдельные части крупных региональных разрывов: на севере — Петровская глубинная зона разломов; не менее четко выделяется Каракульская зона, особенно в западной и восточной частях вдоль северного Куньлуя; выделяются также отдельные части Предтяньшаньской глубинной зоны разрывов. Одновременно с этим зона Сурхобских разрывов не находит своего отражения в структуре фундамента. Нет признаков разрыва в строении фундамента и по северному обрамлению Алайской впадины. Таким образом, построенная схема доальпийского фундамента свидетельствует о сложном строении зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня.

### О ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глубинное строение нам известно на сегодняшний день лишь для центральной части Памиро-Алайской области, которое и показано на схематической структурной карте. При этом необходимо отметить, что восточная часть карты построена по материалам ГСЗ, а западная — по данным обработки землетрясений, проведенной ТКСЭ. На карте для восточной части проведены изогипсы поверхности гранитного и базальтового слоев. Последняя отвечает поверхности Мохоровичича. На западе проведены лишь изогипсы последней. Рассмотрим сначала восточную часть схемы (рис. 13), а затем западную.

По данным ГСЗ поверхность Мохоровичича залегает на глубине 45—50 км в пределах Южного Тянь-Шаня и свыше 50 км на Северном Памире. При рассмотрении схемы бросается в глаза резкое отличие северной части территории от южной. На севере изолинии глубин обеих поверхностей имеют простирание, близкое к широтному; при этом наблюдается подъем обеих границ по направлению к Ферганской впадине. К югу от долины р. Кызылсу — Сурхоб направление этих изолиний меняется на меридиональное. Необходимо отметить, что на севере изолинии гранитного слоя располагаются под некоторым углом к изолиниям глубин поверхности Мохоровичича, в то время как на юге изолинии глубин обеих границ параллельны между собой.

На схеме (рис. 13) четко вырисовывается глубинная впадина, огибающая Алайскую долину с запада, простирающаяся меридионально (согласно направлению хребта Академии Наук) и уходящая дальше на юг. На севере эта впадина приобретает почти широтное простирание и постепенно замыкается в восточном направлении. Наибольшая глубина поверхности Мохоровичича в осевой части впадины достигает свыше 70 км, что отчетливо вырисовывается на рис. 14 по линии С—Д, а на севере, в районе ее замыкания, — не превышает 60 км, как видно из того же рисунка по линии А — Б. На схеме выделяются также и поднятия, расположенные в центральной части Памиро-Алайской зоны с несколькими смещенными осями. Вершина поднятия базальтового слоя расположена южнее Сарыташ; поднятие поверхности гранитного слоя находится в Центральной, наиболее приподнятой части Заалайского хребта, в районе пика Ленина.

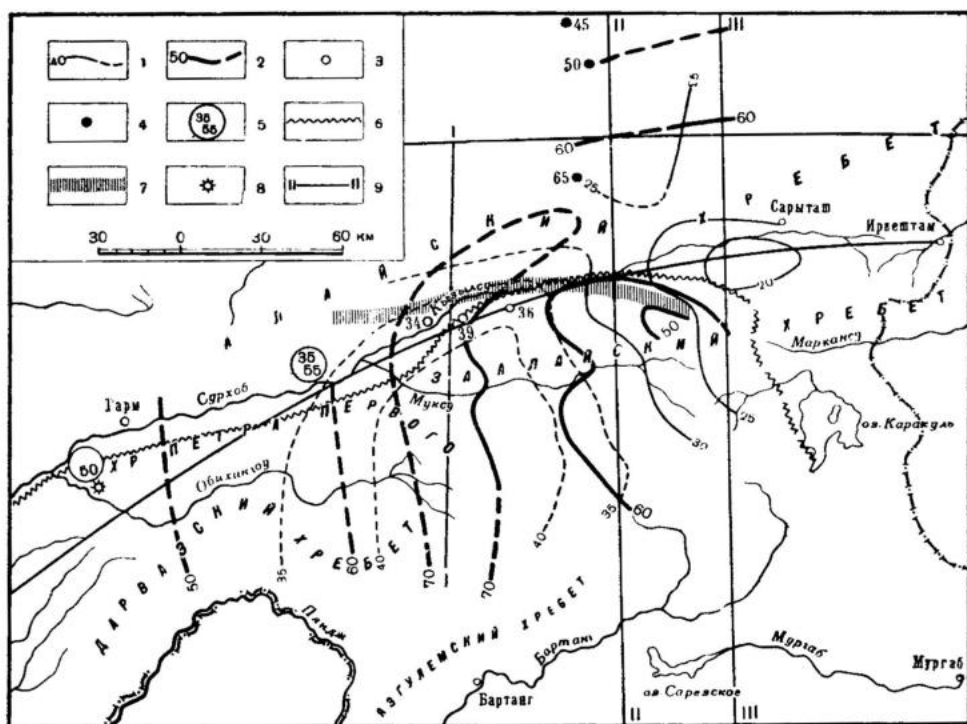


Рис. 13. Схема структуры земной коры восточной части Памиро-Алайской зоны (по материалам И. П. Косминской, Г. Г. Михоты, Ю. В. Тулиной).

1 — изоглубины поверхности базальтового слоя; 2 — изоглубины основания земной коры (поверхность Мохоровичича); 3 — глубины поверхности базальтового слоя (в км); 4 — глубины основания земной коры (в км); 5 — глубины поверхности базальтового слоя и поверхности Мохоровичича по данным изучения землетрясений (в км); 6 — граница между эпигерцинской платформой и Альпийской геосинклинальной областью (по данным М. В. Гавского, В. Н. Крестникова, Г. И. Рейснера и автора); 7 — зона, в которой отношение мощностей гранитного и базальтового слоя равно единице; 8 — пункт варыва; 9 — линии профилей (см. рис. 14)

На профилях, построенных по меридиану  $72^{\circ}30'$  и  $73^{\circ}$  (рис. 14), отчетливо виден характер подземного склона поднятия. Северный склон вначале крутой, затем выполаживается. Склон, обращенный к западу, положе северного примерно в 2 раза и более, равномерно погружается.

Из разрезов к структурной карте видно, что Тянь-Шань имеет строение, отличное от глубинного строения Памира. Различие это заключается в изменении соотношения мощностей гранитного и базальтового слоев. На схеме вертикальной штриховкой показана полоса, где мощности их равны между собой. Севернее этой полосы мощность гранитного слоя меньше мощности базальтового. Южнее ее соотношение слоев обратное. Эта полоса располагается вдоль Алайской впадины между меридианами  $71^{\circ}30'$  —  $72^{\circ}30'$  в. д. К востоку полоса равных мощностей гранитного и базальтового слоев отклоняется к югу, в пределы южного склона Заалайского хребта. Западнее меридиана  $71^{\circ}30'$  эта полоса отклоняется к северу, уходя в область Южного Тянь-Шаня.

Как видно из таблицы, приведенной в работе (Косминская, Михота, Тулина, 1958), отношение мощностей гранитного и базальтового слоев в областях разных складчатостей аналогично тем, которые наблюдаются в Памиро-Алайской зоне.

Перейдем теперь к рассмотрению западной части карты.

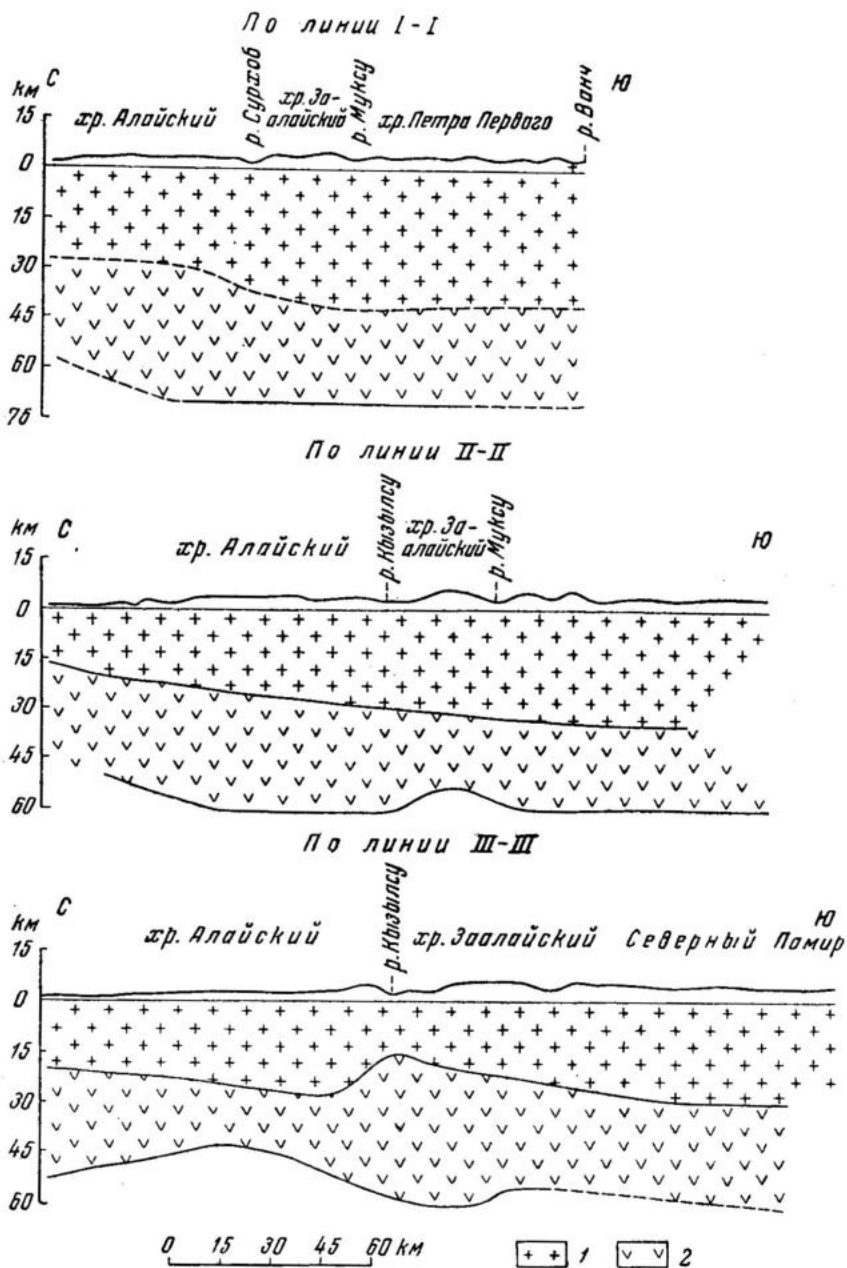


Рис. 14. Структурные профили по линиям I—I; II—II; III—III.  
1 — гранитный слой; 2 — базальтовый слой

В последнее время благодаря новой методике, разработанной Ю. В. Резниченко и И. Л. Нересовым, ТКСЭ было выявлено положение линии раздела Мохоровичича для западной части Памиро-Алайской области. Изолинии мощностей земной коры имеют здесь в основном широтное простираание. В рельефе поверхности Мохоровичича четко выделяется поднятие на месте хребта Петра Первого, где мощность земной коры достигает 45 км. В южном направлении поднятие резко погружается до 50 км в виде флексуры. Последняя совпадает с глубинной зоной каракульских разрывов. На

севере на расстоянии 25—30 км погружение происходит более равномерно, хотя и быстро, до глубины 60 км. В восточном направлении наблюдается плавное увеличение глубины (на расстоянии 10 км перепад глубины 15 км). К северу от описанного поднятия находится глубокая (60 км), сравнительно узкая широтная впадина, которая замыкается в верховьях р. Сох.

Таким образом, схема рельефа подошвы земной коры, построенная по данным обработки записей землетрясений для Гармского района, в целом согласуется с данными И. П. Косминской и других для восточной части Памиро-Алайской области. В то же время западная часть этой карты, построенная очень приближенно, по отдельным точкам сильно отличается от схемы ТКСЭ, базирующейся на большом количестве данных, и не совсем правильно отражает глубинную структуру. По-видимому, нет крупного меридионального желоба, идущего вкрест структурам на глубине свыше 70 км. Кроме того, И. Л. Нересов отрицает возможность разделения гранитного и базальтового слоев, исходя из волновой картины. Не будучи специалистами в этой области, мы не можем решить, кто прав, и отмечаем, что существуют две такие точки зрения. Заметим только, что схемы мощностей земной коры, построенные по данным ГСЭ и землетрясений, увязываются в основном между собой и согласуются с тектонической структурой Памиро-Алайской зоны.

При сопоставлении структурной карты с гравитационным полем Средней Азии обнаруживается сходство между изолиниями глубин гранитного и базальтового слоя и изогаммами. На севере изогаммы вытянуты в широтном направлении. Резкое изменение широтных простираний на меридиональные памирские происходит, например, вдоль р. Кызылсу — Сурхоб в той же полосе, что и аналогичное изменение направлений структурных линий. Такое совпадение полосы изменения простираний, вероятно, не случайно, а отображает различное глубинное строение Памира и Тянь-Шаня. Наиболее резкий перелом происходит у пос. Гарм, где меридиональные простирания меняются на широтные. Одновременно с этим происходит сгущение этих изолиний примерно в 2—3 раза. На востоке, около границы КНР, отмечается расширение изолиний силы тяжести и отклонение их простираний к югу.

#### СХЕМА РАЙОНИРОВАНИЯ ПО ТИПАМ ДИСЛОКАЦИЙ

Нами составлена схема тектонического районирования альпийской структуры Памиро-Алайской зоны по типам дислокаций, т. е. схема их морфологии и интенсивности (рис. 15).

Зона глыбово-складчатой тектоники Северного Памира, Кувьлуни и Южного Тянь-Шаня сложена сильно смятыми породами палеозоя и интрузиями и состоит из сводово-глыбовых поднятий, горстов и грабенов (рис. 15, *к*). Реликты мезозой-кайнозойских отложений смяты в синклинали и сохранились в виде грабен-синклиналей (рис. 15, *и*). Крушные синклинали осложнены вторичной складчатостью, и в осевой их части расположены небольшие антиклинальные поднятия. Синклинали по краям оборваны разрывами (обычно с одного бока). Слои нарушенного крыла при этом вздернуты и падают под большими углами, чем ненарушенного. Синклинали часто разделяются антиклинальными поднятиями на две. Это явление дихотомирования складок по северному обрамлению Алайской впадины было отмечено А. В. Григорьевым (1946).

Зона интенсивно сжатых изоклинальных, нередко дисгармоничных складок с тенденцией к опрокидыванию в северном направлении. В зоне выделяются две полосы — южная и северная. Южная полоса сложена мощными песчано-глинистыми



породами, частично конгломератами триаса и юры, смятыми в крупные крутые изоклинальные складки, разбитые продольными сбросами (а). В северной полосе развиты мощные песчаники и сланцы нижнего мела и глинисто-известковистые породы верхнего мела и палеогена, образующие интенсивно сжатые дисгармоничные складки. Последние осложнены складчатостью второго порядка и нарушены многочисленными надвигами. Благодаря последним сформировалась сложная чешуйчатая структура (а). Южная полоса выделяется по южным склонам Заалайского хребта и в горах Коктун, северная — занимает осевую часть Заалайского хребта и массив Курумды.

Зона сильно сжатых линейных складок (б) сложена глинисто-известковистыми отложениями верхнего мела, дислоцированными в узкие складки значительной протяженности (до 100 км при ширине до 10 км). Складки осложнены вторичной складчатостью, выраженной преимущественно лежащими, опрокинутыми, косыми и веерообразными складками. Иногда слои смяты в дислокации причудливой формы. В зоне линейной складчатости развиты крупные продольные разрывы, в основном надвиги. Этот тип дислокаций характерен для крыльев Сорбулакского антиклинория и северного обрамления Товиль-Доринского синклинория, осложненных крупными разрывами.

Зона крупных коробчатых (сундучных) складок (в) с пологими сводами и крутыми, нередко запрокинутыми крыльями, часто осложненными разрывами. В строении складок принимают участие песчано-глинистые толщи средней и верхней юры и нижнемеловые песчаники. Переход от полного свода к крыльям резкий. В местах перегиба часто располагаются разрывы. Крылья крутые (60—90°), встречаются и обратные падения. Сводовая часть обычно усложнена вторичной изоклинальной складчатостью. Коробчатую форму имеет Сорбулакский антиклинорий протяженностью около 100 км и шириной до 10 км и некоторые складки меньших размеров на южном окончании хребта Коктун.

Зона гребневидных складок (г) (узкие антиклинали, широкие и плоские синклинали). Складки сложены в основном песчано-глинистыми третичными отложениями, и только в ядрах крупных антиклиналей выходят меловые породы. Синклинали имеют плоские широкие днища и крутые борта. Они разделены крутыми антиклинальными складками (падение слоев не менее 60°). Большинство антиклиналей — это асимметричные и осложненные разрывами складки, которые развиты вдоль их крутых крыльев. Гребневидные складки развиты в Товиль-Доринском синклинории и в Синьдзяне (западная часть Кашгарской впадины).

Зона развития брахиантиклинальных складок (д), сложенных терригенными отложениями нижнего мела, известняками и глинами верхнего мела. Отдельные складки напоминают куполовидные поднятия. Синклинали между ними различных размеров и форм, которые зависят от расположения поднятий. Слои пород по краям структур дислоцированы очень интенсивно — поставлены на голову и даже запрокинуты, на крыльях их обычно наблюдаются разрывы. Ориентировка складок различная, но обычно они вытянуты цепочкой по простиранию. Такие складки развиты по северному склону хребта Петра Первого и в Тоюнской впадине. В последней, наряду с брахиструктурами, наблюдаются отдельные линейные складки.

Остальная часть территории закрыта четвертичными отложениями, и альпийские дислокации скрыты под мощным покровом (рис. 15, з).

Выделенные на схеме зоны не имеют обычно резких границ. В их пределах могут встречаться дислокации и другого типа. Зоны выделены на основании преобладающего типа складчатости. Разрывные нарушения на схеме не показаны, но при описании тех или иных зон мы указывали, какие

дислокации сопровождаются разрывами, приуроченными к определенным зонам. Наибольшее количество разрывных нарушений, в основном надвигового характера, наблюдается в Заалайском хребте. В краевой части Южного Тянь-Шаня разрывов меньше, и среди них преобладают сбросы. Основные надвиги отмечаются в зонах развития интенсивно сжатых изоклиальных складок (в) и сильно сжатых линейных складок (б); крутыми разрывами осложнены гребневидные складки, в меньшей степени — сундучные. В области глыбовой тектоники разрывами ограничены блоки палеозойских пород.

Из рассмотрения предложенной схемы следует, что в тех местах, где палеозой обнажается на поверхности земли, наблюдаются сводово-глыбовые поднятия, горсты, грабены и грабен-синклинали. На северном склоне хребта Петра Первого, где палеозойский фундамент находится под осадочным покровом мощностью до 2 км, в этом покрове развиты брахиструктуры, образовавшиеся над различно поднятыми блоками. В прогибах (на юго-востоке хребтов Петра Первого и Заалайского) мощные толщи осадочного покрова мезозой-кайнозоя смяты в изоклиальные и гребневидные складки; в местах, где фундамент расположен ближе к поверхности (Сорбулакский антиклинорий), образуются крутые сундучные структуры.

Литологический состав отложений влияет на тип дислокаций. Наиболее интенсивно смяты в сложные складки глины и известняки верхнего мела и палеогена; в более простые складки — песчаники и конгломераты триаса, юры, нижнего мела и неогена. Большую роль при формировании складчатости оказывают разрывные дислокации. Наиболее сложная складчатость развита в зонах глубинных региональных разрывов. Благодаря развитию большого количества надвигов в Заалайском хребте образовалась чешуйчатая структура.

Таким образом, интенсивность складчатости зависит от положения фундамента, являющегося результатом тектонических движений за альпийское время, и литологии толщ, подвергшихся деформациям. Большое влияние на интенсивность дислокаций оказывают разрывы, особенно крупные.

## Глава V

### ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПАМИРО-АЛАЙСКОЙ ЗОНЫ В МЕЗОЗОЙСКОЕ И КАЙНОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ (донеогеновая)

Прежде чем перейти непосредственно к рассмотрению альпийской истории развития нашего района, кратко остановимся на его палеозойской истории.

Для этого воспользуемся работой В. Н. Крестникова, в которой он сделал попытку восстановить историю тектонического развития юга Средней Азии в палеозое, проанализировав огромный фактический материал.

В нижнем палеозое Памиро-Алайская зона являлась частью геосинклинальной области, в которой развивались прогибы на площади, не занятой устойчивыми поднятиями докембрийской стабилизации: Таримским массивом, Гиндукушко-Памирско-Каракорумским, Кураминским и Южно-Таджикским. На большей части территории, в том числе и рассматриваемой зоны, в областях, не занятых этими поднятиями, начиная с кембрия, развивались нисходящие движения. Наиболее интенсивно они проявились в пределах Западного Куьлуня и Памира. В результате восходящих движений конца ордовика — начала силура произошло обращение прогиба сначала в Куьлуньской, а затем и в Памирской его частях, где соответственно возникли центральные поднятия.

В пределах южной части Западного Тянь-Шаня без перерыва нижнепалеозойское осадконакопление сменилось среднепалеозойским.

Герцинский этап в Куьлуне и на Памире начался с конца нижнего девона, когда в Куьлуне усилившиеся нисходящие движения захватили и центральное поднятие, а на Памире прекратился рост поднятия и развивались обрамляющие его прогибы. Для этого этапа характерен унаследованный план развития при большей дифференциации движений. В это время развивались отдельные прогибы и поднятия, в основном преобладало разрастание поднятий. В южной части Тянь-Шаня, начиная с середины силура, нисходящие движения стали дробными и привели к образованию ряда интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей. В дальнейшем происходит разрастание интрагеоантиклиналей за счет сокращения прогибов.

На границе нижнего и среднего карбона произошла общая инверсия геотектонического режима. С перми дифференцированные движения начинают затухать; в результате значительной эрозии были сnivelированы горные сооружения, а обломочный материал заполнил прогибы.

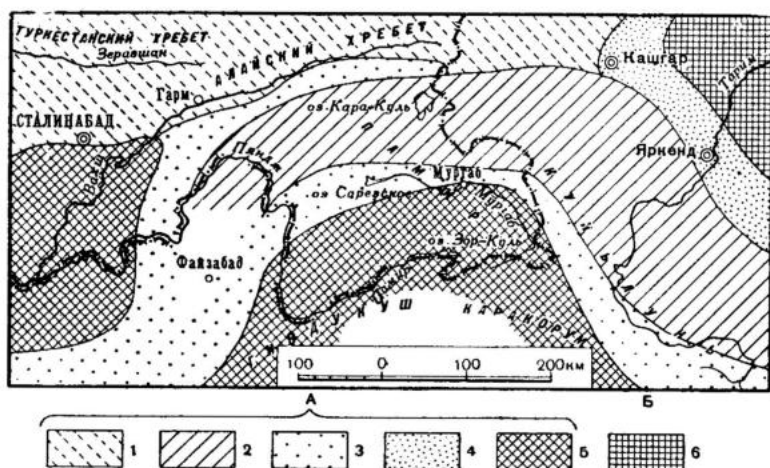


Рис. 16. Схема тектоники Памира и прилегающих частей Азии в конце герцинского этапа. Составил В. Н. Крестников

А. Геосинклиальная область: 1 — Центральное поднятие, возникшее в герцинском этапе; 2 — каледонские Центральные поднятия, разросшиеся в герцинском этапе; 3 — части интрагеосинклиналей, сохранившиеся к концу герцинского этапа; 4 — Передовой Куньлуньский прогиб; 5 — срединные массивы; Б. Платформенная область: 6 — западное окончание Китайской платформы (Таримский массив)

В конце нижней перми южная часть Тянь-Шаня закончила геосинклиальную стадию своего развития и слилась с примыкавшими Южно-Таджикским и Таримским массивами в единую платформу. Южная граница ее проходила, примерно, по северному склону Заалайского хребта и водораздельной части хребта Петра Первого. К югу от платформы находилась территория, сохранившая геосинклиальный тип развития. На севере, на месте Заалайского хребта и южной части хребта Петра Первого располагалась интрагеосинклиаль. Она резко заворачивалась в пределах северного склона Дарвазского хребта к югу и уходила в пределы Афганистана. В восточном направлении эта интрагеосинклиаль суживалась и выклинивалась в бассейне р. Маркансу. С юга ее ограничивала интрагеоантиклиналь Северного Памира (рис. 16).

## МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРА

### ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОД

В первой половине триаса в Памиро-Алайской зоне сохранилась палеотектоническая обстановка, характерная для конца палеозоя. На севере располагалась слабо расчлененная платформа, южнее — геосинклиальная область. На выровненной поверхности платформы, благодаря отсутствию или очень слабым тектоническим движениям, осадки триаса либо не отлагались, либо были маломощными и перед юрской седиментацией оказались размытыми. Это подтверждается тем, что лейасовые отложения ложатся трансгрессивно на палеозойские породы. На севере геосинклиальной области располагался краевой Предпамирский прогиб, представлявший собой унаследованную интрагеосинклиаль. Южнее нее находилось интенсивно размывавшееся поднятие Дарваза и Северного Памира, представлявшее собой альпийскую интрагеоантиклиналь, унаследованную с палеозоя (рис. 17). Краевой прогиб развивался неравномерно. На западе, в пределах северного склона Дарвазского хребта, в триасе продолжались интенсивные

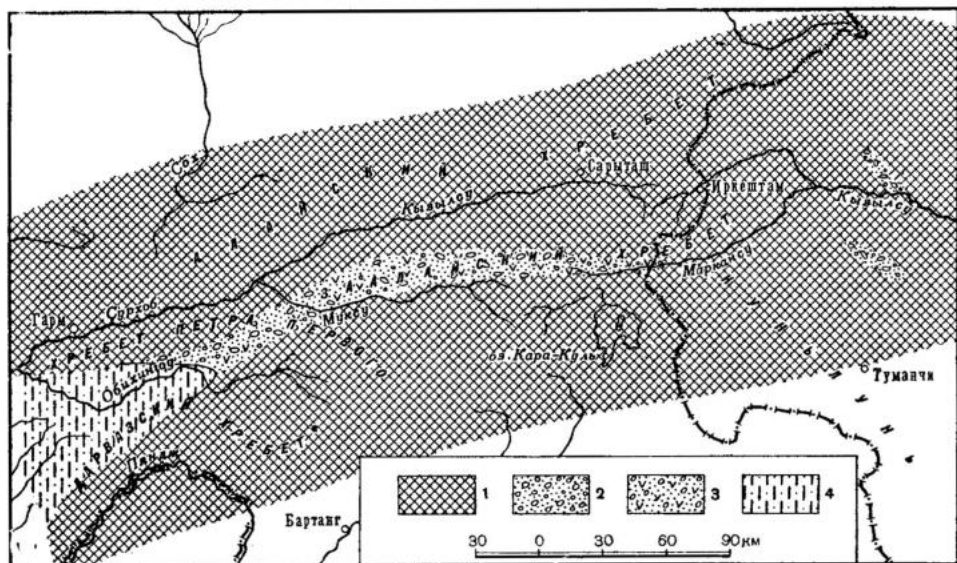


Рис. 17. Схема распространения отложений триаса.

1 — области сноса. Континентальные отложения: 2 — песчано-конгломератовые; 3 — песчано-конгломератовые с эффузивами; 4 — песчано-глинистые

нисходящие движения. Здесь лагунные гипсоносные породы верхней перми согласно перекрыла толща морских песчаников с фауной пелеципод нижнего триаса мощностью 1000 м. В юго-западном направлении интенсивность прогибания увеличивается (Захаров, 1958).

Иначе развивалась краевая интрагеосинклиналь на востоке. В конце верхней перми и в начале триаса движения здесь были настолько слабыми, что осадконакопления почти не происходило. Начиная с середины триаса, стала резко прогибаться южная краевая часть интрагеосинклинали, где накапливались осадки мощной мынтеккинской континентальной свиты. Базальные конгломераты этой свиты ложились трансгрессивно на сильно эродированную поверхность нижнепермских известняков. Вдоль южного края прогиба существовала зона глубинных разломов, по которой поступало большое количество эффузивного материала (вся мынтеккинская свита как бы пропитана и сцементирована разнообразными эффузивными породами).

В восточном направлении интенсивность прогибания постепенно уменьшалась; так, если в западной и центральной частях Заалайского хребта — ур. Ходжитау (см. рис. 2, 10), р. Мынтеке (см. рис. 2, 4) — видимая мощность свиты составляет около 2000 м, то на востоке, в бассейне р. Маркансу (см. рис. 2, 5), она не превышает 800—1000 м.

Вверх по разрезу состав мынтеккинской свиты сильно меняется; мощные грубообломочные конгломераты постепенно переходят в грубообломочные песчаники, затем в алевролиты; разрез заканчивается песчаниками и темными сланцами с растительными остатками. Такое изменение состава отложений вверх по разрезу свидетельствует о постепенном выравнивании рельефа в области сноса — интрагеоантиклинали Дарваза и Северного Памира.

В Синьцзяне на протяжении почти всего триаса существовала слабо расчлененная суша. В это время осадки либо совсем не отлагались на этой территории, либо были маломощными и в конце периода оказались размывтыми. В конце верхнего триаса начали закладываться обособлен-

ные мезозойские прогибы в виде небольших впадин, где в рэтское время накапливались континентальные отложения незначительной мощности (200 м у сел. Киргизяр и Сарыташ; см. рис. 2, 6, 7).

Вулканическая деятельность в триасе проявлялась в Памиро-Алайской зоне не повсеместно. Мощные скопления эффузивов наблюдаются лишь в южной части прогиба (р. Мынтеке, ур. Ходжитау, р. Маркансу). Эффузивы представлены кислыми и основными лавами и туфами.

Для верхнетриасовой эпохи характерно начало формирования крупных впадин, служивших в нижнеюрское время местами накопления континентальных угленосных пород. В пределах рассматриваемой территории намечаются две области, где юрские отложения подстилаются континентальными грубообломочными отложениями с рэтской флорой. Первая из них охватывает южную часть хребта Петра Первого и Заалайского, вторая расположена в Синьцзяне. Остальная, большая часть территории оставалась областью сноса.

## ЮРСКИЙ ПЕРИОД

### *Нижнеюрская эпоха*

В лейасе на территории Памиро-Алайской зоны несколько усилились тектонические движения.

На севере, в пределах платформы, в результате слабых нисходящих движений накапливались угленосные песчано-глинистые отложения незначительной мощности (до 100 м). Характер осадков и их мощность свидетельствуют о накоплении их в условиях слабо расчлененной, слегка заболоченной равнины. На юге области осадконакопление продолжалось в унаследованном прогибе.

В западной, придарвазской части этого прогиба после непродолжительного перерыва в конце триаса, в юре вновь усилились нисходящие движения. Здесь морские отложения нижнего триаса несогласно перекрываются угленосной свитой нижней юры. В центральной части интрагеосинклинали, вдоль ее южного края режим тектонических движений оставался постоянным и продолжали накапливаться грубообломочные и глинистые осадки верхов мынтекинской свиты. В юго-восточной части (бассейн р. Маркансу) прогибание было менее значительным, чем на западе.

Исходя с лейаса, обособленный бассейн аккумуляции юрских отложений возник на месте и южнее современного Ферганского хребта. С северо-востока он ограничивался Талассо-Ферганской глубинной зоной разломов и ее продолжением к г. Яркенду (КНР). В результате усиления нисходящих движений накопилась мощная (до 2000 м) толща угленосных отложений.

Анализ нижнеюрских отложений позволяет представить физико-географические условия, в которых они накапливались (рис. 18). Нижнеюрские осадки на севере области отлагались на аллювиально-дельтовых равнинах. В зоне влажного климата такие равнины, по мнению Л. Б. Рухина (1959), характеризовались обилием озер и были часто заболочены, поэтому среди этих отложений часто встречаются угли.

На юге нижнеюрские осадки формировались в предгорьях Северного Памира. Это поднятие было значительно расчленено. По его северному обрамлению временные потоки выносили обломочный материал в виде конусов выноса. Последние сливались между собой в сплошную полосу галечниковых образований.

Вдоль северного обрамления Памира в нижнеюрское время продолжала существовать зона глубинных разломов. Отдельные разломы выходили на поверхность и магма изливалась по ним. О вулканической деятельности в

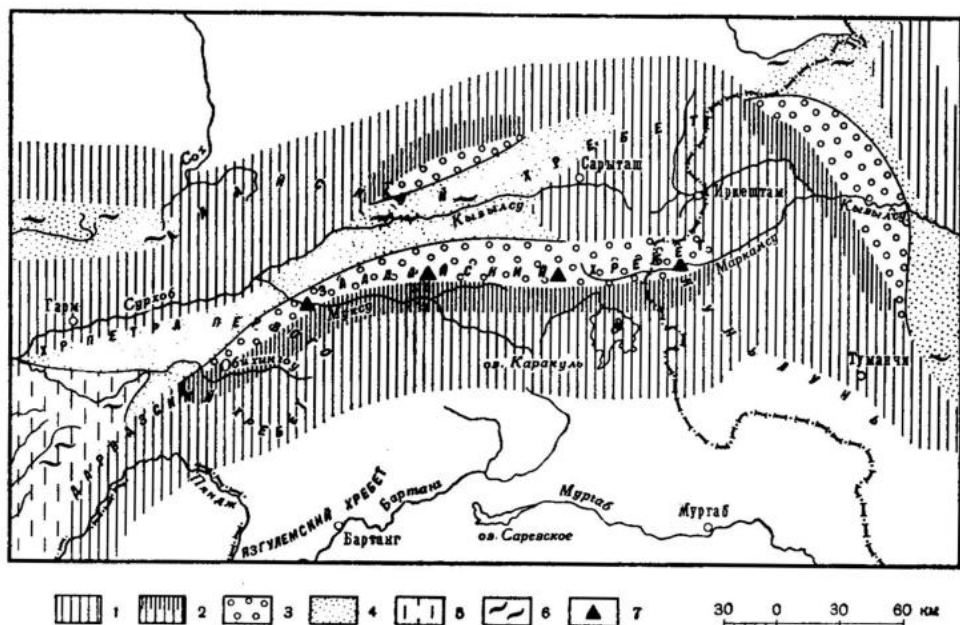


Рис. 18. Палеогеографическая схема нижней юры.

1 — область размыва; 2 — резко расчлененная область сноса; 3 — конусы выноса; 4 — аллювиальные равнины; 5 — дельты рек; 6 — угли; 7 — вулканы

это время можно судить по большому количеству эффузивного материала в осадках.

В западной части области (Придарвазье) рельеф области сноса был расчленен слабо, и на равнинах откладывались мелкозернистые, часто угленосные отложения. Вулканы здесь отсутствовали, о чем свидетельствует отсутствие эффузивного материала.

В Синьцзяне, на месте южного продолжения Ферганского хребта, располагались обширные аллювиальные равнины. К востоку от них находилась слабо расчлененная возвышенность, дававшая мелкозернистый материал для образования нижнеюрских осадков. Западное обрамление области осадконакопления было более расчлененным, и здесь формировались обширные галечниковые и конгломератовые шлейфы конусов выноса.

В пределах Синьцзяна в лейасе следов вулканической деятельности не обнаружено.

Таким образом, для нижнеюрской эпохи наблюдается усиление тектонических движений. В это время образовались две зоны крупных прогибаний, в которых накапливались мощные толщи осадков; наряду с этим существовали участки поднятий, являющиеся областями сноса. Весьма малые мощности лейасовых отложений в Алайском хребте указывают на наличие в этом районе иного режима тектонических движений, чем на остальной территории.

### *Среднеюрская эпоха*

В средней юре, в пределах впадин, расположенных в западной части платформы (кишлак Назарайлок; см. рис. 2, 18), осадконакопление продолжалось с той же интенсивностью, что и в лейасе. На востоке платформы нисходящие движения либо совсем прекратились, либо уменьшились. Об этом свидетельствует перекрытие нижнеюрских отложений в районе кишлака Дараут-Курган нижнемеловыми образованиями.

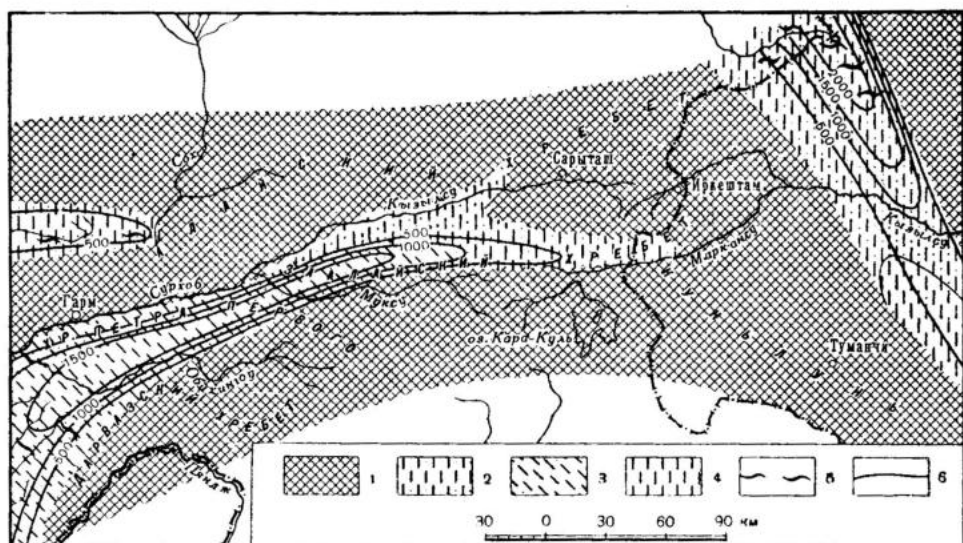


Рис. 19. Схема распространения отложений средней юры.

1 — область сноса; 2 — песчаники и глины; 3 — то же; 4 — глины; 5 — угли; 6 — иэвопакты;  
2,4 — континентальные отложения; 3,5 — лагунные отложения

В пределах интрагеосинклинали продолжалась седиментация осадков (рис. 19). В юго-западной придарвазской части накапливались континентальные коричневатокрасные глины и песчаники с остатками растений. Интенсивность прогибания здесь несколько возросла по сравнению с лейасом, на что указывает увеличение мощности осадков континентальной свиты до 500 м против 200—300 м лейасовых. Амплитуда нисходящих движений увеличилась в восточном направлении. В пределах восточной части хребта Петра Первого и западной части Заалайского прогибание было наибольшим, и здесь накопилось свыше 2000 м тонких песчано-глинистых мелководных и континентальных отложений средней и верхней юры. На востоке, в бассейне р. Маркансу, нисходящие движения хотя и продолжались, но величина их резко уменьшилась, о чем свидетельствует отложение континентальных пород незначительной мощности (200 м).

В Синьцзяне в течение средней юры продолжалось прогибание и накопление осадков в тех же районах, что и в лейасе.

Анализ отложений доггера указывает на небольшие изменения в палеогеографии этого возраста. На севере рассматриваемой территории продолжали существовать аллювиально-делювиальные равнины. На юге области ранее существовавшие возвышенности были сnivelированы и представляли собой невысокие плоскогорья, с которых происходил снос обломочного материала на север и запад, в область аллювиальных равнин. Зона глубинных разломов, по-видимому, в это время активно себя не проявляла, для указанной области не отмечено следов вулканической деятельности.

Таким образом, в среднеюрское время продолжали развиваться нижнеюрские прогибы на месте хребта Петра Первого, западной части Заалайского и в большей части Синьцзяна. В них в основном накапливались терригенные и континентальные отложения. На севере территории находилась область меньших прогибаний и даже отдельных поднятий.

## Верхнеюрская эпоха

В конце юрского времени продолжались нисходящие движения на территории западной и южной частей Памиро-Алайской зоны. Благодаря этим движениям к началу верхнеюрской эпохи в западной, придарвазской части прогиба поднятия были уничтожены, усилились прогибания и стали накапливаться осадки гипсоносной свиты (рис. 20).

На западном окончании Заалайского хребта также произошло некоторое замедление роста поднятия, расположенного южнее, на что указывает отложение мелкообломочного материала и гипсов. Область осадконакопления несколько расширилась к северу. В пределы вовлеченного в опускание южного края эпигерцинской платформы с юго-запада пришло море, возникли лагуны, в которых отложились гипсы с незначительной примесью терригенного материала мощностью до 300 м. Гипсы отлагались не только на западе, по северному склону хребта Петра Первого, но также и на востоке, в предгорьях южного склона Алайского хребта. В Синьцзяне, в южной части прогиба, продолжали накапливаться песчано-глинистые толщи на аллювиальных равнинах. В северной части прогиба, благодаря киммерийским движениям, юрские отложения были смяты в сложные складки меридионального простирания, которые образовали поднятие гор Коктун.

Анализ юрских осадков, несмотря на их фрагментарность, позволил восстановить характер изменения физико-географических условий их накопления. В лейасе на севере, среди низкорослых участков суши, были расположены аллювиальные равнины, на юге существовали горы, обрамленные шельфом галечников. В Синьцзяне отложения накапливались на аллювиальных равнинах, ограниченных высокими горами. Постепенно поднятия сивелировались. Все большие пространства занимали низменные участки.

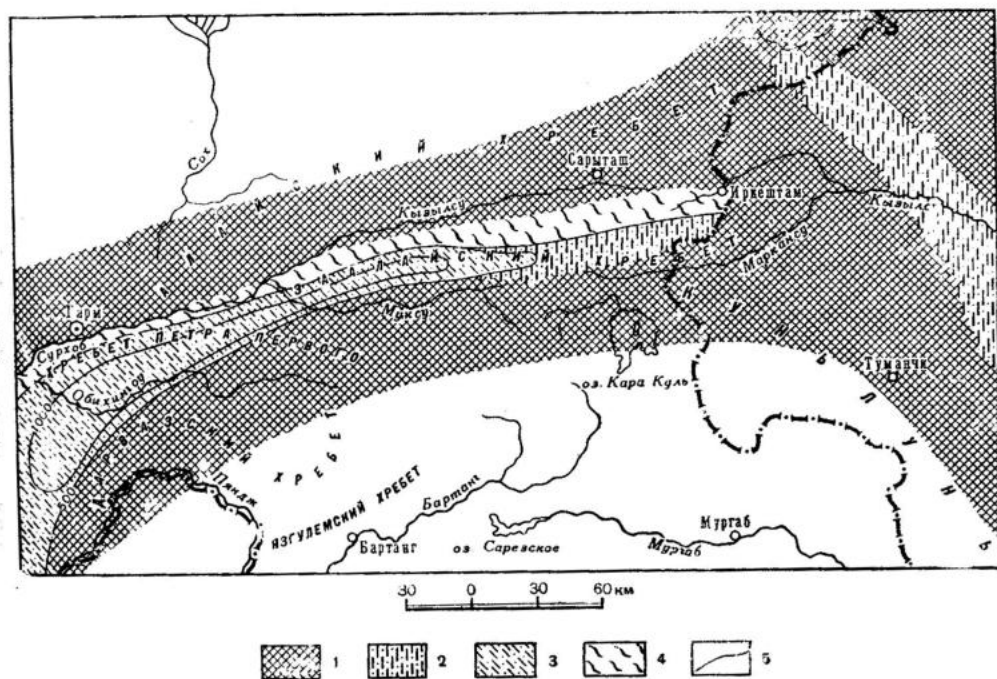


Рис. 20. Схема распространения отложений верхней юры.

1 — область сноса. Континентальные отложения: 2 — песчаники и глинны. Лагунные осадки: 3 — песчаники и глинны; 4 — гипсоносные породы; 5 — изопоакиты

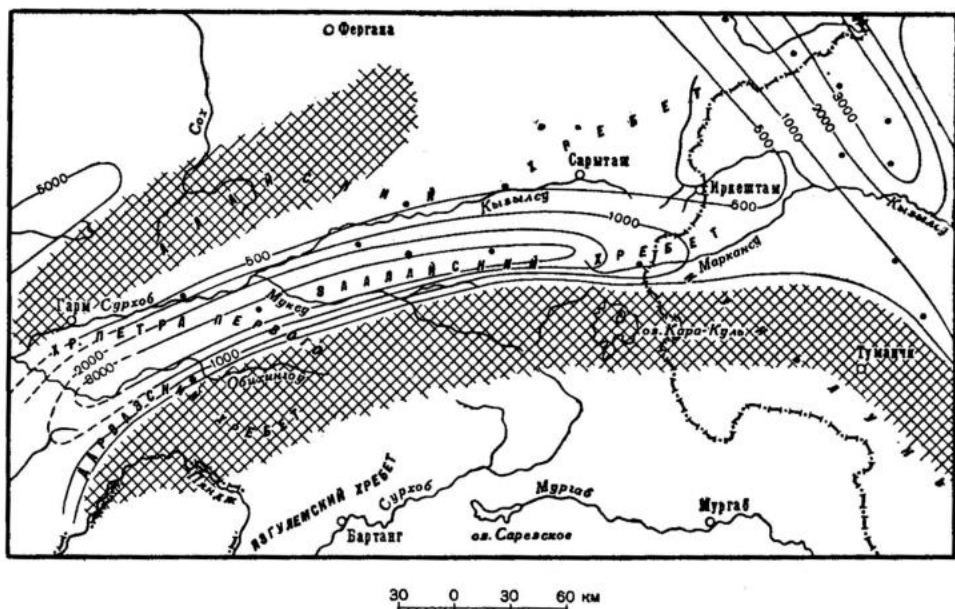


Рис. 21. Схема мощностей отложений триаса и юры

Море постепенно продвигалось на восток. С запада наибольшие площади юрских бассейнов соответствовали мальму. В это время на юге, особенно в центральной части прогиба, образовался крупный бассейн мелкого моря, а на севере возникли лагуны. К концу юрского периода образовалось крупное поднятие на месте южного продолжения Восточно-Ферганского бассейна.

Вулканическая деятельность в юре, по сравнению с триасовой, сильно уменьшилась. В предгорьях Северного Памира в лейасе, по-видимому, располагался ряд вулканов. Но уже в средней юре активность проявляли только вулканы, расположенные в центральной и западной частях прогиба. Нижнеюрские отложения метаморфизованы слабо. Средне- и верхнеюрские осадки подверглись сильной метаморфизации — пески и глины превратились в сливные песчаники и сланцы, пересеченные густой сетью кварцевых жил. Возраст метаморфизма — юрский, так как перекрывающие их отложения нижнего мела метаморфизованы слабее и почти не рассечены кварцевыми жилами.

Анализ мощностей триас-юрских отложений свидетельствует о дифференциации движений в Памиро-Алайской зоне (рис. 21). Это различие установлено не только в меридиональном направлении, но и в широтном. Наиболее интенсивные нисходящие движения испытывала центральная часть прогиба и меньшие — его западные и восточные фланги.

О проявлениях киммерийской складчатости у нас очень мало данных. Имеются лишь два района, где эти движения проявились. В первом из них, в Синьдзяне, этими движениями были смяты юрские породы, образовавшие антиклинальную структуру Ферганского хребта, которая в конце юры была поднята и служила областью сноса при формировании меловых отложений. В южных предгорьях Алайского хребта этими движениями нижнеюрские отложения были смяты в складки и с угловым несогласием перекрывались нижним мелом.

На юге, в области интрагесинклинали, юрские отложения постепенно и согласно переходят в нижнемеловые без каких-либо следов углового несогласия. Это свидетельствует об отсутствии проявления юрских складчатых движений на юге области.

Характер юрских отложений позволяет сделать некоторые высказывания о климате, который существовал во время формирования этих отложений. На протяжении всего юрского периода он не был одинаковым. В нижней и средней юре, по данным Л. Б. Рухина (1959), был влажный теплый климат, способствующий развитию растительности. В это время накапливались серые угленосные отложения, в которых отсутствуют следы загниванности и засоленности. К концу юры климат был уже жарким и засушливым и появились лагуны, в которых выпадали гипсоносные осадки. Цвет пород становится бурым, и появляются красноцветы. Жаркий и засушливый климат сохранился и в нижнем мелу.

Заканчивая описание юрского этапа развития исследованной нами области, необходимо подчеркнуть, что в конце верхней юры образование поднятий сопровождалось складкообразованием.

## МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

### *Нижнемеловая эпоха*

В начале нижнего мела сохранилось распределение прогибов и поднятий, существовавшее в конце юрского периода. Но режим тектонических движений лишь незначительное время оставался без изменений. Вскоре началось длительное прогибание, сопровождавшееся седиментацией осадков большой мощности. Нисходящими движениями охватывалась все большая территория, увеличивалась область мелового осадконакопления. Нижнемеловые красноцветные терригенные отложения трансгрессивно ложатся на все более древние породы, вплоть до палеозойских. В эту эпоху северная граница прогиба проходила вдоль южных предгорий Алайского хребта (рис. 22). Здесь, очевидно, в условиях слабо расчлененной низменности, испытывавшей незначительные прогибания, отложились грубозернистые континентальные отложения мощностью до 500 м. В восточной части Алай-

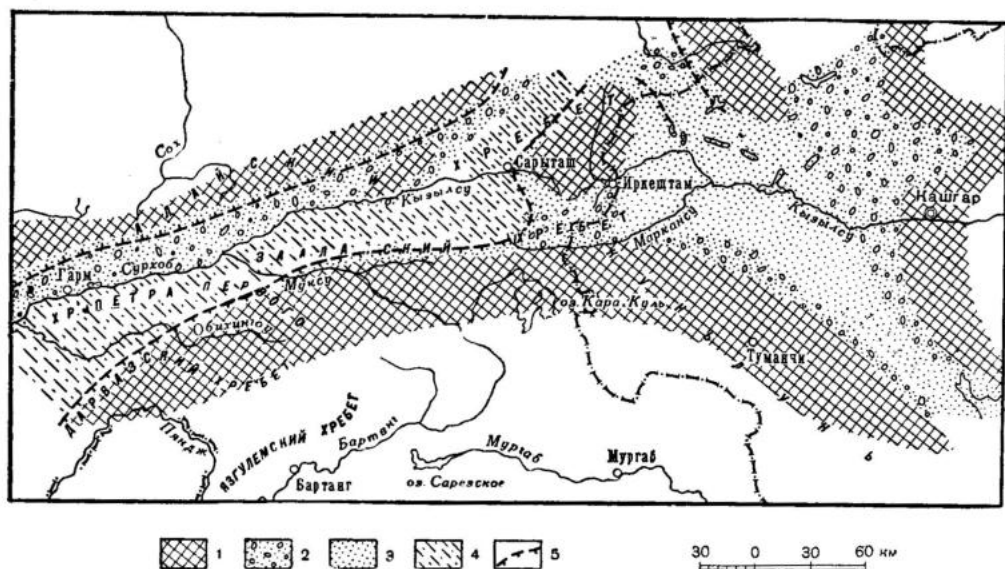


Рис. 22. Схема распространения отложений нижнего мела.

1 — область сноса. Континентальные отложения: 2 — конгломераты; 3 — песчаники.  
Лагунные осадки: 4 — песчаники и глины; 5 — границы альбской трансгрессии

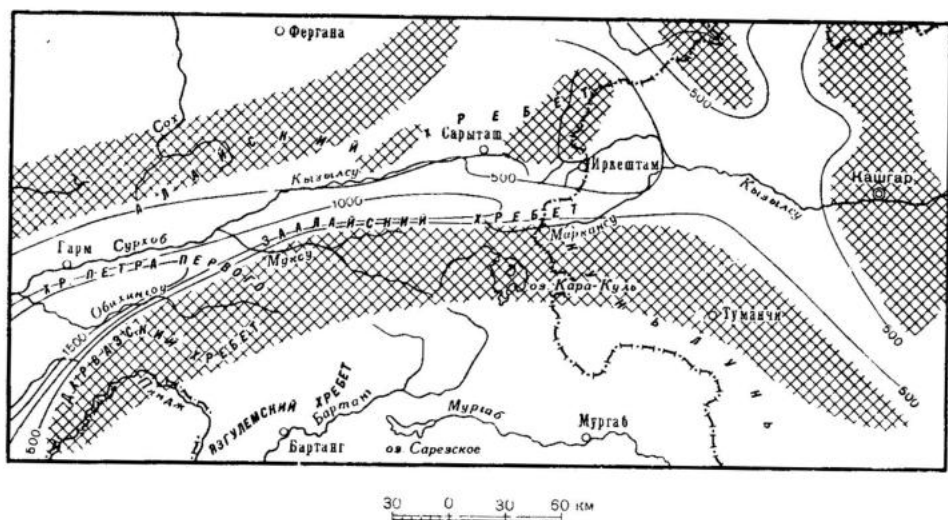


Рис. 23. Схема мощностей отложений нижнего мела

ского хребта в нижнем мелу образовался так называемый «Алайский пролив», посредством которого соединялись воды Таджикского и Ферганского бассейнов. Еще восточнее, в бассейне р. Тар возник «Тарский пролив», через который осуществлялась связь Ферганской и Кашгарской областей седиментации. По данным палеогеографического анализа нижнемеловых отложений, произведенного Л. Б. Рухиным (1959), «Алайский пролив» возник в середине нижнего мела во время альбской трансгрессии, а «Тарский» образовался раньше, в самом начале нижнего мела, и возникновение его связано с нисходящими движениями, которые вызвали валаджинскую трансгрессию моря.

К югу от платформы располагался прогиб. Судя по распределению мощностей осадков нижнего мела (рис. 23), наибольшие прогибания происходили в западной части интрагеосинклинали. Здесь, в пределах осевой и южной частей хребта Петра Первого и западного окончания Заалайского хребта, существовал мелководный опресненный бассейн, куда приносили обломочный материал реки системы Пра-Кызылсу. В его пределах накапливались терригенные песчано-глинистые осадки, переслаивающиеся с косослоистыми отложениями. Это обстоятельство указывает на частую смену мелкого моря дельтовыми равнинами вследствие колебательных движений. На территорию интрагеосинклинали восточнее меридиана кишлака Бордобы море не заходило. Здесь благодаря незначительным нисходящим движениям происходило накопление песчано-глинистых отложений на аллювиальных низменностях. Мощность пород резко уменьшается в 2—3 раза.

О южной границе нижнемелового бассейна определенно говорить трудно. В наиболее южных частях его, по южному склону хребта Петра Первого и в западной части Заалайского хребта, в разрезе появляются грубообломочные фации, уменьшаются мощности (см. рис. 22, 23). В бассейне р. Муксу, в районе междуречья Ходжитау и Ширваза, обнажаются небольшой мощности (30 м) базальные конгломераты нижнего мела. Все это может свидетельствовать о близости области сноса. По-видимому, южная граница нижнемелового бассейна проходила, примерно, там же, где и юрского.

В Синьцзяне накопление нижнемеловых отложений происходило в основном на аллювиальных равнинах, которые испытывали сравнительно интенсивное прогибание.

Анализ осадков нижнего мела позволяет дать характеристику областей сноса в эту эпоху. Наиболее расчлененным рельефом обладали Куньлунь, молодое поднятие Ферганского хребта и горное обрамление Тоюнской впадины. Значительной высотой и расчлененностью характеризовались Гиссарский хребет и западная часть Алайского. Восточная часть Алайского хребта представляла собой низкогорье. Постепенно поднятия сивелировались и превратились в небольшие возвышенности. Об этом процессе можно судить по уменьшению грубообломочных компонентов в нижнемеловых отложениях.

Подчеркнем теперь основные моменты истории развития описываемой территории в нижнемеловую эпоху.

В самом начале эпохи нисходящие движения в пределах нашего района усилились. Это усиление не было локальным. Обширными погружениями была охвачена не только Средняя Азия, но также Кавказ и Русская платформа. К западу от описываемой территории установились нормальные морские условия (Петрушевский, 1955). В пределах нашей области образовалось мелкое море и обширные аллювиальные низменности. В это же время возник «Тарский пролив», по которому море с запада проникло в Фергану (валанжинская трансгрессия). Альбская трансгрессия не только захватила те области, которые покрывались морем в неокоме, но и проликла на восток, в Кашгарию, и на север, в Фергану, через образовавшийся «Алайский пролив», о чем свидетельствует находка морской фауны в бассейне р. Кара-Кульджи (Симаков, 1953).

Эти данные говорят об усилении тектонических движений земной коры, которые привели впоследствии к изменению в соотношении областей поднятия и прогибания. На рис. 23 приведена схема распределения мощностей нижнего мела. Максимальные мощности (около 2000 м) приходятся на южный склон хребта Петра Первого и западную часть Заалайского хребта. К востоку мощности сильно сокращаются; на большей части Заалайского хребта и в Синьцзяне они не превышают 1000 м. В северном направлении, в предгорьях хребта Южного Тянь-Шаня, наблюдается резкое уменьшение мощностей до 300—500 м.

### *Верхнемеловая эпоха*

В конце нижнего мела и начале сеномана, в связи с общими нисходящими движениями, охватившими значительную территорию юга Средней Азии, началась обширная трансгрессия моря и произошло значительное сокращение областей сноса. Последовательное рассмотрение фациальных схем и мощностей отложений отдельных свит верхнего мела позволяет выяснить характер этого процесса. Направленность движений не оставалась постоянной, и нисходящие движения сменялись кратковременными восходящими. Во время отложения свит  $j$ ,  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $l_2$  преобладали нисходящие движения. В это время на западе зоны (примерно до меридиана кишлака Бордобы) располагалось мелкое море, в котором отлагались известняки, песчаники и глины. Восточнее, в том числе и на месте «Алайского пролива», существовали аллювиальные равнины с обилием озер. Такие же низменные пространства занимали большую часть территории Синьцзяна.

Области сноса были низкими и с них почти не происходило выноса обломочного материала. Во время отложения свиты произошли восходящие движения и западная часть рассматриваемой территории превратилась в лагуны, где накапливались гипсоносные отложения. Но эти движения были кратковременными и уже во время образования свиты  $l_2$  сменялись нисходящими. В результате этого море залило не только западную часть области, но и восточную, а также Синьцзян. Почти повсеместно накапливались известняки (рис. 24).

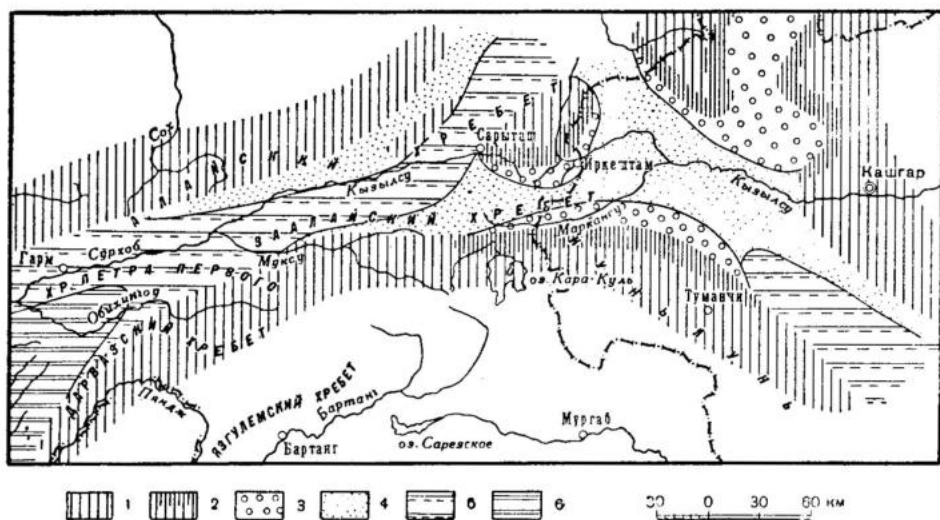


Рис. 24. Палеогеографическая схема конца сеномана.

1 — область размыва; 2 — реко-расчлененная область сноса; 3 — конусы выноса; 4 — аллювиальные равнины; 5 — опресненные водоемы; 6 — соленоватые водоемы

В Синьцзяне, на месте хребта Кабатсу, существовало поднятие, около которого откладывались грубообломочные осадки. Только в Тоюнской впадине и на востоке Синьцзяна существовали в это время аллювиальные равнины. Отсутствие грубообломочных отложений указывает на выровненный рельеф областей сноса.

Усилившиеся нисходящие движения вызвали более грандиозную по своим размерам нижнетуронскую трансгрессию (рис. 25), южная граница которой оставалась, примерно, на том же месте, а северная — отодвинулась в глубь Южного Тянь-Шаня. На месте современного Алайского хребта образовался архипелаг островов, проливы которого соединяли между собой

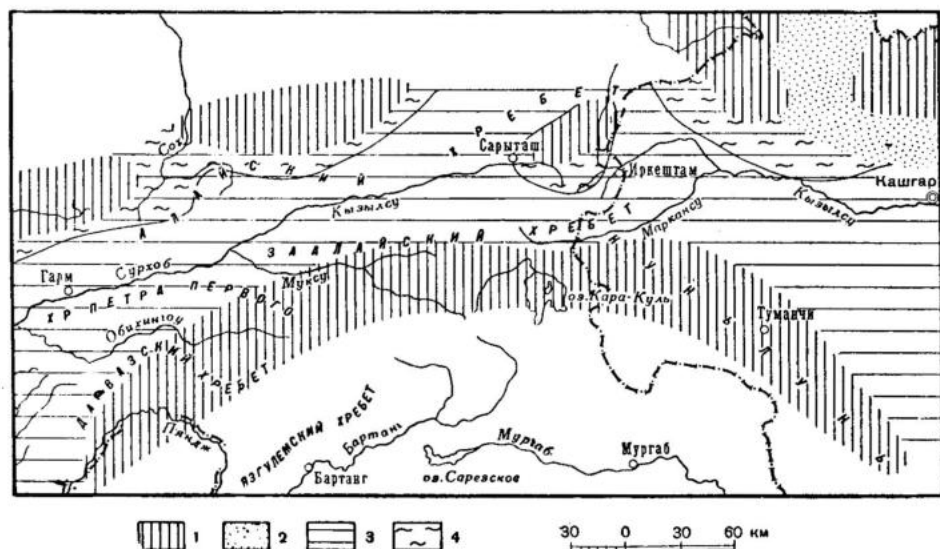


Рис. 25. Палеогеографическая схема начала турона.

1 — область размыва; 2 — аллювиальные равнины; 3 — море; 4 — лагуны

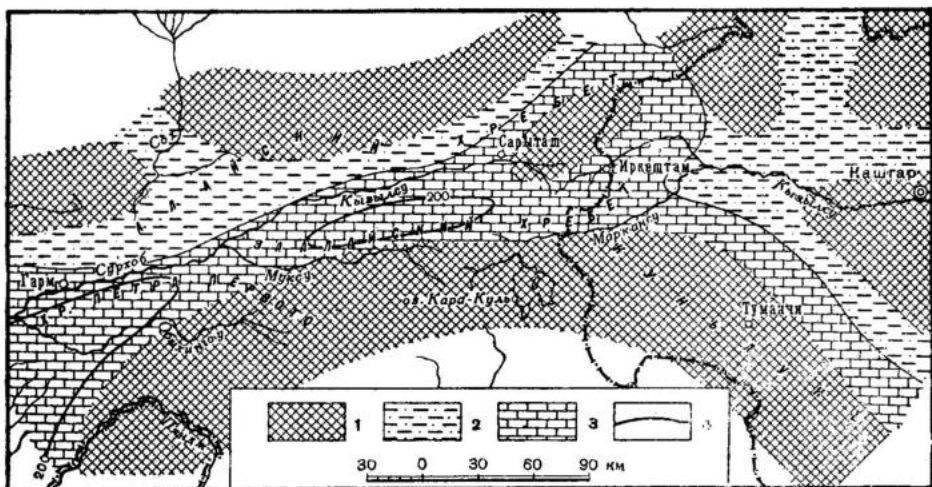


Рис. 26. Схема распространения отложений сенона.

1 — область сноса. Морские отложения: 2 — песчаники и глины; 3 — известняки; 4 — изопахиты

Ферганский и Таджикский бассейны. Об этом свидетельствует, в частности, чрезвычайно близкий состав нижнетуронской фауны обоих бассейнов (Симаков, 1953).

Области сноса как на юге, так и на севере в это время были выположены и почти не давали обломочного материала. Возможно, только при отложении свиты *m* (нижнего турона) на севере образовались отдельные поднятия, которые служили областью сноса при формировании мощной глинистой толщи этой свиты. Глины в дальнейшем были метаморфизованы и превратились в сланцы.

В течение верхнего турона и в начале сенона интенсивность нисходящих движений постепенно уменьшалась и они сменились небольшими восходящими, море вследствие этого регрессировало и распалось на отдельные

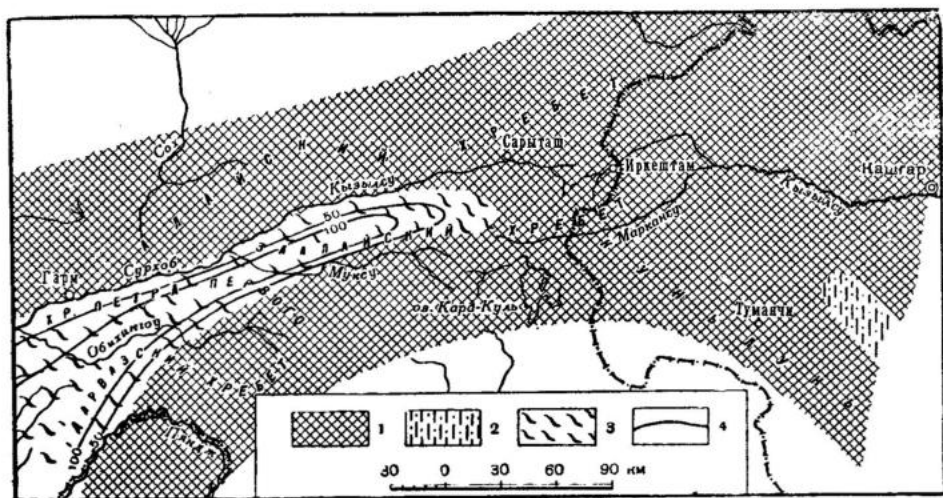


Рис. 27. Схема распространения отложений дания.

1 — область сноса. Континентальные отложения: 2 — песчаники и глины, Лагунные осадки; 3 — заглисованные породы; 4 — изопахиты

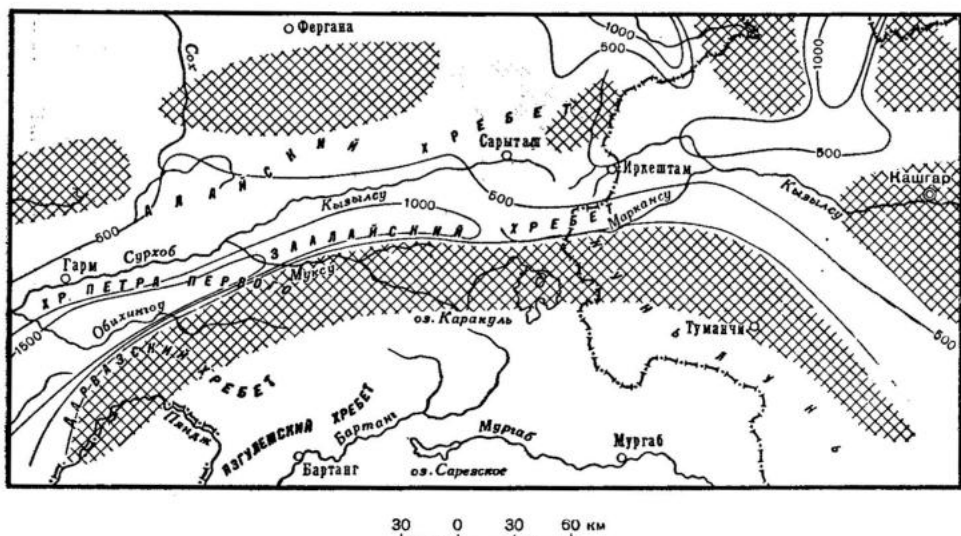


Рис. 28. Схема мощностей отложений верхнего мела

бассейны и лагуны. В бассейнах откладывались известняки с морской фауной, в лагунах осаждались гипсы.

В сеноне импульс нисходящих движений вызвал новую трансгрессию. Море захватило почти всю Памиро-Алайскую зону, за исключением севера и северо-востока, где сохранились условия лагун (рис. 26). В пределах прогиба образовывались мощные рудистовые мелководные известняки. Размеры сенонского бассейна несколько уменьшились по сравнению с нижнетуронским морем.

Последняя меловая трансгрессия была кратковременной и сменилась быстрым отступанием моря в датском веке (рис. 27). На востоке регрессия наступила раньше, чем на западе, где дольше сохранились морские условия. Уже в сенонских отложениях в восточном направлении, вдоль Заалайского хребта отмечается постепенное уменьшение мощностей и появление грубозернистых осадков. Это свидетельствует о поднятии, возникшем на месте восточного окончания Заалайского хребта, которое временно разобщило Таджикский и Кашгарский бассейны. В результате восходящих движений здесь были размыты не только сенонские, но, частично, и туронские породы. Так, в районе кишлака Иркештам туронские отложения перекрыты гипсами бухарского яруса.

Вулканическая деятельность в меловой период проявилась незначительно, главным образом в центральной части и на восточном фланге рассматриваемой территории. В центральной части области, в Алайском хребте (по р. Кызыл-Ункур) найдены активные контакты основных эффузивов с нижнемеловыми отложениями. Верхнемеловые осадки здесь метаморфизацией не захвачены. В Тоюнской впадине обнаружены пластовые залежи базальтов и габброидов, прорывающих палеозойские и нижнемеловые отложения (Вонгаз, 1956). В рассматриваемой области меловые отложения метаморфизованы неодинаково. Наиболее сильно они изменены в центральной части Заалайского хребта. На западе и востоке зоны одновозрастные отложения метаморфизованы слабее. На севере, в пределах Алайского хребта меловые отложения почти не подверглись динамометаморфизму.

Таким образом, для верхнего мела прежде всего необходимо подчеркнуть унаследованность развития. Областью максимальных прогибаний в этот период, как показано на рис. 28, продолжал оставаться Предпамир-

ский краевой прогиб, особенно его юго-западная часть. Восточнее, в районе пос. Сарыташ, прогиб разделялся на две ветви. Одна из них, основная, широтная, была вытянута вдоль поднятия Северного Памира и сливалась с Кашгарским бассейном. На месте последнего выделялись две области максимального прогибания: южная — Предкуньлуньская и северная — Предт Тяньшаньская. Вторая побочная ветвь в виде «Алайского пролива» соединяла Кашгарский бассейн с Ферганским. Кроме того, Ферганский бассейн имел связь с Кашгарским и по «Тарскому проливу». На границе мела и палеогена северо-восточная часть зоны испытала восходящие движения, которые прекратили связь между Ферганским и Кашгарским бассейнами и временно нарушили связь Кашгарского бассейна с Таджикским.

### ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД

После кратковременного, но энергичного поднятия в сеноп-датское время в палеоцене начали преобладать нисходящие движения. Бухарский век явился началом трансгрессии (рис. 29). В результате нисходящих движений море постепенно проникало все дальше на восток. Последовательное рассмотрение фациальных схем палеогена показывает, что в сузакское время восстановилась связь Таджикского бассейна с Ферганским и Кашгарским, нарушенная в конце верхнего мела. Одновременно с этим Ферганский и Кашгарский бассейны остались разобщенными.

Максимум палеогеновой трансгрессии наступил в начале алайского века, когда на всей территории происходило накопление мелководных морских отложений. На севере граница трансгрессии проходила по южным предгорьям Гиссарского и Алайского хребтов и располагалась несколько южнее, чем во время максимальной нижнетуронской. Море заливало также и Тоюнскую впадину. Южная граница трансгрессии совпадала, по-видимому, с верхнемеловой.

Анализ отложений палеогена указывает на то, что область сноса почти всюду представляла собой слабо расчлененную сушу. Только в централь-

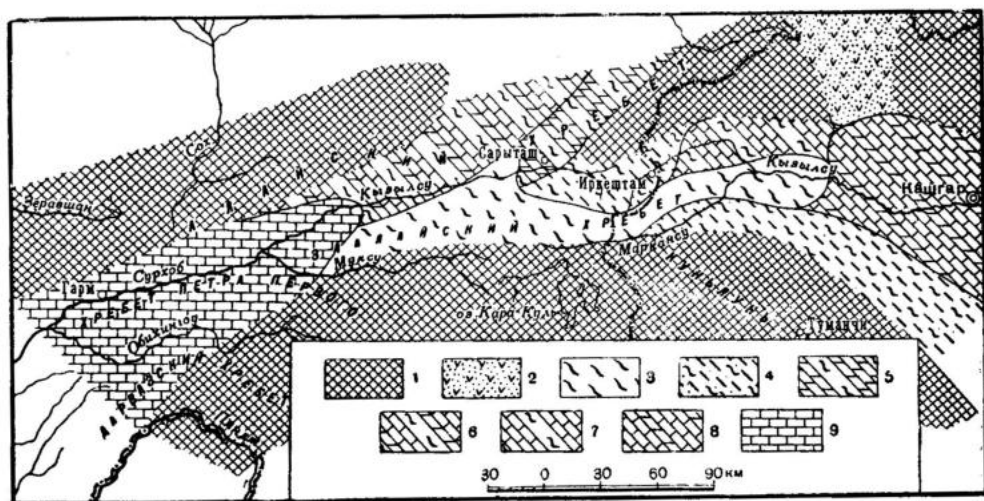


Рис. 29. Схема распространения отложений бухарского яруса.

- 1 — область сноса. Континентальные отложения: 2 — песчаники и эффузивы. Лагунные осадки, 3 — гилсы, заглинованные породы; 4 — песчаники и глины, 5 — мергели, 6 — известняки и мергели; 7 — известняки; 8 — чередование мергелей и известняков. Морские породы: 9 — известняки

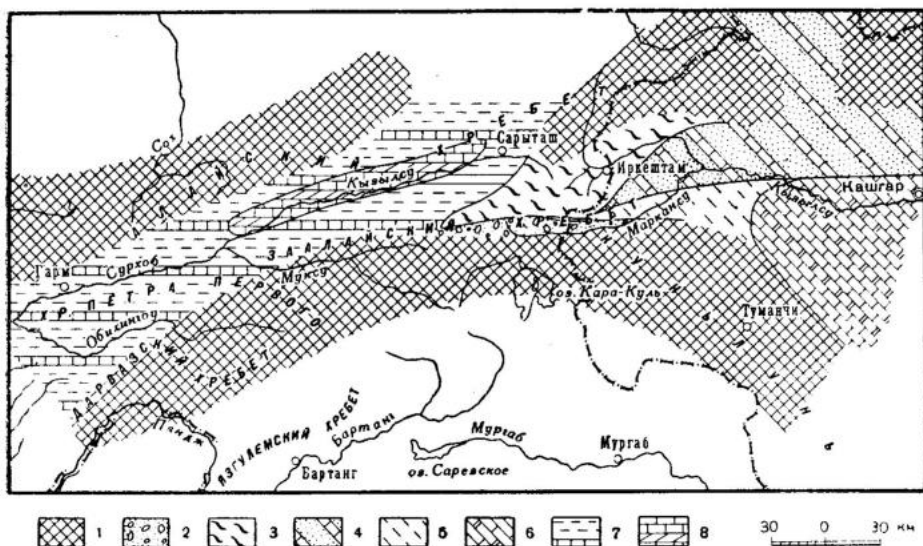


Рис. 30. Схема распространения отложений алайского яруса.

1 — область сноса. Континентальные отложения: 2 — песчаники и конгломераты. Лагунные осадки: 3 — заглицованные песчаники, 4 — песчаники и известняки, 5 — глины, 6 — известняки. Морские породы: 7 — глины и известняки, 8 — мергели и известняки

ной части, в бассейне р. Маркансу, суша была сильно расчленена и к северу от нее накапливались галечниковые отложения, как это видно из схемы фаций алайского яруса (рис. 30).

Туркестанский век в Памиро-Алайской зоне также характеризовался в основном морскими условиями. На западе, в Таджикской депрессии в это время существовал морской бассейн, в котором накапливались нормальные морские известняки и глины с фауной. В восточном направлении, на территории Алайской впадины морские условия сменялись лагунными; в лагунах накапливались пестроцветные отложения. На востоке, в районе кишлака Иркештам, и в Синьцзяне, на месте хребта Кабатсу, бассейны были сильно засолены и в них накапливались гипсы. В других частях Синьцзяна существовал мелководный морской бассейн с островами, о чем можно судить по прослоям песчаников и гравелитов в однофазной толще глин и мергелей. В Тоюнской впадине сохранились морские условия. В южном направлении площадь прогиба сократилась, что было обусловлено некоторым увеличением поднятия на месте южных склонов Заалайского хребта.

В рихтанский век прогибания почти прекратились и бассейн еще более обмелел. Единый бассейн разбился на ряд лагун, в которых накапливались гипсоносные глины и песчаники. В конце этого века нисходящие движения усилились — начался последний цикл трансгрессивного осадконакопления (рис. 31), который продолжался до сумсарского века. Посредством «Алайского пролива» восстанавливалась связь Таджикского бассейна с Ферганским. Трансгрессия моря распространилась на восток вдоль поднятия Северного Памира до Западной Кашгарии. В ее пределах располагались крупные солоноводные бассейны. Один из них находился в северозападной части Синьцзяна и отделялся от южного Предгуньлуньского бассейна устойчивым Кабатсуйским поднятием.

В сумсарское время произошло изменение тектонического режима, начали преобладать восходящие движения, и море навсегда покинуло Памиро-

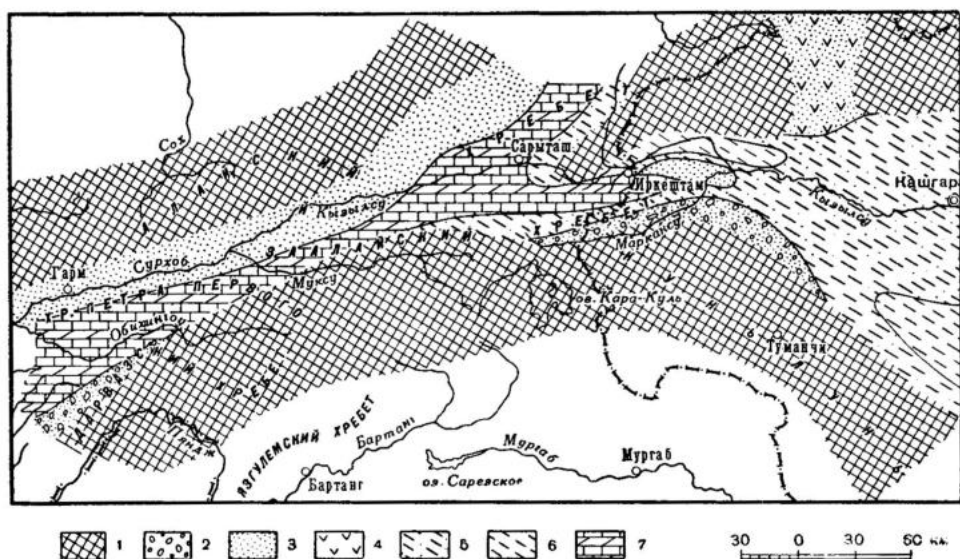


Рис. 31. Схема распространения отложений исфаринского яруса.

1 — область сноса. Континентальные отложения: 2 — конгломераты и песчаники, 3 — песчаники, 4 — песчаники с эффузивы. Лагунные осадки: 5 — песчаники и глины, 6 — глины. Морские отложения: 7 — мергели и известняки

Алайскую зону. Лишь на западе, в пределах Таджикской депрессии сохранились небольшие морские бассейны, где накапливались песчаники и глины. Наступил новый этап развития зоны — континентальный.

Заканчивая рассмотрение палеогеографии палеогена, необходимо отметить особый характер развития Тоюнской впадины. Отложения палеогена здесь представлены мощной толщей туфогенных пород, разделенных на две свиты морскими отложениями алайского и туркестанского ярусов. Таким образом, главную роль при формировании этих толщ играли извержения вулканов, которые происходили почти непрерывно на протяжении всего палеогена. Только во время наибольшей трансгрессии, когда морем была залита Тоюнская впадина, в ее пределах отложились песчаники и глины с морской фауной. Кроме Тоюнской впадины, на территории Памиро-Алайской зоны проявления вулканизма в палеогеновое время неизвестны.

Анализ мощностей отложений морского палеогена (рис. 32) свидетельствует о преобладании нисходящих движений в пределах интрагеосинклинали. В пределах платформы осадки больших мощностей отложились лишь в восточной части «Алайского пролива» (500 м). По северному краю платформы мощность этих отложений не превышает 200—300 м. В пределах прогиба наместились две крупные впадины, где мощность отложений превышает 500 м. Одна из них располагалась на крайнем юго-западе и открывалась на запад, другая находилась на месте современной Алайской впадины, несколько выходя за ее пределы на юге и севере. В Синьцзяне отмечается еще большая дробность. На юге, вдоль северных предгорий Куньлуна располагалась крупная впадина. Она открывалась на юго-восток и замыкалась на западе, отделяясь от Алайской впадины Иркештамским поднятием. Небольшая, но глубокая впадина (500 м) находилась в северо-западной части провинции. От южной впадины она отделялась Кабатсуйским поднятием, где мощность осадков уменьшилась до 200 м.

Вторая половина палеогена охарактеризовалась новой направленностью движений. Если до этого времени преобладали хотя и прерывистые, но ни-

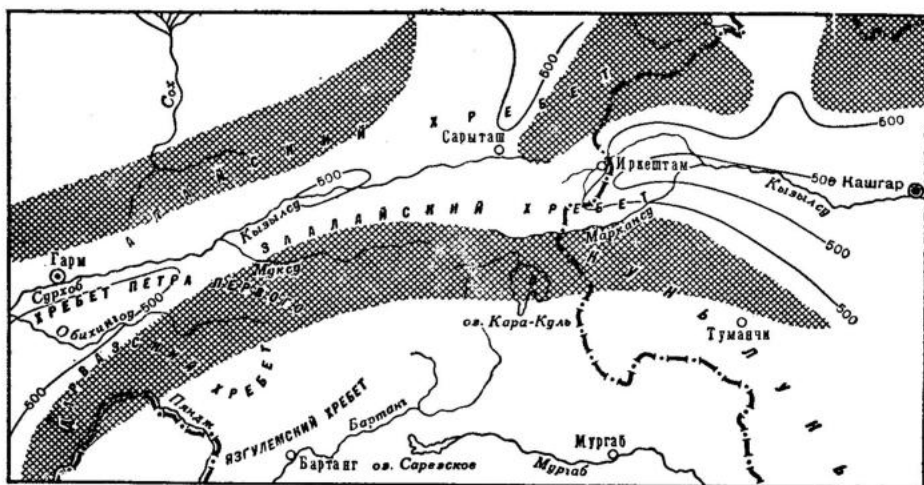


Рис. 32. Схема мощностей отложений морского палеогена

сходящие движения, то с конца олигоцена происходит нарастание восходящих. Благодаря этой смене движений море навсегда покинуло пределы Памиро-Алайской зоны. На аллювиально-пролювиальных равнинах, образовавшихся после ухода моря, отлагались осадки мощной массагетской свиты. С этого момента начинает формироваться современный рельеф.

Подытожим рассмотрение истории развития Памиро-Алайской зоны с начала мезозоя до начала формирования современного рельефа.

В начале мезозоя в Памиро-Алайской зоне сохранилась палеогеографическая обстановка конца палеозоя, причем основные ее черты имели место на протяжении всего этого этапа.

В начале триаса на юго-западе зоны продолжала развиваться Придарвазская часть прогиба. Снос терригенного материала шел с северо-востока, с поднятий Дарваза и Северного Памира. По южному краю Тянь-Шаня формировалась кора выветривания. В середине и конце триаса интенсивными нисходящими движениями была охвачена Предпамирская часть прогиба, в которой интенсивно проявилась вулканическая деятельность. В Синьцзяне, на крайнем северо-востоке образовался Ферганский прогиб, а на юге — отдельные впадины.

В юрское время продолжал развиваться Предпамирский прогиб, особенно его центральная часть; Ферганский прогиб слился с Предкупальнским. Это время характеризуется преобладанием прибрежно-заболоченных участков. В конце юры морская трансгрессия достигла центральной части Предпамирского прогиба, а лагуны образовались по северному краю Тянь-Шаня. В конце юры значительная часть платформы была сушей; на месте Ферганского прогиба образовались поднятия. Область южного обрамления была сnivelирована и представляла собой низменную сушу.

После сравнительного затишья в конце юры, наступил меловой период, характеризующийся усилением тектонических движений, отличавшихся большой дробностью. Наиболее интенсивное прогибание испытала область интрагеосинклинали. Расположенное к югу поднятие было слабо приподнято над прогибом. Интенсивные движения охватили и южную часть платформы, при этом северное горное обрамление было приподнято гораздо выше южного и с него сносился грубый обломочный материал. Восходящие движения преобладали лишь в начале мелового периода.

На протяжении верхнего мела территория зоны испытывала энергичные нисходящие движения, на фоне которых отмечались кратковременные

восходящие движения, которые обусловили местное обмеление морского бассейна и образование лагун. Интенсивность нисходящих движений в конце мелового периода уменьшилась на востоке, что и вызвало отступление морского бассейна на запад. В эоцене вновь усилились прогибания, восстановившие морские условия в пределах интрагеосинклинали.

Движения в палеогене отмечались меньшей интенсивностью и большой дробностью. Поднятия были снивелированы и с них сносился лишь мелко-обломочный материал. В палеогене наблюдалась интенсивная вулканическая деятельность в Тоюнской впадине. Постепенно амплитуда нисходящих движений уменьшилась, в конце палеогена знак движений изменился, и начали преобладать восходящие движения, которые вызвали регрессию моря. Наступил новый континентальный этап развития.

## Глава VI

### ИСТОРИЯ И ХАРАКТЕР НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ (неотектоника)

Задачей настоящей главы является восстановление истории развития и последующее районирование по характеру новейших тектонических движений территории Памиро-Алайской зоны. Такую реконструкцию возможно провести путем анализа рельефа и молодых отложений. При этом необходимо учитывать и влияние предыдущей геологической истории развития.

Как было показано ранее, рассматриваемая территория является областью сочленения Памирских и Тянь-Шаньских структур, претерпевших сложную и совершенно различную в отдельных своих частях историю развития в течение палеозоя, мезозоя и палеогена.

В частности, на месте современных хребтов Петра Первого, Заалайского и большей части Алайской впадины существовала длительно развивавшаяся мезозой-кайнозойская интрагеосинклиналь, опраничивающаяся с юга интрагеоантиклиналью Северного Памира. К северу от нее, на территории современных Гиссарского и Алайского хребтов, начиная с конца перми существовала платформенная область.

В результате проявления новейших неоген-четвертичных движений в пределах рассматриваемой территории образовалась зона депрессий, расположенная между сводово-глыбовыми поднятиями хребтов Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, к которым причленились хребет Петра Первого и Заалайский. Здесь следует отметить, что мы сможем рассмотреть рельеф лишь части Памиро-Алайской зоны, которая была непосредственно изучена нами в полевых условиях.

В связи с существенными различиями в геосинклинальной истории, в строении рельефа, а следовательно, и в характере проявления неотектоники этих крупнейших структурных единиц целесообразно рассмотреть их отдельно. При описании каждой из них дается краткий анализ основных особенностей рельефа, а затем рассматривается характер новейших тектонических движений в неоген-четвертичное время. Здесь же следует отметить, что если для мезозойского и палеогенового этапа мы рассматривали Памиро-Алайскую зону на широком геологическом фоне, то для неоген-четвертичного периода это возможно лишь для центральной ее части, которая была непосредственно изучена на месте.

ЮЖНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

Хребет Петра Первого — одно из крупных горных сооружений Средней Азии — является западной частью южного обрамления зоны депрессий. Нами исследовался почти весь хребет, за исключением наиболее высокогорной юго-восточной его части.

В геоморфологическом отношении северный и южный склоны хребта различны. Основной чертой геоморфологического строения северного склона является ступенчатость и широкое развитие поверхностей выравнивания, которые четко вырисовываются на схеме и профилях (см. рис. 39, 40). Южный склон хребта пологий, с широкими, хорошо разработанными долинами, с редкими останцами поверхностей выравнивания.

Поверхности выравнивания в хребте Петра Первого располагаются на трех уровнях. Высота верхнего, наиболее древнего яруса 3200—4000 м, среднего 2600—3000 м и нижнего 2200—2600 м. Поверхности выравнивания представляют собой выровненные участки на склонах со спокойным, слабо холмистым рельефом, перекрытые моренами двух оледенений. Относительные высоты холмов не превышают 40 м, а пространства между ними, часто осложненные микрорельефом карстового происхождения — многочисленные мелкие ямки, блюдца, воронки, — достигают значительных размеров. Поверхности выравнивания срезают различные комплексы мезозойских пород от юры до неогена включительно и перекрываются ледниковыми отложениями. Таким образом, возраст их моложе неогена. Более подробно возраст будет рассмотрен ниже. Участки поверхностей выравнивания сильно отличаются от остального склона, что облегчает их нахождение и картирование.

Останцы древнего рельефа располагаются в основном на северном склоне и в приосевой части хребта Петра Первого, к востоку от меридиана пос. Таджибабад. Они прорезаны молодыми долинами левых протоков рек Сурхоб и Муксу. Эти долины имеют крутые, почти отвесные склоны, небольшую ширину по днищу и между бровками. Они обычно лишены террас и имеют вид глубоко врезанных каньонов. Например, р. Арча-Капа (восточная часть хребта) врезана на глубину 400 м и имеет ширину по днищу до 100 м; р. Сагран врезана на 500 м, при ширине по дну до 80 м.

На южном склоне сохранились лишь небольшие участки выровненной поверхности на водоразделах притоков р. Обихингоу. Основные из них располагаются в бассейне р. Шаклысу. Южный склон подвергся более значительной эрозии, в результате чего он расчленен широкими долинами, разделенными узкими водоразделами.

На востоке поверхности выравнивания хребта Петра Первого увязываются с аналогичными поверхностями западной части Заалайского хребта. Здесь останцы поверхности выравнивания расположены на высоте свыше 3700 м.

Основной чертой строения рельефа Заалайского хребта является его ярусность, ступенчатость. Четко выделяются три ступени, отличающиеся своим типометрическим положением, геологическим строением и типом рельефа:

1. Верхняя ступень, расположенная на абсолютных высотах свыше 4500 м, занимает приосевую часть хребта, которая сложена комплексом палеозойских пород и несет многочисленные следы современного и древнего оледенения.

2. Средняя ступень, или высокие предгорья, располагается на абсолютных высотах 3600—3800 м. Она сложена комплексом мезозойских и третичных пород и имеет среднегорный, сильно расчлененный рельеф с глу-

боко врезанными долинами (350—400 м) и узкими хребтыками водоразделов. Здесь сильно развиты гравитационные процессы на склонах.

3. Нижняя ступень, или низкие предгорья, развита на абсолютных высотах 3200—3300 м. Она сложена конгломератами неогена и имеет низкогорный слабо расчлененный рельеф — долины широкие, слабо врезанные, с выположенными склонами и водоразделами, представляющими собой широкие увалы. Важно отметить, что плоские водоразделы расположены примерно на одной высоте. В пределах низких предгорий морены последнего оледенения на водоразделах отсутствуют, располагаясь лишь на днищах долин, врезанных на десятки, а иногда и сотни метров. Это свидетельствует о том, что к началу этого оледенения уже существовала приподнятая над обособившейся Алайской впадиной полоса низких предгорий с хорошо разработанным эрозионным рельефом. В западной и особенно восточной частях хребта морены последнего оледенения распространены значительно шире. Здесь они перекрывают частные водоразделы между отдельными реками в пределах полосы низких предгорий.

Ступени в Заалайском хребте вытянуты в виде полос широтного простирания вдоль его северного склона. Отмечается почти полное соответствие между границами ступеней, выраженных уступами, и зонами разрывов, совпадающими с контактами палеозоя и мезозоя, мезозоя с палеогеном и неогеном.

Наиболее четко вертикальная поясность рельефа выражена в центральной части Заалайского хребта, между реками Кызыл-Арт и Алтын-Дара, где переходы от одной ступени к другой представлены в виде уступов в несколько сотен метров. Например, высота уступа между верхней ступенью и высокими предгорьями составляет 500—700 м, а между высокими и низкими предгорьями — 400—500 м. В свою очередь полоса низких предгорий отделена от Алтайской впадины уступом в 300—400 м. Ширина ступеней в центральной части хребта достигает нескольких километров. На меридиане пика Ленина ширина нижней ступени, в частности, составляет 5—6 км, средней — 10—11 км и верхней — 5 км. Далее к западу ступенчатость рельефа постепенно затухает, переходы от одной зоны к другой становятся более постепенными, и уже на меридиане р. Берксу (близ западного окончания Алайской впадины) невозможно отделить низкие предгорья от высоких — северный склон Заалайского хребта является здесь довольно пологим, ровным, без заметных перегибов. На западе Заалайского хребта имеются отдельные останцы древней поверхности выравнивания, располагающиеся на высоте около 3000—4000 м, они легко увязываются с поверхностями выравнивания хребта Петра Первого.

В строении долин тех рек, истоки которых лежат в Заалайском хребте, имеются некоторые особенности. Долины рек, стекающих с центральной части Заалайского хребта в Алайскую впадину, имеют различное строение на разных участках своего течения. В пределах высоких предгорий они глубоко врезаны, имеют каньонообразную форму с крутыми склонами и отличаются почти полным отсутствием террас. В области низких предгорий террасы развиты более широко, долины более открыты, а их склоны выположены. Нижележащие участки долин расположены уже в пределах собственно Алайской впадины. Реки при выходе на предгорную равнину разбиваются на многочисленные рукава и протоки, образуя гигантские плоские конусы выноса, полого наклоненные к долине р. Кызылсу. Низкие плоские водоразделы (врез в них не превышает 5—15 м) между многочисленными протоками и сухими руслами сложены четвертичными галечниками. Восточнее Заалайский хребет переходит в западный Куньлунь, который обрамляет зону депрессий с юго-востока.

## ЗОНА ДЕПРЕССИЙ

В зону депрессий на западе входит долина р. Кызылсу — Сурхоб, Алайская впадина и на восточном фланге Кашгарская впадина (западное окончание Таримской депрессии). Долина р. Кызылсу — Сурхоб протягивается в направлении с северо-востока на юго-запад, отделяя на востоке Алайский хребет от Заалайского, а на западе — Гиссарский хребет от хребта Петра Первого. Даже при беглом рассмотрении геологического строения этой зоны отмечаются резкие различия на двух участках. Первый, который мы будем в дальнейшем называть Сурхобским, охватывает интервал от устья р. Муксу до устья р. Обихингоу. Второй участок — Кызылсуйский — протягивается от западного окончания Алайской впадины до устья р. Муксу.

Для Сурхобского участка характерна значительная ширина долины, четковидность ее строения и отсутствие высоких террас, за исключением восточной части, расположенной вверх от г. Таджикибада по р. Сурхоб. Почти на всю ширину (до 3 км) долина занята поймой. Русло реки не имеет единого канала, а постоянно дробится на многочисленные протоки и рукава. Характерным для этого участка является большое количество островов, отмелей и кос. К востоку и западу долина имеет иное строение. На западе, у кишлака Бельги, по правому борту появляется невысокая терраса, которая прослеживается до г. Новабада, постепенно повышающаяся в западном направлении. У кишлака Ялдамыч ее высота составляет 5 м, у Гарма — 10 м, у сейсмостанции Гарм — 15 м и у устья р. Сорбог — 25 м. В этой части долины, которая достигает здесь значительной ширины (до 3,0—3,5 км), широко развита пойма. Река дробится на рукава и протоки. Левобережье долины занято многочисленными слившимися конусами выноса, подрезанными рекой на высоте до 10—15 м. Еще далее к западу ширина поймы постепенно убывает, конусы выноса оказываются подрезанными на более высоком уровне, появляются и террасы. В частности, несколько восточнее слияния р. Сурхоб с р. Обихингоу левобережная полоса конусов выноса, перекрывающих наиболее высокую из развитых здесь террас, подрезана на высоте 90 м. Ниже по течению реки располагаются террасы на высоте 27—30 и 40—45 м. Еще ниже их высота соответственно увеличивается до 60 и 80 м. Это подтверждается также и характером пойменной террасы р. Сурхоб, которая на расстоянии нескольких километров повышается от 0,5 до 5 м над уровнем реки (в западном направлении).

В восточной части Сурхобского участка строение долины несколько иное. Характерным для нее является развитие высоких террас, среди которых выделяются четыре уровня. Наиболее высокая терраса имеет высоту 60 м, а у устья р. Муксу, вблизи Таджикибада повышается до 80 м, а западнее, постепенно погружаясь, у Хаита уходит под урез реки. По левому берегу р. Сурхоб наиболее высокие террасы перекрыты конусами выноса. В этой части долина имеет четковидное строение — неоднократное чередование суженных и расширенных участков, причем последних гораздо меньше и они приурочены к устьям крупных притоков (Коксу, Муксу и др.).

Для Кызылсуйского участка долины характерен узкий врез, глубокая V-образная долина с обрывками высоких террас. Уровень наиболее высокой террасы повышается от 50 м на западе Алайской впадины до 60 м у устья р. Муксу. Как левые, так и правые притоки р. Кызылсу на этом участке имеют висячие устья, расположенные на более низких высотах, чем устья, развитые по южному борту долины в районе хребта Петра Первого.

Алайская впадина представляет собой асимметричный прогиб, дренируемый р. Кызылсу и вытянутый с востока на запад более чем на 200 км, постепенно понижающийся в этом направлении от абсолютных отметок 3500 до 2700 м. Имея на востоке небольшую ширину в 3—4 км.

Алайская впадина к западу постепенно расширяется, достигая максимума (22—25 км) в центральной части, на меридиане пика Ленина, и вновь сужается до нескольких километров у западного замыкания.

Асимметричность в рельефе впадины выражена в том, что долина р. Кызылсу почти на всем своем протяжении прижата к Алайскому хребту и делит впадину на две неравные части: широкую — призаалайскую — и узкую — приалайскую. С севера и с юга впадина ограничивается низкими предгорьями Заалайского и Алайского хребтов, приподнятыми в настоящее время на несколько десятков, а иногда и сотен метров над современным днищем Алайской впадины.

На востоке Алайская впадина замыкается на меридиане перевала Таун-Мурун. Это подтверждается следующим: 1) к востоку от устья р. Кызыл-Арт поле четвертичных отложений Алайской впадины постепенно сокращается, достигая наименьшей ширины на меридиане перевала Таун-Мурун; 2) во многих местах вскрыты эрозией и выходят на дневную поверхность палеозойские отложения, которые западнее и восточнее погружаются под четвертичные, а далее и под мезозой-кайнозойские отложения; 3) в рельефе район восточного оковчания Алайской впадины выражен в виде вала-перемычки, перегораживающего Алайскую впадину и служащего водоразделом рек, текущих на запад и восток.

Все эти признаки позволяют считать район перевала Таун-Мурун восточным замыканием Алайской впадины, что выражено и геологически и геоморфологически.

Западное замыкание Алайской впадины расположено в приустьевой части долины р. Катта-Карамук. Ниже слияния последней с долиной р. Кызылсу палеозой Алайского хребта отделен от мезозоя Заалайского хребта лишь неширокой долиной р. Кызылсу, заложеной здесь по зоне разлома и почти лишенной не только надпойменных, но и пойменных террас.

К а ш г а р с к а я в п а д и н а отделяется от Алайской Иркештамскими поднятиями. Западная часть впадины выстилается речными и озерными отложениями. На некоторых ее участках развиты барханные пески.

### СЕВЕРНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

К северному обрамлению зоны депрессий относятся хребты Южного Тянь-Шаня, из них Гиссарский, Алайский и Кокшаал-Тау характеризуются горноледниковым рельефом. В пригребневой части Гиссарского хребта сохранились отчетливо выраженные древние морены и получили значительное распространение современные. Верховья рек имеют троговый характер. Троги иногда прослеживаются и в среднегорном поясе рельефа (в бассейне р. Коксу). В этой же части Гиссарского хребта сохранились участки древней денудационной поверхности на высоте свыше 3000 м.

Для Гиссарского хребта характерно глыбовое строение. Наиболее приподнятыми оказались приосевая часть хребта и блок, расположенный к востоку от р. Оби-Кабут.

Об интенсивном поднятии хребта можно судить по большим высотам, по врезам рек, имеющих часто висячие устья и глубокие ущелья, которые лишены террас. На это указывает также увеличение высот террас р. Сурхоб на участке между Джиргаталем и Хайтом. Здесь наиболее высокая VI надпойменная терраса увеличивает свою высоту с 60 м у устья р. Муксу до 80 м у Таджикибада, а затем резко погружается западнее Хайта. Наиболее опущенным блоком является Кабуд-Крымский массив, по северному склону которого террасы р. Сурхоб погружаются под конусы выноса притоков, стекающих с севера. Западнее Кабуд-Крымского массива расположен приподнятый блок, по краю которого вновь появляются

высокие надпойменные террасы. Об усилении восходящих движений к западу от р. Сорбог свидетельствует увеличение высот террас р. Сурхоб. Наибольшую высоту имеет V терраса — 25 м (Ранцман, 1959).

**Алайский хребет.** Основной чертой строения рельефа Алайского хребта является ступенчатость. Нами выделяются три ступени, отличающиеся своим гипсометрическим положением и рельефом. Эти ступени отделены друг от друга уступами высотой в несколько десятков, а иногда и сотен метров.

1. Верхняя ступень в приосевой части Алайского хребта сложена плотными метаморфическими породами палеозоя с большим количеством интрузивов. Для рельефа этой ступени характерны выположенные массивные гребни, скалистые склоны. Некоторые исследователи (Резвой, 1955<sub>2,3</sub>) отмечают в приосевых частях хребта остатки палеозойских поверхностей выравнивания. Ледниковые формы достигают здесь значительного распространения, несмотря на меньший, чем в Заалайском хребте, размах современного и древнего оледенения.

2. Зона высоких предгорий имеет незначительную ширину (до 3—4 км), протягиваясь узкой полосой на 30—35 км вдоль южного склона Алайского хребта от долины р. Коксу на западе до долины р. Сарык-Могол на востоке. Зона высоких предгорий отделена от верхней ступени уступом высотой 100—150 м, что обусловлено наличием здесь серии разрывов, по которым палеозойские отложения оказались надвинутыми на мезозойские.

3. Зона низких предгорий непосредственно примыкает к Алайской впадине. Плоские, широкие, слившиеся конусы выноса неогенового возраста образуют плато, слабо наклоненное к долине р. Кызылсу под углом 5—7°. Поверхность плато совершенно ровная и по своему строению напоминает полосу современных конусов выноса у северных подножий Заалайского хребта. Долины, прорезающие это плато, врезаны в него незначительно — на 15—25 м. Ширина полосы низких предгорий восточнее кишлака Дараут-Курган достигает 1,0—1,5 км. Эта зона отделена от Алайской впадины уступом в 20—25 м.

В пределах КНР располагается восточная часть Южного Тянь-Шаня: горы Уч-Чат, массив Коктун и хребет Майдантаг. Все эти горные сооружения имеют расчлененный молодой рельеф. Наиболее приподнятым и интенсивно расчлененным является Сулуктерекский массив, расположенный в юго-восточной части гор Уч-Чат.

Экзарационная деятельность ледников проявилась здесь слабо; об их работе мы судим лишь по трогеобразной форме речных долин. Обширные участки плато, примыкающие к хребту Коктун и к Сулуктерекскому массиву, покрыты моренами, напоминающими алайские «чукуры». Здесь редко наблюдается ступенчатость, ярусность рельефа. Блоковое строение, которое характерно для горного обрамления, свойственно и восточной зарубежной части зоны.

## **ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА**

Новый этап в развитии области, как уже было сказано, начался с конца палеогена, когда тектонические движения привели к общему поднятию горного обрамления депрессий, к окончательному отступанию моря из пределов области и к установлению на всей описываемой территории континентальных условий. В распределении фаций кирпичной (массагетской) свиты (рис. 33) можно уловить некоторую закономерность: 1) отложения центральных частей депрессий обычно значительно менее грубые, чем осадки их периферии; 2) грубость отложений кирпичной свиты

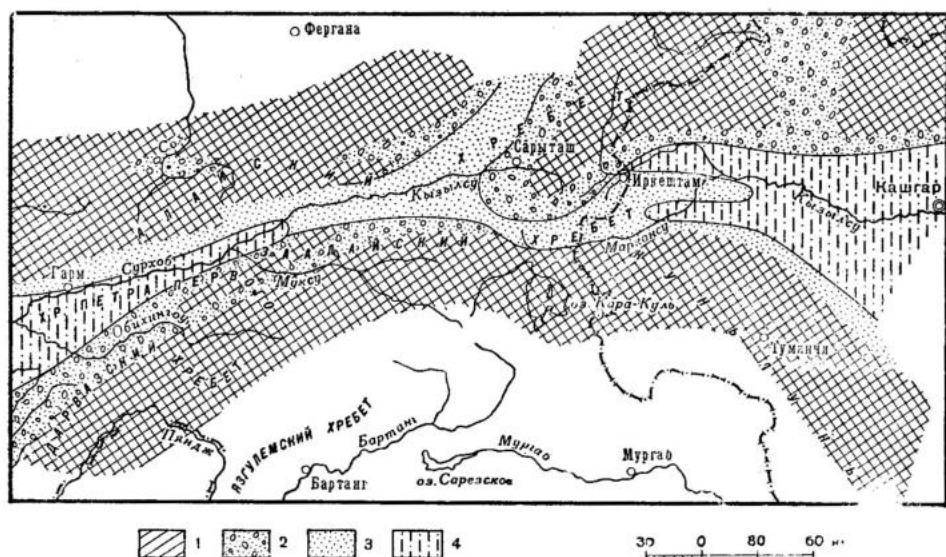


Рис. 33. Схема распространения отложений массагетской свиты.

1 — область сноса. Континентальные отложения: 2 — конгломераты и песчаники, 3 — песчаники, 4 — песчаники и глины

значительно возрастает вверх по разрезу. Такое явление характерно как для Таджикской депрессии (Овчинников, 1946), так и для Алайской впадины (Ренгартен, 1934; Борнеман, Овчинников, 1936<sup>1,2</sup> и Синьцзяна (Смирнов, 1955). В неогене сохраняется та же закономерность в распределении фаций.

В конце олигоцена — начале неогена произошло сокращение прогиба в связи с возникновением в его южной части небольшого Сорбулакского поднятия, которое отделялось от приподнятого Северного Памира узкой впадиной. На востоке в это время существовали Иркештамская и Кабатсуйская приподнятые области. Благодаря этим поднятиям интрагеосинклиналь разбилась на отдельные впадины, неравномерно прогибавшиеся. Наиболее интенсивные прогибания происходили на восточном фланге области. Здесь, в предгорьях Куньлуня и в центральной части впадины накопилось свыше 2000 м аллювиальных отложений (рис. 34). Эта впадина отделялась от области накопления, расположенной в предгорьях Тянь-Шаня, Кабатсуйским поднятием. В Предтяньшаньской впадине накопилось около 1800 м песчано-глинистых отложений, свидетельствующих об энергичном прогибании.

К северу и северо-востоку от Сорбулакского поднятия располагалась изолированная впадина, выклинивавшаяся к востоку, в которой отложилась массагетская свита мощностью до 2000 м. Частое чередование песчаников, глин и конгломератов в этой свите указывает на возрастание темпов поднятия Заалайского и Алайского хребтов во времени. Смена типов разреза в широтном направлении позволяет говорить о дифференциации движений, которые были различными в разных районах. Центральная часть Заалайского хребта, вероятно, имела наибольшие средние скорости поднятий, причем быстрый темп поднятий неоднократно сменялся более медленным и вновь ускорялся. Эта смена происходила в сравнительно короткие промежутки времени. О подобном характере тектонических движений свидетельствует дробное чередование в разрезе песчанистых и конгломератовых фаций. Одновременно с этим значительно менее грубый

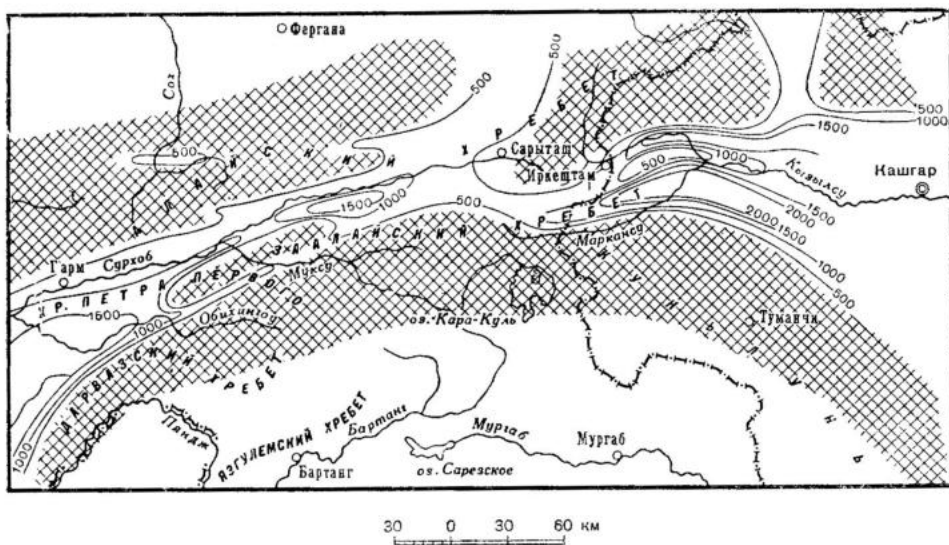


Рис. 34. Схема мощностей отложений массагетской свиты

разрез кирпичной свиты в западной и особенно в восточной частях Заалайского хребта (в нем совершенно отсутствуют конгломератовые фации) объясняется разными темпами поднятия западной и восточной частей хребта по сравнению с центральной.

В центральной части хребта Петра Первого низы олигоцена представлены глинистой толщей, часто заглинованной; выше по разрезу в ней появляются песчаники, которые постепенно замещаются неогеновыми конгломератами. Такое изменение разреза кирпичной свиты указывает на увеличение темпа поднятия.

На западе, в пределах придарьвазской части интрагеосинклинали, продолжались интенсивные прогибания, в результате чего отложилась мощная свита песчано-глинистых речных и озерных отложений. Накопление мелкозернистых отложений указывает на отсутствие больших поднятий к югу от прогиба.

Северное обрамление депрессии было менее расчлененным, чем южное. На севере существовали отдельные впадины, в которых откладывались песчано-конгломератовые отложения. Незначительные мощности осадков (около 600 м) свидетельствуют о менее интенсивных прогибаниях, чем в пределах прогиба. В этот период, по-видимому, в области сноса и формировалась наиболее древняя поверхность выравнивания, остатки которой сохранились в восточной части хребта Петра Первого и в пределах Дарваза. Лишь на востоке, в предгорьях Тянь-Шаня, формировались толщи песчано-глинистых отложений мощностью около 3000 м. Эти осадки накапливались в условиях аллювиальных равнин.

На протяжении почти всего миоцена и начала плиоцена сохранялся аналогичный характер движений. В крупных впадинах, размеры которых несколько уменьшились за счет разрастания поднятий, продолжались интенсивные нисходящие движения и накапливались песчано-глинистые отложения, чередующиеся с грубообломочными. На западе интрагеосинклинали отлагались осадки хингоуской свиты. В центральной части интрагеосинклинали, к северу от Сорбулакского поднятия происходило накопление песчано-глинистых отложений с пресноводными остракодами. В Синьцзяне откладывались песчаники и глины.

В неогене восходящие движения интенсивно проявились и в западной части ее северного обрамления.

Начавшееся с начала неогена поднятие района сопровождалось интенсивным эрозионным размывом, а продукты разрушения формировали полосу предгорной равнины, сложенную конгломератами неогена с галькой палеозойских (реже мезозойских) пород из осевых частей Гиссарского и Алайского хребтов. Темп поднятий в течение неогена возрастал, о чем свидетельствует увеличение размеров галек конгломератов вверх по разрезу. Наличие интенсивных восходящих движений в неогене вызвало образование молодых и оживление древних разрывов и обусловило перемещение отдельных блоков относительно друг друга. Наиболее интенсивно поднимался блок в приосевой части Алайского хребта. Такие подвижки блоков особенно четко отражены в современном рельефе центральной части этого хребта в форме ступеней.

Кульбуньская часть южного обрамления в неогене продолжала подниматься, все более втягивая в поднятия периферийные районы, в предгорной части которых формировались мощные неогеновые отложения.

Разросшееся в неогене Сорбулакское поднятие слилось с Северным Памиром. Благодаря увеличению области сноса территория осадконакопления несколько сократилась и отодвинулась к северу. В пределах Алайской впадины у подножий Заалайского хребта начинают отлагаться толщи грубообломочных красноцветных конгломератов с галькой в основном меловых пород, свидетельствующих об интенсивном размыве страны, начавшей подниматься. Конгломераты накапливались в виде предгорной аллювиально-пролювиальной равнины, представляющей собой полосу слившихся древних неогеновых конусов выноса. Первоначальное поднятие Заалайского хребта не было значительным. Во впадинах к востоку и западу от него накапливались озерные осадки с пресноводными остракодами, но в конце неогена восходящие движения усилились, о чем свидетельствует увеличение грубости неогеновых конгломератов вверх по разрезу, где нередко встречаются валуны диаметром до 0,7 м (фиг. 35). Поднятия хребта были достаточно интенсивными во всех его частях, о чем говорят конгломераты верхов неогена, лежащие полосой вдоль северного склона Заалайского хребта на всем его протяжении. В районе кишлака Иркештам возникло небольшое поднятие на месте массива Курумды, разделившее прогиб на две части. К югу от поднятия продолжалось накопление мощных толщ грубообломочных осадков. Их мощность (500 м) указывает на сравнительно интенсивные движения. Северная часть прогиба «накатилась» на край платформы и вовлекла его в прогибание, однако нисходящие движения здесь были слабее, чем на юге, и на палеозое отложилось всего около 200 м неогеновых конгломератов (рис. 36).

В западной части интрагеосинклинали, в Таджикской депрессии, формировались товьиль-доринская, карапакская и полизакская свиты плиоцена, представленные конгломератовыми фациями. Увеличение размеров обломков и уменьшение степени их окатанности указывает на возрастание скорости поднятий. Размеры галек конгломератов возрастают вверх по разрезу: в хингоуской свите гальки не превышают 15 см, в товьиль-доринской — 30 см, в карапакской — 2 м, а в полизакской размер их более 6 м. В том же направлении резко ухудшается окатанность материала: в хингоуской свите галька прекрасно окатана, в товьиль-доринской встречаются прослой слабо окатанных конгломератов, в карапакской большая часть гальки слабо окатана, а в полизакской свите мы встречаем почти исключительно грубый обломочный материал. Характер конгломератов, а также появление в их составе магматических пород свидетельствует о резком увеличении темпа поднятий горного обрамления и о резкой и глубокой расчлененности областей сноса. Основной снос обломочного

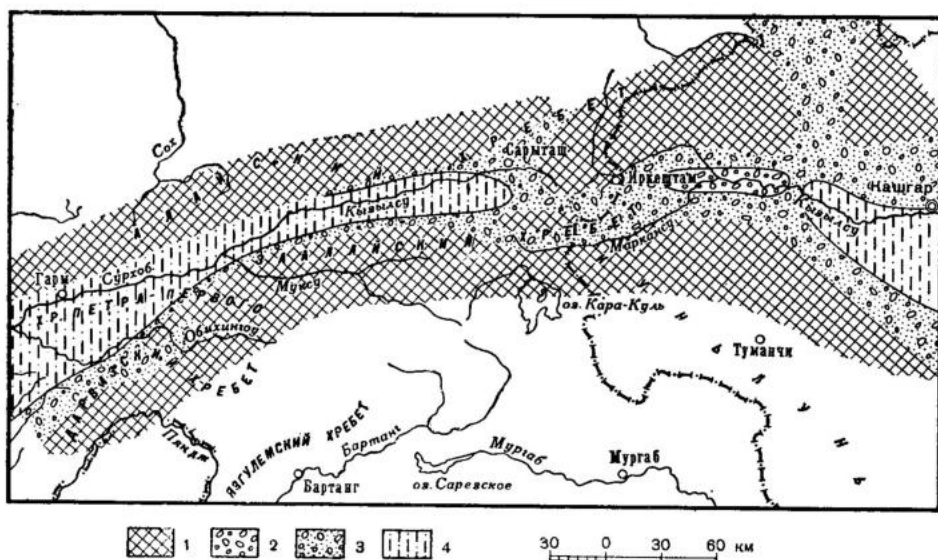


Рис. 35. Схема распространения отложений неогена.

1 — область сноса. Континентальные отложения: 2 — конгломераты, 3 — конгломераты и песчаники, 4 — песчаники и глины

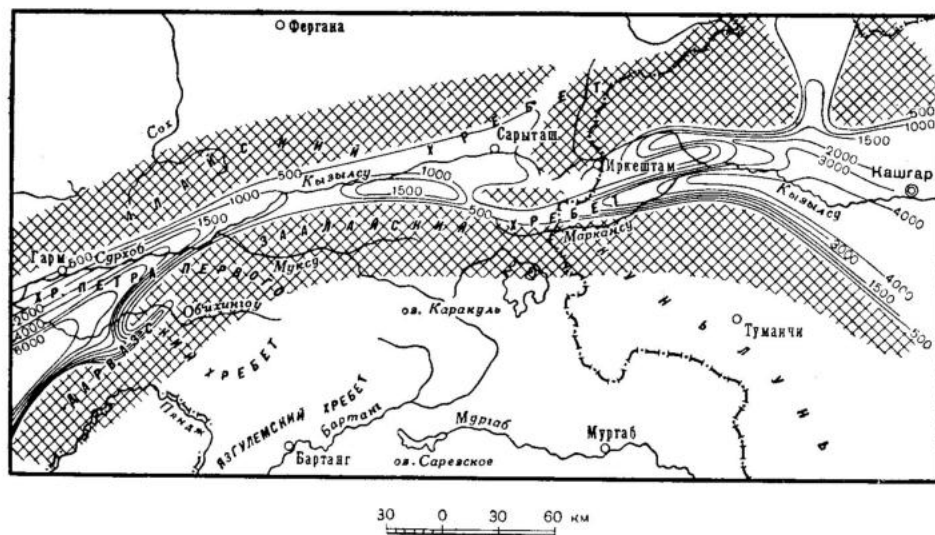


Рис. 36. Схема мощностей отложений неогена

материала шел с высокоприподнятых областей Дарваза и Северного Памира.

Затем в конце неогена, благодаря усилившимся тектоническим движениям, все отложения, включая неогеновые, были смяты. Наиболее сложная складчатая структура создавалась в областях максимального осадконакопления.

О времени складчатости можно судить по тому факту, что плиоцен-близнечетвертичные отложения, слабо дислоцированные (до  $10^\circ$ ), лежат с резким угловым несогласием на сильно смятых неогеновых породах. Особенно четко это видно в Алайском хребте и на севере Сынцзяна, как отмечает Л. Н. Смирнов, где почти горизонтально лежащие конгломераты плиоцен-плейстоценового возраста подстилаются неогеновыми породами, поставленными на голову. Менее четко это видно в Заалайском хребте.

Складкообразование сменилось бурными восходящими движениями, повлекшими за собой раскалывание сводового поднятия. С плиоцена в развитии Памиро-Куньлуньского и Тянь-Шаньского поднятий большую роль стали играть разломы и глыбовые перемещения, значительно усложнившие первоначальную форму сводов, что и придало рельефу резкость форм. В пределах интрагеосинклинали создавалась чрезвычайно сложная чешуйчатая структура (типа Заалайского хребта) с крутыми надвигами мезозойских чешуй на сильно дислоцированные неогеновые отложения. Это привело к тому, что уже в неогене общее сводовое поднятие хребта было разбито на отдельные блоки, двигавшиеся с различными скоростями: блоки приосевой части хребта обогнали блоки, расположенные севернее. Такая неравномерность движения блоков приводит к возникновению этакности рельефа. Это подтверждается, во-первых, отмеченным выше совпадением уступа между останцами поверхностей с зонами разрывов; во-вторых, резкой сменой типов рельефа в пределах различных ступеней; в-третьих, значительной высотой уступов между ступенями (до нескольких сотен метров). Все это позволяет считать, что уступы имеют тектоническое, а не денудационное происхождение. При этом, как уже отмечалось выше, смещение блоков относительно друг друга достигает наибольшей величины в центральной части хребта, тогда как в западной значительного смещения не было и поднятие происходило единым массивом, но менее интенсивно, чем в центре.

Периоду интенсивных движений, проявившихся в глыбовых формах, в стратиграфическом разрезе отвечает песчано-конгломератовая толща плиоцен-плейстоцена.

Южный Тянь-Шань в плиоцен-плейстоцене также являлся областью молодого горного рельефа с энергичной речной эрозией. Современная зона предгорий в этот период продолжала оставаться областью аккумуляции. Наиболее интенсивные прогибания отмечаются на восточном и западном флангах северного обрамления полосы депрессий. В центральной части северного обрамления нисходящие движения были наименьшими. Мощность грубообломочных отложений достигает на флангах 500—600 м, в центральной части — около 200 м. Время отложения плиоцен-плейстоценовых конгломератов соответствует началу формирования современного высокогорного, сильно расчлененного рельефа. Долины крупных рек существовали уже в период накопления конгломератов плиоцен-плейстоцена, что устанавливается по резкому увеличению мощности конгломератов в соседстве с долинами современных рек Сынцзяна и по тому, что многие из них (Кызылсу — Сурхоб) прокладывают свои русла в древних конгломератах. Реки, берущие начало в горной зоне Тянь-Шаня и в пределах Сынцзяна, как отмечает В. М. Синицын, пересекают молодые хребты (Кельчинские, Артышские) сквозными долинами, что указывает на их более раннее заложение относительно этих молодых элементов

рельефа. В плейстоцене в росте поднятий произошла временная задержка, с которой связано слабое прогибание некоторых участков как на западе, так и в центральной и восточных частях области. В таких местах плейстоценовые отложения ложатся непосредственно на палеозой. В Южном Тянь-Шане такие отложения имеются у г. Комсомолабада, у слияния р. Обихингоу с р. Сурхоб, восточнее кишлака Дараут-Курган, в районе перевала Таун-Мурун. В Сипьцзяне, по данным В. М. Сипицына, зона трансгрессивного налегания конгломератов на палеозой широко развита вдоль южных предгорий Тянь-Шаня. Подобная зона наблюдается вдоль южного обрамления полосы депрессий (Северный Дарваз, р. Маркансу и вдоль Купьлуна в Яркендском секторе).

Перейдем теперь к рассмотрению четвертичной истории развития зоны. На границе третичного и четвертичного периодов новое проявление тектонических движений вызвало смятие всех осадков, накопившихся к этому времени, дальнейшее распространение и усиление поднятий и сокращение областей аккумуляции. Эти движения фиксируются перерывом в осадконакоплении.

Так, кулябская свита и отложения плиоцен-нижнечетвертичного возраста ложатся с резким угловым несогласием на различные горизонты плиоцена и более древних пород, а в областях поднятия — непосредственно на палеозой (бассейн р. Обихингоу, р. Маркансу).

Восходящие движения привели к изменению климата. Он стал резко континентальным. Это обусловило рост древнечетвертичного оледенения в высокогорном поясе, в том числе и крайнего юга рассматриваемой зоны, морены которого сохранились лишь на юго-востоке хребта Петра Первого (Чедия, 1955). В это время шел площадной смыв, формировался даштыузбекский уровень денудационной поверхности и накапливались тонкие осадки кулябской свиты.

В конце формирования этой поверхности произошло отступление ледников; в высоких предгорьях накапливались морены и флювиогляциальные отложения (килимбинская свита), а в удаленных впадинах формировались мощные толщи лёссовидных пород кулябской свиты. В межгорных депрессиях начали закладываться широкие эрозионные долины.

В начале четвертичного периода, благодаря смене знака движений, на месте северной части прогиба поднялся северный склон хребта Петра Первого. При этом северо-западная часть хребта слылась в единое поднятие с наметившимся еще в неогене поднятием на востоке.

В это время постепенно расширявшаяся к северу поднятие центральной части Заалайского хребта захватило и область предгорной равнины неогенового возраста, которая в настоящее время является низким предгорьем. В восточной части Заалайского хребта продолжало расти поднятие, отделившее депрессию р. Маркансу от Алайской впадины. В начале этого же периода произошло интенсивное воздымание Предпамирского прогиба относительно эпигерцидской платформы вдоль зоны глубинного тектонического разрыва, проходящего по осевой части хребта Петра Первого и далее на восток, по северному склону Заалайского хребта. В это поднятие оказалась втянутой южная, наиболее подвижная часть эпигерцидской платформы, располагавшаяся на месте современных северных склонов хребтов Петра Первого и Заалайского. Вследствие этого в начале четвертичного периода произошло формирование зоны разрыва, отделяющего южную часть эпигерцидской платформы от остальной ее части. Вероятно, к этому же времени относится и заложение современной долины р. Кызылсу — Сурхоб.

Таким образом, в начале четвертичного периода к югу от этой долины располагались участки территории, интенсивно поднимавшиеся по зонам тектонических разрывов. Это способствовало энергичному разрушению

хребтов Петра Первого и Заалайского и заполнению осадками депрессионной зоны долины р. Кызылсу — Сурхоб. Последняя образовалась на месте южной части погружавшегося блока эпигерцинской платформы. Об этом свидетельствует обрамление разрывами южного борта долины и пропиливание основным руслом р. Кызылсу — Сурхоб палеозойских пород.

Распределение осадков нижнечетвертичного времени показывает, что в пределах западной части Таримского массива продолжали развиваться Предтяньшаньская и Яркендская депрессии, которые были разделены Ойхаратским поднятием. В указанных депрессиях конгломераты состоят из хорошо окатанной гальки и имеют большую мощность, что указывает на многоводность рек. Наиболее низкие участки депрессий были покрыты озерами.

В нижнечетвертичное время северное обрамление зоны депрессий продолжало интенсивно подниматься, вовлекая в поднятие предгорную зону неогеновых конусов выноса.

Среднечетвертичное время характеризовалось усилением восходящих движений, вызвавших пологий изгиб отложений кулябской (килимбинской) свиты и покровных плиоцен-нижнечетвертичных конгломератов. Этими движениями была охвачена вся зона.

В высокогорных районах развивалось крупное предпоследнее оледенение, морены которого широко развиты в Памиро-Алайской зоне. Ледниковыми отложениями этого возраста перекрыты древние поверхности выравнивания Дарваза, хребта Петра Первого и Заалайского, а также почти весь восток Алайской впадины.

К началу оледенения уже были сформированы основные черты рельефа хребта Петра Первого и западной части Заалайского. Реки Муксу и Кызылсу — Сурхоб уже выработали свои долины. Поэтому морены этого возраста лежат на дне долин и в приосевой части хребта Петра Первого и западного окончания Заалайского. Ледниками был перекрыт весь Заалайский хребет, Северный Памир и какая-то часть Кунылуя. О размерах последнего оледенения ничего определенного сказать нельзя, так как морены среднечетвертичного возраста сохранились лишь у кишлака Бостернак.

В пределах северного обрамления также было развито среднечетвертичное оледенение, следы которого остались только в виде небольших обрывков морен и флювиогляциальных отложений в хребтах Южного Тянь-Шаня.

В среднечетвертичное время происходит некоторая перестройка гидрографической сети. Так, вследствие интенсивного поперечного поднятия в районе плато Даштако р. Обихингоу изменила свое первоначальное южное направление течения и повернула к северу (Чедия, 1955).

В конце среднечетвертичного времени интенсивность восходящих движений уменьшилась у южного обрамления, что обусловило таяние ледников. Благодаря усилившейся эрозии в долинах крупных рек образовались высокие террасы, например, наиболее высокая IV терраса р. Кызылсу, среднечетвертичный возраст которой доказывается тем, что она переходит в морену предмаксимального оледенения в устье р. Алтын-Дары (Гвоздецкий, 1957).

Образование рельефа в третьем этапе четвертичного периода шло по тому же плану, что и в предыдущем. В начале верхнечетвертичного времени снова усиливались восходящие движения, которые вызвали новое, так называемое максимумное оледенение. Языки крупных ледников спускались вниз по долинам рек. Морены этого оледенения, вложенные в морены более древнего предпоследнего оледенения, широко распространены на северных и южных склонах хребта Петра Первого, Заалайского и Кунылуя.

В результате интенсивного поднятия в пределах северного обрамления произошло древнее оледенение, которое было значительно мощнее современного. Оно охватило северный склон Алайского хребта, Сулуктерекский горный массив, склоны хребтов Уч-Чат, Коктун и сопредельные участки хребта Майдантаг. Следы его обнаруживаются по трогообразным долинам и останцам моренных накоплений. Древними ледниками были заняты верховья речных долин, лежащих выше 3600—3700 м. Ниже этих высот трои сменяются эрозионными ущельями, в которых исчезают последние остатки морен. Центром древнего оледенения, по данным В. М. Синицына, являлись горы Коктун и Сулуктерекский массив. Ледники сползали вниз и достигали Улугчатского плато, при выходе на которое образовывали подобие ледников подножий. Экзарационная деятельность ледников проявилась слабо, они лишь сгладили склоны и придали трогообразную форму речным долинам. Конечных морен почти нет. Их моренный материал размыт и переотложен.

В конце верхнечетвертичного времени размах восходящих движений уменьшился. Это вызвало отступление ледников и усиление эрозионной деятельности. В зоне депрессий в это время шло интенсивное накопление осадков.

Современный этап развития характеризуется усилением поднятий, оживлением эрозионной деятельности — врезанием рек и накоплением галечников, — а затем боковой эрозией, образованием террас и накоплением мелкообломочного материала. В высокогорных районах зоны ледники сохранились на водораздельных участках хребтов Тянь-Шаия и Памира.

В настоящее время интенсивность и направленность движений отличается большей дифференциацией. Северные склоны хребта Петра Первого испытывают энергичные поднятия, о чем свидетельствует глубокий врез левых притоков р. Кызылсу — Сурхоб (например, врез р. Арча-Капа достигает 400 м) и всякие устья некоторых из них. В частности, ниже устья р. Муксу, между урочищем Ляхш и Таджикибадом наблюдаются всякие устья высотой до 50 м. Одновременно с этим восточная часть хребта поднимается менее интенсивно и морены предпоследнего оледенения пропилены весьма незначительно (по данным Е. Я. Рапцман).

Заалайский хребет продолжает интенсивно подниматься, но приосевые части поднимаются еще более интенсивно, чем современный склон. Об этом свидетельствует увеличение врезания вверх по долинам и расхождение террас по высоте в этом же направлении. Эта особенность четко выражена в центральной части Заалайского хребта и в пределах низких предгорий, поверхность которых приобретает наклон к северу. Западная часть хребта продолжает отставать в поднятии, что можно проследить по строению современных долин. В центральной части послеледниковое врезание достигает максимальной величины: по р. Ачикташ — 70—80 м, по р. Минжар — 120 м, по р. Комансу — 150 м. В западной части хребта врезы в 2—5 раз меньше и редко превышают 30—40 м. В центральной части четвертичные террасы достигают максимальной высоты 120—150 м против 20—30 м в западной части хребта. Абсолютные отметки вершин в центральной части на 1000—2000 м выше, чем в западной.

В четвертичное время в восточной части Заалайского хребта в режиме тектонических движений происходят значительные изменения. В поднятие вовлекается южная часть депрессии р. Маркансу, которая интенсивно поднимается в течение четвертичного времени. В настоящее время конгломераты неогена занимают приводораздельную часть южного склона Заалайского хребта, располагаясь на высотах порядка 4000 м. Вовлеченной в поднятие оказывается и более южная часть депрессии Маркансу — долина р. Маркансу, но темп ее поднятия следует считать несколько меньшим, судя по абсолютным высотам.

В области Алайского хребта на современном этапе (после оледенения) поднятие несколько уменьшилось, что подтверждается следующим: 1) современные долины врезаны на несколько сотен (до тысячи) метров; высокие террасы (более 20 м) в долинах отсутствуют. Очевидно, мощное врезание в долинах происходило в течение неогенового и в начале четвертичного периода. Наличие же низких четвертичных террас свидетельствует о слабом врезании долин в это время, т. е. о более слабом темпе поднятия; 2) в отличие от Заалайского хребта полоса предгорных конгломератов у подножий Алая имеет сравнительно неширокое распространение, небольшую мощность и характеризуется лучшей отсортированностью материала. В восточной части Алайского хребта предгорья вообще отсутствуют; 3) наличие хорошо разработанных днщ долин с широкими, часто заболоченными пойменными террасами и меандрирующими руслами, свидетельствующими о преобладании боковой эрозии.

Восточная и западная части Алайского хребта развивались, вероятно, по тому же плану, что и центральная его часть, но с меньшей интенсивностью движений. Этот вывод можно сделать на основании материалов Е. Я. Рапцман и анализа составленной нами схемы современного положения поверхности выравнивания палеозоя, длительно существовавшей на протяжении мезозоя — палеогена. Из рис. 37 видно, что область наибольшего поднятия Алайского хребта соответствует выделенному центральному району, где амплитуда воздымания составляет 4500—5000 м. Несколько меньшими амплитудами, порядка 3500—4000 м, характеризуется восточный район Алайского хребта. Еще меньшие амплитуды — 3000 м — отмечаются в западном районе. Наконец, западное окончание Восточно-Алайского хребта характеризуется наиболее низким положением кровли палеозоя с амплитудами поднятий за неоген-четвертичное время порядка 2500—3000 м.

Восточный фланг северного обрамления в четвертичное время развивался несколько иначе. Усиленный рост гор начался после исчезновения ледников. Во всех крупных речных долинах днище трога переходит в верхнюю речную террасу, которая, в свою очередь, сливается с аллювиальной равниной близлежащей межгорной депрессии. В результате усиленной аккумуляции аллювиальные равнины расширились за пределы тектонических впадин за счет выровненных возвышенностей плато (Упалатдала часть Артышской гряды у пос. Кызылой). Новейшие поднятия гор способствовали возрождению глубинной эрозии. Под ее влиянием реки начали врезаться в днища древних ледниковых трогов и в аллювиальные равнины предгорных депрессий. Особенно отчетливо новейшие движения выражены в предгорной зоне, где с ними связаны колебания мощностей галечников, изменения характера террас при переходе их из депрессий в горные гряды и изгибы террас внутри сквозных долин. Особенно четко это наблюдается в долинах рек, пересекающих Артышскую гряду. Новейшие движения отобразились в пологих антиклинальных изгибах террас.

В четвертичное время продолжается формирование зоны депрессий. У подножий хребта Петра Первого и Заалайского сформирована мощная полоса конусов выноса, отсутствующая на северном борту депрессионной зоны. Представляется также интересным тот факт, что долины рек, стекающих с указанных хребтов, имеют вид глубоких ущельев, почти лишённых террас. Весь обломочный материал, который выносятся этими реками, аккумулируется в депрессионной зоне, образуя шлейф конусов выноса. В то же время в долинах рек, стекающих с Гиссарского и Алайского хребтов, отмечается широкое развитие террас. Это также свидетельствует о более интенсивном поднятии территории, расположенной южнее долины р. Кызылыу — Сурхоб.

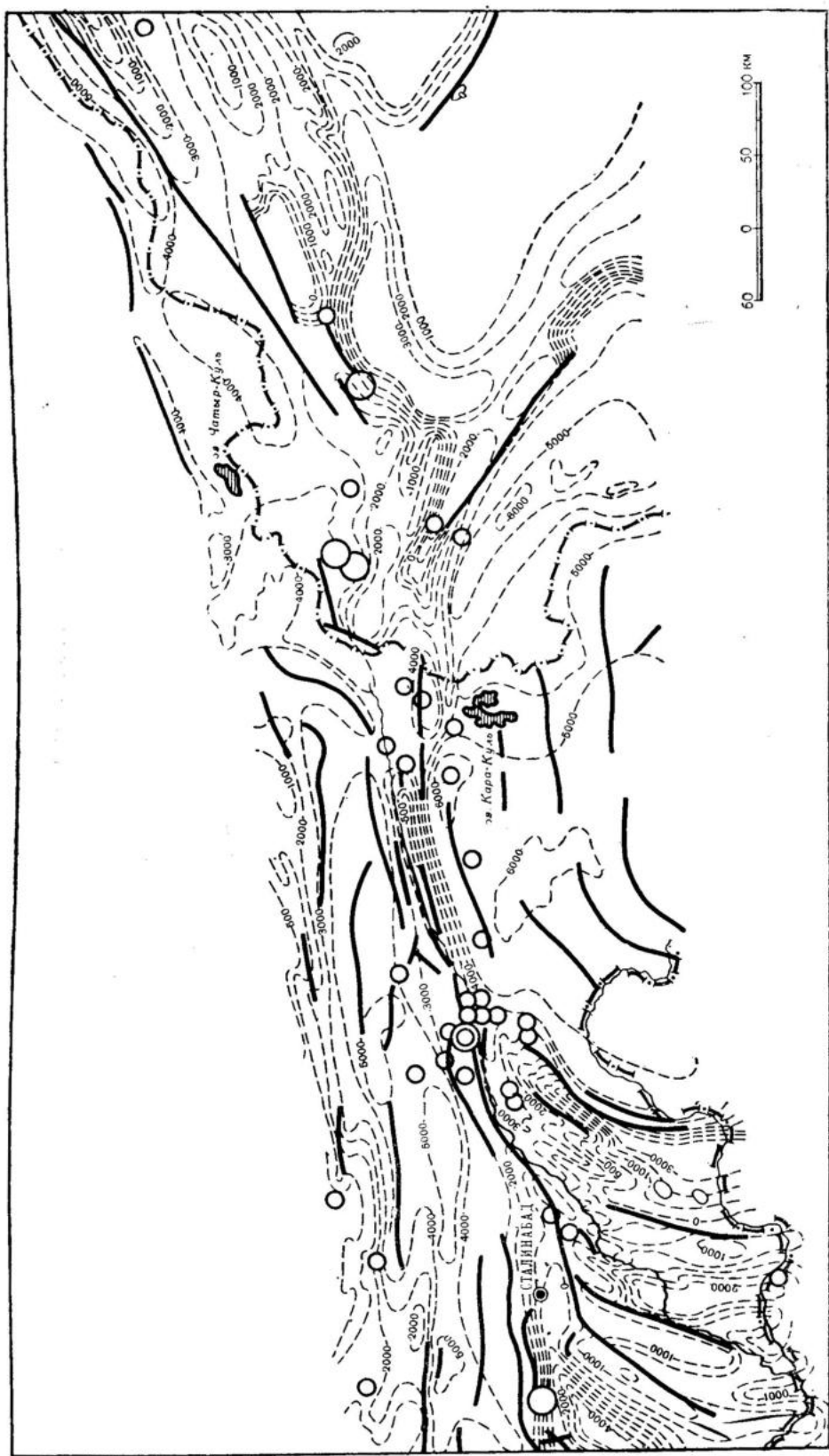


Рис. 37. Карта новейших тектонических движений Памиро-Алайской зоны (см. текст)

Таким образом, во время четвертичного периода происходит прогибание и заполнение депрессионной зоны мощными толщами аллювия. Мощности его на участке между Гармом и Новабадом, вероятно, превышают 100 м. В настоящее время продолжается интенсивное прогибание южного участка платформы, примыкающего с севера к долине р. Сурхоб. Об этом свидетельствуют погружение Кабуд-Крымского массива, примыкающего с севера к долине р. Сурхоб (отмечаемое многими исследователями), и современный облик долины этой реки на отмеченном участке. Более восточный участок долины (Кызылсуйский) характеризуется наиболее глубоким врезом. Благодаря интенсивному поднятию северного и южного борта накопления аллювия здесь почти не происходит.

Важно отметить, что граница между двумя выделенными участками не является резкой. Как было показано выше, существует очень сложный переход от наиболее поднятого Джиргатальского участка к менее поднятому Кызылсуйскому. Необходимо также отметить, что наибольшее поднятие соответствует участку депрессионной зоны между Таджикабадом и Джиргаталем (увеличение высоты террас, а также высоты, на которой подрезаны конусы выноса в левобережье р. Сурхоб).

Наконец, несколько слов следует сказать об отмечавшейся выше четковидности строения долины. По-видимому, такое четковидное строение является закономерным для депрессионных полос. Объясняется это тем, что при интенсивном погружении в пределах этих полос происходит подпруживание боковых притоков р. Сурхоб—Кызылсу и заполнение нижних частей их долин аллювиальными отложениями. При этом долина имела тенденцию к расширению на север, и разгрузка реки происходила дальше от устья. Это явление отметил Г. И. Рейснер. Анализируя строение долины р. Вахш и нижнего течения р. Сурхоб (устное сообщение), он обнаружил, что все крупные расширения долины р. Сурхоб расположены при впадении в нее крупных притоков. Кроме того, подтверждением этого служит следующее обстоятельство: по крупным притокам р. Вахш отмечается уменьшение мощности аллювия и высоты террас вверх по течению. В долине р. Сурхоб при слиянии ее с крупными правыми притоками и, в меньшей мере, с левыми находятся языки четвертичных отложений значительных размеров, заходящие далеко вверх по долинам притоков. Такие расширения наблюдаются у устья р. Муксу, у городов Джиргаталь, Хаит, Гарм, Новабад, кишлаков Каланак и Шуль. Расширенные участки долин закономерно сменяются суженными.

Современная Алайская впадина имеет сложное строение. Западная и южная части впадины являются остаточными от мезозойской интрагеосинклинали. Последняя на протяжении неоген-четвертичного периода постепенно сокращалась, как было показано выше. Большая часть ее была втянута в поднятие в конце палеогена — начале неогена. В начале четвертичного периода интрагеосинклиналь сократилась еще более. Произошло обособление Алайской впадины в ее современных контурах — части интрагеосинклинали, сохранившей в четвертичное время тенденцию к прогибанию (передовой прогиб).

Восточная часть впадины имеет иное строение. В четвертичном периоде на востоке происходит «накатывание» впадины к северу на южную часть платформы и ее переработка. Это подтверждается следующими наблюдениями.

1. На схеме, отражающей положение палеозойского фундамента (см. рис. 11), видно, что наиболее глубоко палеозойские отложения погружены в западной и южной частях впадины, где они перекрыты мощными толщами мезозой-кайнозой. В восточной части впадины палеозойский фундамент поднят очень высоко и на поверхности отмечаются отдельные выходы палеозоя.

2. В северо-восточной части впадины мезозойские породы отсутствуют и четвертичные отложения ложатся непосредственно на палеозой.

3. В восточной части Алайского хребта отсутствуют предгорья и четвертичные отложения впадины непосредственно граничат с палеозоем.

В четвертичное время продолжается (относительное) погружение впадины, о чем свидетельствуют факты:

1. Большая мощность выполняющих впадину аллювиальных, пролювиальных, ледниковых, флювиогляциальных и других четвертичных отложений, которая на востоке превышает 200 м, а на западе значительно увеличивается.

2. При приближении к Алайской впадине высота некоторых террас возрастает, что свидетельствует о погружении северной части впадины относительно поднятий Алайского хребта.

3. Как уже отмечалось, низкие предгорья Алайского и Заалайского хребтов отделены от четвертичных отложений Алайской впадины уступом высотой в несколько десятков метров.

4. Для долины р. Кызылсу в восточной и центральной частях впадины характерно отсутствие надпойменных террас и широкое развитие пойменных, иногда заболоченных.

Асимметрично строение впадины не является случайностью. Можно предположить, что причиной этого является различная интенсивность поднятий хребтов, обрамляющих долину. Так, Заалайский хребет, поднимающийся более интенсивно, втянул в поднятие южную часть Алайской впадины и оттеснил к северу долину р. Кызылсу. Кроме того, Заалайский хребет, сложенный мезозой-кайнозойскими отложениями, разрушается сильнее, чем Алайский, образованный более плотными породами палеозойского возраста. В результате, мощный вынос рыхлого материала из пределов Заалайского хребта также способствует отодвиганию долины р. Кызылсу к северу.

Современный этап четвертичной истории депрессий восточного фланга ознаменовался мощным поднятием Куньлуня и Тянь-Шаня, увеличившим их высоту на 600—1000 м. Наиболее интенсивно поднимался Куньлунь, что вызвало эрозию и накопление мощных осадков у его подножия. Высота поверхности аллювиальной равнины Яркендской депрессии постепенно достигла уровня плоского и слабоподвижного Ойхаратского поднятия, а потом оказалась выше него. В связи с этим полоса минимальных отметок сместилась к тянь-шаньскому борту, куда устремилась реки. Главная водная артерия Западного Куньлуня — р. Яркенд-Дарья, достигнув предгорий Тянь-Шаня, повернула на восток, в сторону Лобнорской низменности.

Таким образом, новейшие движения преобразовали рельеф Таримской впадины и уничтожили в геоморфологическом отношении Ойхаратское поднятие, которое было погребено под слившимися аллювиальными равнинами Яркендской и Предтяньшаньской депрессий. В центральной и западной частях впадины, находящейся в границах древнего Ойхаратского поднятия, где субстрат образует коренные породы палеозойского и докембрийского возраста, развиты грядовые пески, а в юго-западной части впадины, относимой к Яркендской депрессии и выстилаемой новейшими речными и озерными отложениями, развиты барханные пески.

Заканчивая рассмотрение формирования современного рельефа Памиро-Алайской зоны, необходимо более подробно остановиться на вопросе о возрасте поверхностей выравнивания.

Относительно количества поверхностей выравнивания и их возраста высказывались различные мнения. Н. А. Гвоздецкий считал, что на хребте Петра Первого имеются разновозрастные поверхности. Наиболее древняя из них располагается на северо-востоке хребта, на высотах более 3700 м. Другие, более молодые поверхности находятся на высотах 2800—3100 м

(верхний ярус) и 2000—2300 м (нижний ярус). Наиболее древнюю поверхность денудации Н. А. Гвоздецкий относил к верхнему неогену и сопоставлял ее с остатками плато Федченко (Памирское фирновое поле).

Поверхности выравнивания (верхнего и нижнего яруса), расположенные на разных уровнях, он считает разновозрастными.

В качестве доказательства разновозрастности поверхностей верхнего и нижнего яруса он приводит следующие соображения: поверхность нижнего яруса сформировалась позднее верхнего, так как она отличается неглубоким врезанием долин первого этапа расчленения; в то же время они сильно расчленяют денудационную поверхность верхнего яруса. Далее он отмечает, что эти долины перекрываются моренами максимального оледенения среднечетвертичного времени (Гвоздецкий, 1957).

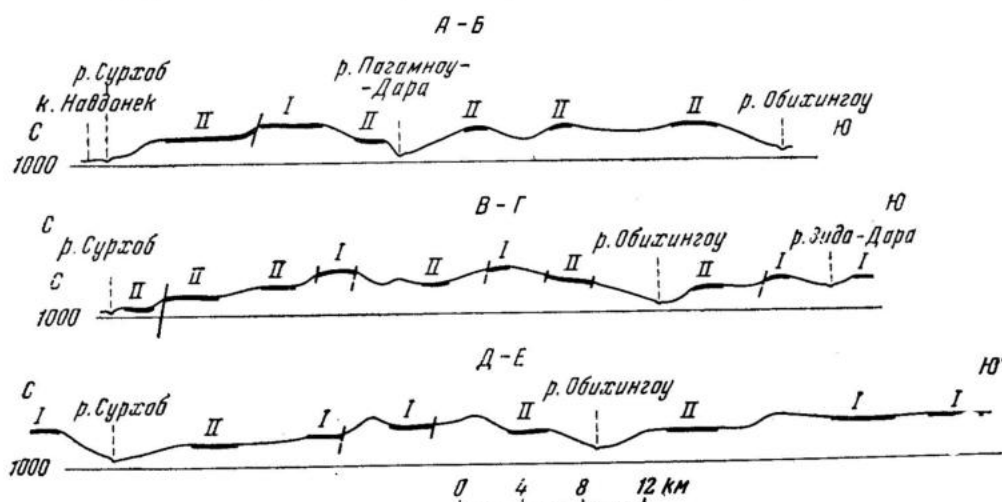


Рис. 38. Профили к схеме распространения поверхностей выравнивания

Позднее в этом районе работала Е. Я. Ранцман. Она считает, что на северном склоне хребта Петра Первого развита одна поверхность выравнивания, поднятая в настоящее время по разрывам на различную высоту (устное сообщение).

Наши исследования показывают, что на хребте Петра Первого и Заалайском имеются две разновозрастные поверхности выравнивания. Наиболее древняя поверхность выравнивания, обрывки которой располагаются на водораздельной части хребтов Петра Первого и западного окончания Заалайского на высотах свыше 3700 м, хорошо параллелизуется с остатками древней денудационной поверхности Северного Дарваза, находящейся на высоте 3900—4000 м и называемой «хострогинским уровнем». Поверхность этого уровня прослеживается по рекам Обихингоу и Пяндж. Постепенно она суживается в пределах Памиро-Дарвазского подиятия. В. И. Попов, изучавший геоморфологию Дарваза, считал, что хострогинский уровень соответствует верхнему неогену, и коррелятивными отложениями для него являются наиболее верхние горизонты конгломератов (джаридириданских) полизакской свиты. Более молодой уровень денудационной поверхности располагается на северном склоне хребта Петра Первого и лишь отдельные обрывки ее отмечаются по южному. Эту поверхность можно увязать с более низким (3200—3500 м) денудационным уровнем в Дарвазе (даштиузбеконским), коррелятивными отложениями которого В. И. Попов считает верхнюю часть килимбинской свиты, сопоставляемой с кулябской свитой ( $Q_1$ ).

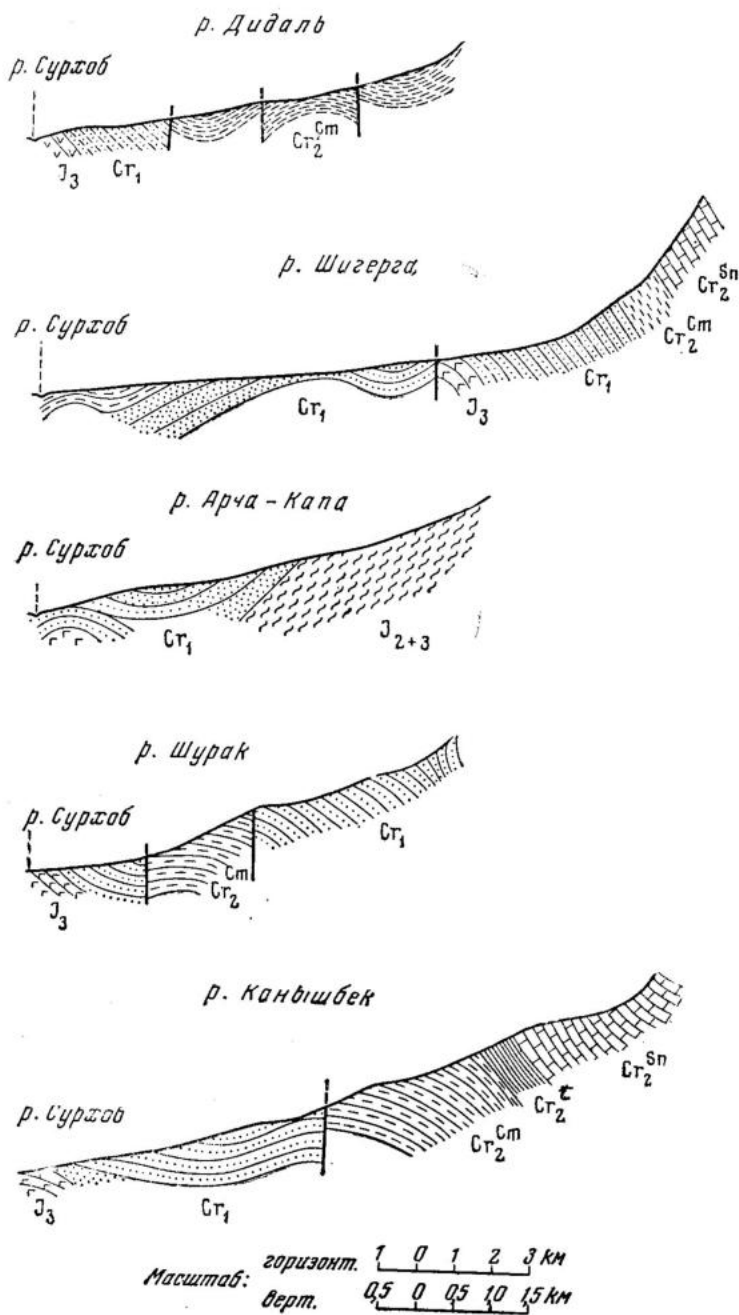


Рис 39. Продольные профили левых притоков р. Сурхоб

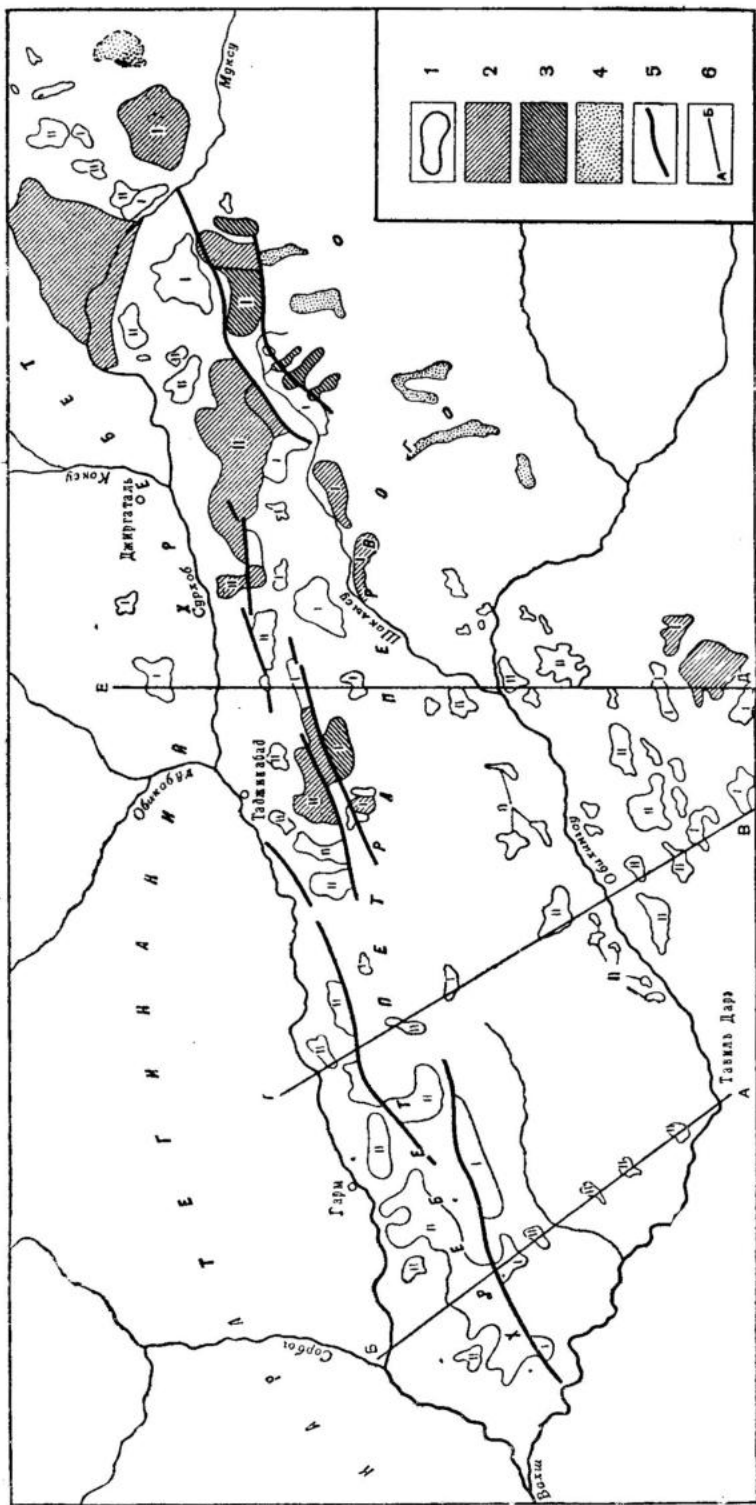


Рис. 40. Схема распространения поверхностей выравнивания.

1 — поверхности выравнивания с указанием возраста: I — древние неогеновые, II — четвертичные; 2 — морены плейстоценового оледенения; 3 — морены эоплейстоценового оледенения; 4 — современные морены; 5 — линии профилей; 6 — линии разломов

Н. А. Гвоздецкий считает расположенные на разных уровнях, как было указано выше, поверхности (верхнего и нижнего яруса) разновозрастными. По нашим же данным, оба яруса соответствуют одной поверхности, разбитой разломами и смешанной по ним относительно друг друга (рис. 38). На это указывает тот факт, что оба яруса расположены в зоне глубинных разломов, в которой происходят интенсивные блоковые перемещения, о чем свидетельствуют продольные профили притоков р. Кызылсу — Сурхоб, имеющих невыработанную форму (рис. 39). Кроме того, денудационные поверхности нижнего и верхнего ярусов, расположенные на разных высотах, разделяются крутыми уступами, совпадающими с разрывами (рис. 40).

Об одновозрастности верхнего и нижнего яруса поверхности выравнивания (по Н. А. Гвоздецкому) может свидетельствовать и тот факт, что на них лежат морены средне- и верхнечетвертичного возраста и нет следов того, чтобы во время оледенения уже существовали два различных уровня нижней поверхности. К тому же аналогов двух низких поверхностей денудации ни на Дарвазе, ни на Памире нет. Поэтому вряд ли можно полагать возможным выработку поверхности выравнивания лишь в пределах северного склона хребта Петра Первого.

Четвертичный возраст нижней поверхности выравнивания подтверждается тем, что она срезает конгломераты плиоцен-плейстоцена в присурхобской части между Новабаром и Комсомолабаром.

Таким образом, на хребте Петра Первого и, частично, на Заалайском существуют две разновозрастные поверхности выравнивания — древняя, образовавшаяся в неогене, и более молодая — нижнечетвертичная.

Для сопоставления с сейсмичностью исключительное значение имеет количественное выражение новейших тектонических движений. С этой целью нами составлена схема этих движений, отражающая суммарный результат перемещения подошвы морского палеогена за период с конца олигоцена по настоящее время (см. рис. 37). Эта схема является частью карты новейших движений Средней Азии, в составлении которой принимали участие М. В. Гзовский, В. Н. Крестников, Н. Н. Леонов, И. А. Резанов, Г. И. Рейснер (1960). Как видно из рис. 40, размах тектонических движений за верхнеолигоцен-четвертичное время достигает около 10 км на флангах Памиро-Алайской области и уменьшается вдвое в пределах ее центральной части. При этом необходимо иметь в виду, что основное поднятие произошло за период с конца неогена по настоящее время. Наибольшая контрастность наблюдается на северном склоне хребта Петра Первого и в Синьцзяне, в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня с расположенной южнее депрессией (на западе и востоке).

### **ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ**

Складкообразование альпийского этапа развития, в результате которого были сформированы структуры Памиро-Алайской области, в разных районах проявилось в различное время. Имеющийся материал не позволяет определить, происходило ли складкообразование в течение юрского времени. Если складчатые движения в это время и имели место, то они проявились слабо и не привели к формированию достаточно крупных самостоятельных структур на всей территории Памиро-Алайской зоны. По данным Л. Н. Смирнова, на месте гор Коктуп (на южном продолжении Ферганского хребта), судя по изменениям мощностей и фаций юры, отмечается медленный рост структур.

Предмолочная фаза складчатости была более интенсивной в некоторых районах Памиро-Алайской зоны. В это время сформировалась в основном

антиклинальная структура Ферганского хребта, в том числе ее южное окончание на территории КНР (горы Коктуш). По данным В. М. Силицына, отложения нижнего мела залегают здесь с резким угловым несогласием, с базальными конгломератами в основании и на сложном смятом комплексе юрских пород. Слабее, но все же достаточно сильно, проявились предмеловые складчатые движения на южном склоне Алайского хребта, в районе Дараут-Кургана, где установлены значительные угловые несогласия между юрскими и нижнемеловыми породами. Интенсивность предмелового складкообразования резко ослабевает в южном направлении. На южном крыле Заалайского хребта наблюдается согласное перекрытие юрских пород нижнемеловыми. Во время мелового периода здесь, по-видимому, не было значительных складчатых движений. Небольшие поднятия в конце верхнего мела сопровождались глубоким размывом отдельных горизонтов в районе Иркештамского поднятия перед отложениями палеогена. В районе Иркештама и на отдельных участках в Силицынне палеоценовые отложения трансгрессивно, с размывом ложатся на сеноонские и даже туронские породы.

Следующий крупный этап складкообразования произошел в Памиро-Алайской зоне в конце палеогена — начале миоцена. В это время происходит заложение, а в отдельных местах и окончательное формирование складчатой структуры Сорбулакского антиклинория. Об интенсивности предмиоценовых движений в центральной части Памиро-Алайской зоны говорит присутствие в осадках массагетского яруса гальки меловых пород, в том числе красноцветов нижнего мела. Об этом же свидетельствует крупность и слабая окатанность обломочного материала.

В других районах рассматриваемой территории предмиоценовое складкообразование проявилось слабее. В Силицыне, в хребте Кабатуе фиксируется лишь погрубение фаций и уменьшение мощностей.

Основная складчатость, в результате которой были сформированы основные структурные комплексы, произошла в конце неогена. В это время был интенсивно смят весь мезозой-кайнозойский комплекс пород. Плиоцен-плейстоценовые отложения обычно лежат с резким угловым несогласием на более древних породах. Это хорошо видно на геологических картах и признается всеми исследователями за основную фазу складчатости.

Имеющиеся материалы убедительно говорят, что складчатые структуры Памиро-Алайской зоны были сформированы именно в конце неогена и лишь незначительно переработаны в последующее время. Более ранние движения, как уже отмечалось, здесь почти не проявлялись.

В результате тектонических движений в начале четвертичного периода образовались крупные сводовые поднятия и заложилась впадина между ними. Последующими верхнечетвертичными восходящими движениями эти поднятия были разбиты разрывами и вследствие интенсивных подвижек по нарушениям образовалась складчатая структура исследованного района.

Таким образом, наиболее древняя (предмеловая) фаза проявилась на востоке и севере Памиро-Алайской зоны в пределах эшигерцинской платформы. В дальнейшем, уже во вторую половину третичного времени, наблюдается последовательное смещение фаз складкообразования в южной части интрагеосинклинали в северном направлении, в сторону от оси поднятия. Наиболее молодая складчатость развивается на флангах, в пределах Таджикской депрессии (Кулябский район) и на западном замыкании Кашгарской впадины.

Итак, для Памиро-Алайской зоны устанавливается определенная закономерность миграции в пространстве фаз складкообразования, заключающаяся в последовательном распространении этого процесса на все более отдаленные участки от осевой части Северного Памира, сформировавшейся еще в конце палеозоя.

Проанализировав фации и мощности мезозой-кайнозойских отложений Памиро-Алайской зоны, мы попытались нарисовать картину альпийской истории развития этой территории. В заключение просуммируем эти данные в основные выводы, которые нам будут необходимы в дальнейшем при сопоставлении сейсмичности с особенностями геологического строения зоны.

В конце палеозоя на севере Памиро-Алайской зоны образовалась платформа, а на юге располагалась геосинклинальная область. С начала мезозоя развитие зоны в западной и восточной частях происходило различно. На западе (до кишлака Иркештам на востоке) продолжал развиваться прогиб, который выклинивался на востоке в бассейне р. Маркансу. Постепенно в прогибании вовлекались все более северные и восточные участки. При этом на платформе интенсивность тектонических движений была в 5—10 раз слабее, чем в интрагеосинклинали. В пределах Синьцзяна в начале мезозоя заложился обособленный межгорный приразломный прогиб северо-западного простирания; в конце юры северная его часть закончила свое существование и на ее месте возникло поднятие.

В западной части зоны оси максимальных прогибаний мезозой-кайнозойского времени постепенно переместились к северу с одновременным исчезновением к началу палеогена резких отличий между алайским и заалайским типом фаций.

В конце верхнего мела произошла смена режима тектонических движений, которая вызвала поднятия отдельных участков прогиба. Эти поднятия в районе Иркештама разобили Таджикскую и Кашгарскую области накопления осадков.

В палеогене изменение характера тектонических движений вызвало некоторое перераспределение осадков в областях сноса и аккумуляции. Поднятие гор Коктун слилось с поднятием восточной области Алайского хребта в единую область и прервало связь между Ферганским и Кашгарским бассейнами.

В конце олигоцена тектонические движения стали более интенсивными и дифференцированными. Нисходящие движения сменились восходящими. На всей территории начался новый этап развития — континентальный. На юге, в центральной части прогиба возникло Сорбулакское поднятие. Вследствие этого зоны прогибаний мигрировали к северу и югу и разбивались на отдельные впадины, где накопилось до 2000 м грубообломочных осадков.

В конце неогена произошел дальнейший рост древних поднятий и возникли новые поднятия в восточной части Заалайского хребта и в Синьцзяне. Наряду с этим происходило опускание небольших участков. Интенсивные опускания испытывают отдельные участки, бывшие ранее поднятиями. Значительные прогибания продолжали испытывать Предпамирский, Предтяньшаньский и Предкуньлуньский прогибы. При этом наибольшие нисходящие движения проявились в западной и восточной частях Памиро-Алайской зоны, где отложилось соответственно 5500 м на западе и около 3000 м осадков на востоке. В центральной части зоны прогибания были раза в 2—3 меньше. Это отчетливо видно на структурно-фациальных профилях А—Б и С—Д (рис. 41).

В конце олигоцена и особенно в начале четвертого периода резкая активизация тектонических движений охватила альпийскую геосинклиналь и платформу, причем интенсивность тектонических движений на платформе приближается к характеру тектонических движений в геосинклинальной области.

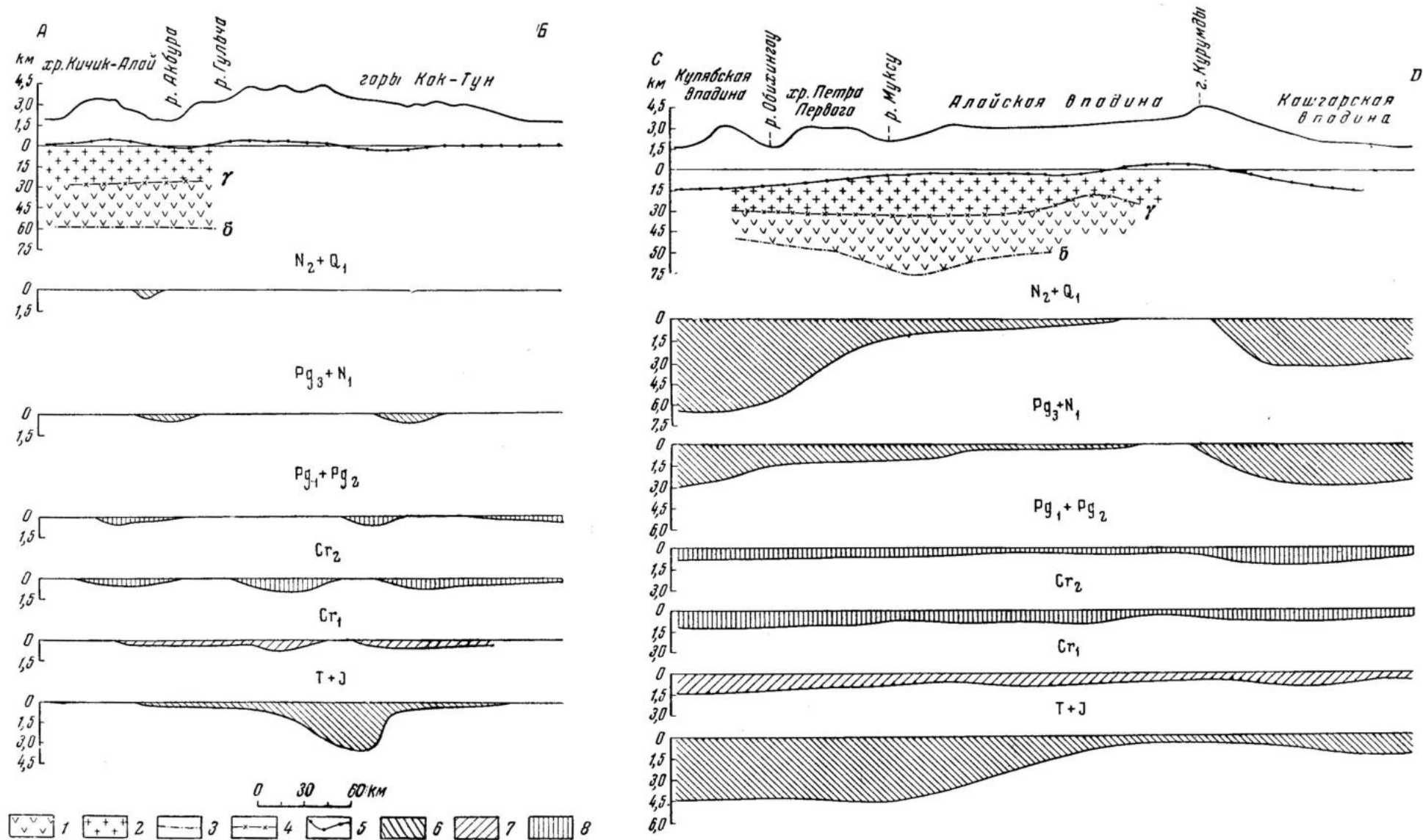


Рис. 41. Структурно-стратиграфические профили (см. рис. 13).

По линии А—В — Куляб — хребет Петра Первого — Алайская впадина — Курумды-Кашгарская впадина. По линии С—Д — по 40° параллели: 1 — базальтовый слой; 2 — гранитный слой; 3 — граница земной коры (граница Мохоровичича,  $\delta$ ); 4 — поверхность базальтового слоя,  $\gamma$ ; 5 — поверхность палеозоя; 6 — песчано-конгломератовая фация; 7 — красные цвета; 8 — морские и лагунные отложения

В начале четвертичного этапа, в результате резкого усиления темпа движений, была создана сложная структура зоны сочленения альпийский геосинклинали и активизированной новейшими движениями эпигерцинской платформы.

Для Памиро-Алайской зоны характерна глыбовая тектоника. Крупные структурные блоки перемещаются по крупным разломам, играющим роль структурных швов. Поднятия ограничены зонами глубинных разломов. Граница между поднятием переработанной платформы и краевым прогибом проходит по зоне глубинных «петровских» разломов. В пределах Синьцзяна Сулуктерекский массив и Кокшаальское поднятие ограничены с юга крупными разрывами.

Дугообразность и сложность тектонических зон Памира и Тянь-Шаня надо считать первичными, а не возникшими в результате движения масс с юга в альпийское время. Дугообразность структуры унаследована от древних структур геосинклинальной области и обуславливается расположением древних устойчивых массивов. Характер развития краевого Предпамирского прогиба — преобладание континентальных фаций над морскими, сравнительно небольшие мощности, отсутствие изверженных пород — отвечает парагеосинклинальному режиму (Белоусов, 1954<sub>1</sub>).

## Глава VII

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПАМИРО-АЛАЙСКОЙ ЗОНЫ

Прежде чем перейти к районированию, отметим основные закономерности развития Памиро-Алайской зоны. Рассмотренная нами выше история развития этой территории позволяет выделить как для всей зоны, так и для каждой определенной тектонической единицы последовательную, в альпийском цикле, смену трех различных этапов тектонического развития.

1. Этап вертикальных движений (сначала с преобладанием прогибаний, затем поднятий и расширением последних).

2. Складкообразование.

3. Новейшие поднятия, проявляющиеся на заключительном этапе.

Все три типа развития проявляются на фоне общих колебательных движений. Остановимся на каждом из них в отдельности.

Тектонические движения на начальном этапе развития Памиро-Алайской зоны расчленили ее на ряд прогибов и поднятий. В пределах зоны движения этого этапа имели определенную направленность. После крупных юрских прогибаний на южном продолжении Ферганского хребта, на рубеже юры и мела, возникло поднятие. На остальной территории продолжались интенсивные нисходящие движения вплоть до верхнего мела. В конце верхнего мела почти вся центральная часть зоны испытала поднятие. В палеогене вновь преобладали нисходящие движения, которые в конце олигоцена сменились поднятиями. Разрастание последних шло главным образом в северном направлении со стороны устойчивого Северо-Памирского поднятия. Этот процесс происходил не равномерно, а определенными импульсами, во время которых наблюдалось перераспределение плана тектонических движений. Так, в конце верхнего мела наступил переломный момент и восточная часть в районе кишлака Иркештам испытала поднятие. Главный скачок наблюдался в конце палеогена, когда южная часть прогиба испытала обращение и превратилась в поднятие, а области крупных прогибаний мигрировали к северу. Таким образом, для первой стадии характерны, с одной стороны, определенная направленность развития, заключающаяся в разрастании поднятий и миграции прогибов и с другой — скачкообразность этого процесса.

Второй стадией является складкообразование, в процессе которого происходит формирование складчатой структуры той или иной зоны. В Памиро-Алайской зоне оно произошло за период с конца олигоцена до нижнечетвертичного времени. Для обоих флангов зоны существенное значение имело и более молодое четвертичное складкообразование. Несомненно, что в

пределах этого длительного отрезка времени наблюдались кратковременные усиления складкообразования, но выделить эти более дробные фазы пока не представляется возможным.

Вслед за складкообразованием наступает новая, последняя стадия развития области — возникновение сводово-блоковой складчатой структуры. Для новейшего времени устанавливается такая же направленность развития, заключающаяся в разрастании поднятий, что характерно и для более ранних этапов. Область поднятий расширяется путем вовлечения в нее складчатых участков, ранее относительно опущенных. Этот процесс происходит на фоне крупных колебаний земной коры, в процессе которых эпохи поднятий сменяются эпохами относительных опусканий. Однако восходящие движения преобладают и постепенно разрастаются.

В рассмотренной выше зоне отчетливо намечаются тектонические движения двух порядков. Движения первого порядка проявляются в виде крупных пульсаций, захватывающих огромные территории не только Памиро-Алайской зоны, но также и западные районы Альпийской геосинклинали. С эпохами опусканий связаны обширные трансгрессии моря; эпохи поднятий знаменуются регрессией, размывом отложений и складкообразованием.

В альпийском цикле можно установить следующие крупные пульсации. Юрский период являлся временем преобладания опусканий и последовательного развития трансгрессии моря, достигшей своего максимума в верхней юре. На границе юры и мела наблюдаются движения обратного порядка — поднятия, сопровождающиеся размывом, а иногда и складкообразованием, которое проявилось в восточной части Памиро-Алайской области (горы Коктун). Весь нижний мел и большая часть верхнего являются эпохой нового, более крупного опускания, чем юрское. Наибольшая трансгрессия моря соответствует нижнему турону. Новый этап поднятия наступает в датском веке — морские бассейны сохраняются лишь на западе. Весь палеоген до конца олигоцена представляет собой эпоху новых опусканий, хотя уже менее значительных, чем предыдущие. Максимальная палеогеновая трансгрессия была в алайское время. На рубеже палеогена и неогена наступает новая эпоха поднятий, в отдельных местах — складкообразование, сопровождающееся повсеместной регрессией моря на территории Памиро-Алайской зоны. В конце неогена, в плейстоцене, наступает последняя эпоха поднятий, продолжающаяся до настоящего времени. На фоне этих микроколебаний, охватывающих обширные территории, развиваются колебательные движения отдельных тектонических зон. Эти более локальные движения в общем совпадают с макроколебаниями первого порядка, но по-разному проявляются в каждой конкретной тектонической зоне.

В заключение следует подчеркнуть, что закономерности геотектонического развития, установленные для Памиро-Алайской зоны, наблюдались и в других районах Альпийской геосинклинали (Белоусов, 1954<sub>1</sub>; Резанов, 1959).

### **СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ПАМИРО-АЛАЙСКОЙ ЗОНЫ**

Рассмотренная выше история геологического развития, морфология складчатых сооружений и их возраст позволяет предположить тектоническую схему этой территории. В основе этой схемы лежит сформулированный В. В. Белоусовым принцип классификации складчатых зон по типам тектонического развития с учетом их морфологических особенностей.

Беря за основу классификации тектонических структур разных режим колебательных движений, мы тем самым учитываем основные факторы, ха-

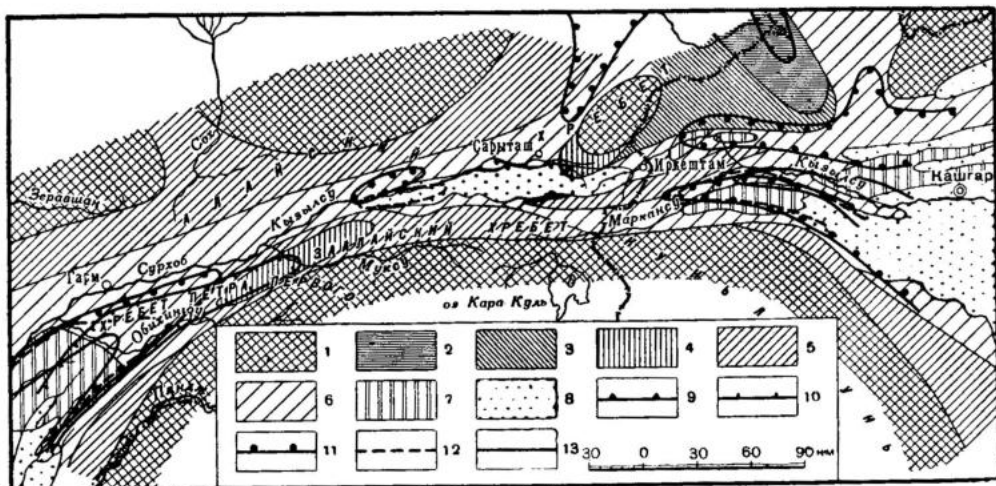


Рис. 42. Схема геотектонического развития Памиро-Алайской зоны.

1 — область унаследованного поднятия с палеозоя, 2 — с конца юры, 3 — в конце мела, 4 — с конца олигоцена, 5 — в неогене, 6 — в четвертичное время, 7 — в настоящее время, 8 — современные впадины. Области максимальных прогибаний: 9 — в юре, 10 — в мелу, 11 — в палеогене, 12 — в неогене, 13 — в начале четвертичного времени

рактически характеризующие тектонику той или иной зоны, а именно: ее возраст, морфологию и возраст складчатой структуры. На схеме (рис. 42) показано постепенное разрастание поднятий за счет уменьшающихся прогибов. В начале мезозоя устойчивое поднятие Северного Памира и Дарваза располагалось на юге. На севере области также существовали отдельные участки устойчивых поднятий. Постепенно, по мере развития области, отдельные части прогибов втягивались в поднятия и причленялись к уже существующим. Так, постепенно восходящими движениями была охвачена почти вся территория области, за исключением Кулябской, Алайской и Кашгарской впадин — участков современного накопления осадков. Схема тектонического развития Памиро-Алайской зоны и анализ ее современной структуры легли в основу построения тектонической схемы этой территории (рис. 43). В основу выделения крупных единиц — областей — положен признак общего развития в мезозой-кайнозойское время, т. е. характер их колебательных движений. По этому признаку выделяются альпийская геосинклинальная область и платформенные участки. В пределах областей выделяются зоны, которые в свою очередь подразделяются на подзоны; зоны и подзоны выделяются по признаку направленности тектонических движений и характеру структурных форм. Ниже приводится тектоническая схема (рис. 43) и объяснение к ней.

#### А. АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

I. Зона сводово-глыбового поднятия Северного Памира и Куньлуня.

1. Часть зоны, испытывавшая непрерывный неравномерный подъем в течение мезозоя и кайнозоя.

2. Участок, испытывавший прогибание в неогене, сменившееся поднятием в четвертичном этапе.

II. Зона Предпамирского краевого прогиба, испытывавшая интенсивное прогибание в мезозое и, частично, в кайнозое.

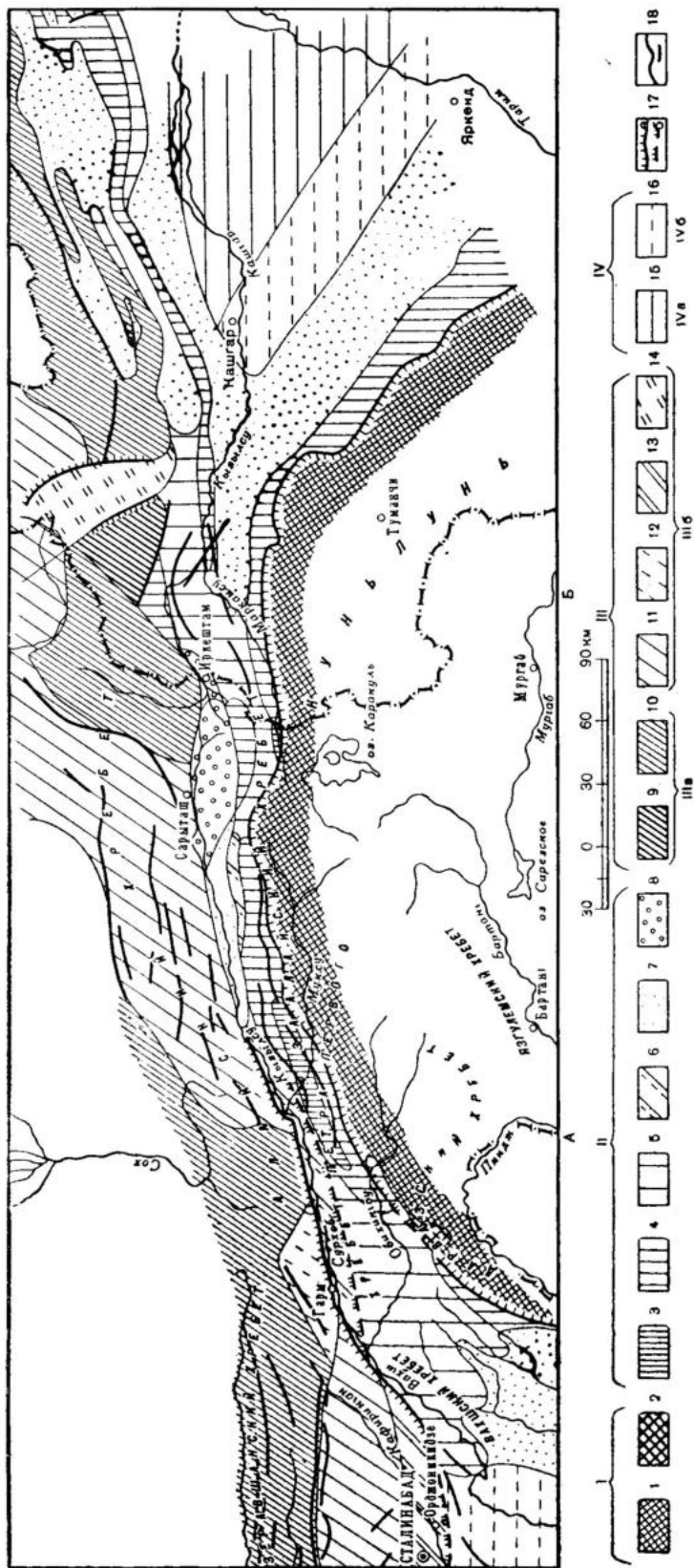


Рис. 43. Тектоническая схема Памиро-Алайской зоны (обозначения в тексте)

Общим для этой зоны является то, что вся она испытала крупные прогибания в юрском и меловом периодах и лишь в конце верхнего мела в ее пределах было кратковременное поднятие. В конце палеогена начались поднятия и складкообразования, в процессе которых формировался Сорбулакский антиклинорий. Зона характеризуется большой сложностью своего строения, в ней нередко развита изоклиальная складчатость, сопровождающаяся значительным числом разрывов.

Подзона Па. Обращенная часть прогиба.

3. Часть прогиба, испытывавшая поднятие в олигоцен-миоцене.

В осевой части она сложена породами юры и нижнего мела. На периферии этой подзоны выходят породы верхнего мела и палеогена. Подзона характеризуется интенсивной складчатостью. Осевая ее часть имеет коробчатую форму, складки осложнены крутыми разрывами. Породы на крыльях смяты в узкие складки, надвинутые друг на друга по разрывам широтного простирания.

4. Часть прогиба, испытывавшая поднятие с конца неогена.

Подзона сложена породами мела, палеогена и неогена. Мезозойские отложения смяты в сложные складки, часто изоклиальные. Благодаря надрвигам синклинали оказались редуцированными и антиклинали контактируют непосредственно между собой. Для этой части характерна типичная чешуйчатая структура Заалайского хребта. Породы неогена и, частично, палеогена характеризуются сравнительно пологими складками. Последние осложнены немногочисленными и быстро затухающими по простиранию разрывами. Для этой части подзоны характерно веерообразное строение.

5,6. Часть прогиба, испытывавшая поднятие в четвертичное время.

В строении подзоны принимают участие в основном породы мела и в незначительной мере кайнозоя. Отложения смяты в небольшие пологие брахискладки. В этой части развиты молодые поперечные разрывы, осложняющие простые структурные формы.

В подзоне по характеру четвертичных движений выделяются два участка:

5. Участок, испытывавший поднятие значительной интенсивности, сложенный отложениями кайнозоя, смятыми в крупные простые складки на западе и более сложные на востоке. Последние имеют веерообразное строение.

6. Участок, наиболее интенсивно поднимавшийся на протяжении четвертичного этапа. В его строении принимают участие главным образом меловые породы, которые смяты в простые брахискладки. В этой части развиты молодые поперечные разрывы, осложняющие простые структуры.

Подзона Пб. Необращенная часть прогиба, продолжающая прогибаться и в кайнозое.

Общим для подзоны является прогибание в четвертичное время, в процессе которого происходит накопление современных осадков. По положению палеозойского фундамента в подзоне выделяются две части.

7. Унаследованная часть — палеозойское основание погребено под мощными породами мезозой-кайнозоя.

Прогиб представляет собой крупную унаследованную синклинальную структуру. Крылья структуры сложены кайнозойскими отложениями, смятыми в простые складки. В осевой части эти складки скрываются под мощными четвертичными отложениями (Кулябская и Кашгарская впадины и западная часть Алайской).

8. Часть Алайской впадины, являющаяся наложенной почти вкрест палеозойским структурам. Здесь палеозойский фундамент частично выведен на поверхность, а большая часть его прикрыта маломощными четвертичными отложениями.

## Б. ПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБЛАСТИ

III. Зоны послеплатформенной активизации тектонических движений в кайнозое.

Для этой области характерным являются прогибания платформенного типа, начиная с лйаса. В конце палеогена здесь происходит активизация тектонических движений. На границе третичного и четвертичного периодов, благодаря резкому усилению этого процесса, по разломам произошли энергичные поднятия отдельных блоков. Среди них выделяются две подзоны.

Подзона IIIa. Структурные поднятия.

9. Наиболее поднятая часть южного края переработанной платформы (Сулуктерекский массив). Он сложен протерозойскими породами, смятыми в крупные складки, осложненные разрывами. Эта часть испытала поднятия в конце верхнего мела.

10. Поднятая часть, испытавшая непрерывный и неравномерный подъем в течение мезозоя и кайнозоя.

В этой области, кроме структурных поднятий, выделяются структурные депрессии, которые испытывали прогибания.

Подзона IIIб. Структурные депрессии.

11. Участок, прогибавшийся в мезозое и испытавший поднятие в конце неогена и в начале четвертичного времени. Он сложен в основном палеозойскими отложениями, а мезозой-кайнозойский покров сохранился лишь в отдельных впадинах. Реликты этих осадков смяты в простые крупные складки (грабен-синклинали).

12. Участок, испытавший прогибание с мезозоя, сменившееся поднятием в плиоцен-нижнечетвертичном времени, и относительно опускающийся в настоящее время (Кабуд-Крымский массив).

13. Участок, испытывавший прогибания с мезозоя, сменившееся поднятием в четвертичное время.

14. Структурная депрессия, прогибавшаяся с юры и сменившаяся поднятием в мелу. В ее строении участвуют нижне- и среднеюрские породы и в меньшей степени верхнеюрские. Отложения интенсивно смяты в сложные изоклиналиные складки. Для них характерно субмеридиональное направление простираний в противовес альпийской складчатости с широтным направлением.

IV. Зона энипротерозойской платформы.

В рамках рассматриваемой территории на западе выделяются Каратегинский срединный массив и на востоке — Таримский. При всем отличии как по размерам и структурному положению, так и по истории развития обе эти крупные структурные единицы обладают одинаковым строением — сложносмятым протерозойским основанием и платформенным чехлом палеозойских и мезозой-кайнозойских отложений.

В области срединных массивов выделяются две подзоны по характеру поведения фундамента.

Подзона IVa.

15. Устойчивые поднятия на протяжении всего мезозой-кайнозойского этапа.

Подзона IVб.

16. Небольшие прогибания в мезозой-кайнозое, которые частично сменились поднятиями в четвертичное время.

На схеме выделяются следующие группы разрывов:

17а. Глубинная зона разрывов. На поверхности она проявляется наиболее крупными продольными крутыми сбросами и взбросами, длительно развивающимися вдоль тектонических областей с различным режимом движений и уходящими глубже земной коры.

176. Разрывы, предполагаемые на глубине, под складками мезозой-кайнозойского покрова.

18. Коровые разрывы, развивающиеся внутри тектонических областей и рассекающие осадочный покров и палеозойское кристаллическое основание.

Заканчивая рассмотрение тектонического строения территории, остановимся особо на глубинных зонах разломов, так как последние играют значительную роль в тектонике областей сочленения Памира и Тянь-Шаня. На тектонической схеме выделяется целый ряд таких зон глубинных разломов, под которыми мы понимаем наиболее крупные продольные крутые взбросы и сбросы, длительно развивавшиеся вдоль границ тектонических областей с различным режимом движения и уходящие в настоящее время в глубокие слои земной коры. Обычно глубинные разрывы это не единые непрерывные разломы, тянущиеся на большие расстояния, а отдельные крупные тектонические нарушения, прослеживающиеся сравнительно далеко и часто кулисообразно подставляющие друг друга. Эти разрывы, затухая и вновь возникая, занимают сравнительно неширокую глубинную зону.

Глубинная зона разломов выделяется по северному обрамлению Памира, где палеозойские отложения контактируют с полосой мезозой-кайнозойских отложений хребтов Петра Первого и Заалайского. К разломам этой зоны относится и Каракульский надвиг (Губин, 1940), который точнее называть крутым взбросом. Глубинная зона прослеживается почти вдоль всей окраины Памиро-Алайской зоны и далее в Синьцзяне, в зоне развития Молукского разлома (Беляевский, 1956). К востоку от меридиана Кызыл-Арт (р. Маркансу), где меловые и третичные отложения трансгрессивно ложатся на мынтекинскую свиту, Каракульский надвиг на поверхности не прослеживается. По-видимому, молодые подвижки по древним швам происходили не повсеместно. Поверхность разрыва обычно падает к югу под различными углами. В западной части зоны, в районе р. Муксу, наклон разрыва около  $50-60^\circ$ . В более восточной части зоны, в бассейне р. Алтын-Дара по р. Миняр, угол наклона около  $60^\circ$ . В районе перевала Терс-Агар рэт-лейасовые отложения надвинуты на нижний мел под углом  $60^\circ$ , а к югу — под несколько меньшим углом.

Каракульский разрыв и ряд других крупных разломов в этой зоне следует относить к надвигам глыбового типа, проявившимся в альпийское время на месте ослабленной зоны древних глубинных разломов. По этим разломам произошли крупные поднятия окраинной зоны, которая надвинута по ним на расположенные севернее структуры. Амплитуда горизонтального перемещения по разломам обычно измеряется сотнями метров и несколькими километрами.

Следует еще раз подчеркнуть, что эти крупные надвижки не непрерывно тянутся с запада на восток, окаймляя прогиб с юга, а являются отдельными крупными разрывами, которые, то возникая, то затухая, кулисообразно подставляют друг друга. Амплитуда подвижек также не остается постоянной. Эти крупные разломы приурочены к определенной глубинной зоне разломов.

На севере Памиро-Алтайской зоны имеется северная зона крупных тектонических нарушений, проходящая по южному склону Гиссарского хребта и, частично, по Каратегинскому. Обычно она называется Вахшским сбросом, или линией Клебельсберга. По зоне разломов проходит тектоническая долина р. Сурхоб в районе Джиргаталя. Нами этот разлом, вернее зона, прослежена на востоке до р. Кичик-Карамук, после чего она переходит на левый берег р. Кызылсу — Сурхоб и сливается с южной глубинной зоной разломов, проявляясь на поверхности системой крупных крутопадающих разрывов. По Вахшскому сбросу проходит тектонический контакт

между палеозойскими и мезозойскими отложениями Южного Тянь-Шаня, отложениями хребта Петра Первого и западной части Заалайского. Амплитуда разрыва не менее 1—1,5 км (Резвой, 1955<sub>1</sub>, 2).

По северному борту Алайской впадины, западнее р. Алтын-Дара не наблюдается подобной зоны. Мезозой обычно трансгрессивно ложится на палеозой южных склонов Алайского хребта.

На востоке, у г. Кашгара (КНР) зона резкого контакта Южного Тянь-Шаня с Таримским массивом проходит по Восточнотяньшаньской глубинной зоне разломов. Эта зона прослеживается на запад до пересечения с крупным Талассо-Ферганским глубинным разломом юго-восточного простирания, уходящим к г. Яркенду (КНР) и ограничивающим Таримский массив с запада (Синицын, 1955<sub>2</sub>). О прослеживании глубинного разлома, разделяющего Южный Тянь-Шань и Таримский массив, к западу за Талассо-Ферганским разломом у нас нет никаких данных. Напротив, юго-восточные простирания мезозой-кайнозойских складок в пределах бывшего прогиба, располагавшегося вдоль Талассо-Ферганского разлома, имеют общие простирания с этим разрывом и позволяют предположить, что Восточнотяньшаньский глубинный разлом затухает восточнее Талассо-Ферганского.

Таким образом, единой глубинной зоны тектонических нарушений на севере Памиро-Алайской зоны не установлено. Имеющиеся крупные разрывы не приурочены к какой-либо узкой полосе, а наблюдаются по всему хребту. Следовательно, Вахшского сброса, в понимании Клеббельсберга и более поздних исследователей, на всем протяжении южной границы Тянь-Шаня нет.

Южнее «Вахшского сброса» располагается Петровская зона глубинных разрывов (Гзовский, В. Н. Крестников, И. Л. Нерсесов, Г. И. Рейснер, 1958). Эта зона разрывов существовала на протяжении всего альпийского этапа и являлась южной границей платформы. На востоке зона глубинных разломов проходила по северному склону Заалайского хребта, постепенно сближаясь с Каракульской зоной, с которой и сливается на крайнем востоке, в бассейне р. Маркансу. Эта зона на протяжении всего рассмотренного этапа была границей распространения геосинклинальных фаций отложенной краевой части альпийской геосинклинальной области.

Вдоль северного склона хребта Петра Первого И. Е. Губин выделял Вахшский надвиг, по которому геосинклинальные фации Северного Памира надвинуты на платформенные структуры Южного Тянь-Шаня. И. Е. Губин проводил этот надвиг на западе по Вахшскому хребту, а на востоке — по Заалайскому. Везде, по его данным, отложения нижнего мела надвинуты на более молодые отложения, вплоть до неогена.

Последними, более детальными работами в Гармской области было доказано, что единой линии Вахшского надвига не существует, а имеются отдельные крупные разрывы, которые искусственно были объединены И. Е. Губиным в один гигантский надвиг с огромной амплитудой до 12—15 км. Один из пунктов на востоке, на который опиралось положение об огромном пологом перекрытии нижнемеловыми отложениями всего разреза более молодых пород, был бассейн р. Гуломмы. Нашими работами в 1957 г. и независимо от них работами экспедиции ВАГТ (А. В. Артемов) было установлено, что надвиг представляет собой крутой разрыв, плоскость которого падает на юг под углом 60—70°. По этому разрыву на конгломераты неогена, падающие на юг под углом 50—60°, слегка надвинуты нижнемеловые песчаники, падающие на юг под углом 40—50°. В зоне разлома зажата перетертая чешуя верхнего мела (глины и мергели). Амплитуда перекрытия нижним мелом неогена около 1—1,5 км.

Таким образом, и в этом месте нет гигантского надвига с амплитудой свыше 10 км, о котором писал И. Е. Губин.

В заключение рассмотрения тектонических закономерностей формирования современной структуры Памиро-Алайской области нельзя не остановиться на вопросе о взаимоотношении Алая и Памира, т. е. о так называемой геологической границе Памиро-Алая.

### *О геологической границе Памира и Тянь-Шаня*

Можно сказать без преувеличения, что все исследователи, занимающиеся региональной геологией юга Средней Азии, уделяли большое внимание этому сложному (и одному из кардинальнейших) вопросу тектоники Азии. Мы проследим, как менялись представления о характере сочленения границы Памира и Тянь-Шаня с момента начала изучения геологического строения этой области.

В настоящее время существуют две, совершенно различные, точки зрения относительно геологической границы между активизированной платформой Тянь-Шаня и альпийской геосинклинальной областью Памира. Геологи, придерживающиеся первой из них, отвергают резкую границу между Памиром и Тянь-Шанем. Наиболее четко это сформулировал А. П. Марковский (1936), к которому присоединилось большинство исследователей Средней Азии. Другая группа тектонистов предполагает, что имеется резкая граница между платформой и геосинклинальной областью. Одни считают, что этой границей является Вахшский надвиг (И. Е. Губин), другие — Вахшский сброс (О. С. Вялов).

Большое значение для выявления характера соотношения Памира и Тянь-Шаня имеет глубинное строение области. Специальными работами по глубинному сейсмическому зондированию в 1955 г. была охвачена лишь центральная часть рассматриваемой территории.

Несмотря на то, что работы носили рекогносцировочный характер, они помогли осветить глубинное строение зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня. Кроме этих исследований, обработка записей землетрясений, произведенная коллективом ТКСЭ под руководством И. Л. Нересова, дала возможность вычислить мощность земной коры восточной части Таджикской депрессии. Последнее имеет огромное значение, так как эта часть зоны не была затронута глубинным сейсмическим зондированием (ГСЗ).

Как видно из разрезов к структурной схеме (см. рис. 13), Тянь-Шань имеет строение земной коры, отличное от глубинного строения Памира. Различие в составе коры выражается в изменении соотношения мощностей гранитного и базальтового слоев. На схеме вертикальной штриховкой была показана полоса, где мощности этих слоев равны между собой. Севернее этой полосы мощность гранитного слоя меньше мощности базальтового. Южнее соотношение обратное: мощность базальтового слоя больше гранитного. Полоса равных мощностей располагается вдоль Алайской долины лишь между меридианами  $71^{\circ}30'$ — $72^{\circ}30'$ , т. е. там, где обычно проводят границу между Южным Тянь-Шанем и альпийской структурой Северного Памира. К востоку от меридиана  $72^{\circ}30'$  полоса равных мощностей гранитного и базальтового слоев отклоняется к югу, в пределы южного склона Заалайского хребта. Западнее меридиана  $71^{\circ}30'$  эта полоса отклоняется к северу, уходя и пределы Южного Тянь-Шаня. Следовательно, эта полоса не может служить геологической границей между Тянь-Шанем и Памиром, так как она лишь на незначительном протяжении совпадает с той зоной, которой приписывают значение геологической границы первого порядка. На значительном протяжении она идет в пределах платформы западнее и в пределах альпийской зоны — восточнее места совпадения.

Рассматривая изоглубины границы Мохоровичича и гранитного слоя на территории Южного Тянь-Шаня, мы видим, что эта граница имеет

примерно широтное простирание с постепенным отклонением к югу. В этом же направлении уменьшается и мощность гранитного слоя.

При анализе глубинного строения Северного Памира бросается в глаза резкое увеличение мощности коры до 60 км в пределах западного замыкания Заалайского хребта. Ось впадины имеет практически меридиональное простирание в районе хребта Академии Наук, которое в северном направлении меняется на широтное. Одновременно с этим впадина выполаживается к северу. К востоку и западу от нее мощность земной коры уменьшается до 50 км.

Таким образом, при рассмотрении глубинного строения Южного Тянь-Шаня и Памира мы не обнаружили в широтном направлении каких-либо резких отличий в виде разрыва или флексуры между платформенной и геосинклинальной областью, которые могли бы служить геологической границей. В то же время в меридиональном строении Памира и края Южного Тянь-Шаня выделяются полосы с различным глубинным строением, причем различие между этими полосами гораздо большее в пределах Памира и Тянь-Шаня, чем между эпигерцинской платформой Тянь-Шаня и альпийской геосинклинальной областью Памира.

Анализ мезозой-кайнозойского этапа развития Памиро-Алайской зоны приводит нас к выводу, что между Памиром и Южным Тянь-Шанем с конца мезозоя существовала глубинная структура Предпамирского краевого прогиба. Этот прогиб на западе, унаследованный частично с палеозоя (хребет Петра Первого), был наиболее широким и глубоким, к востоку, в районе Иркештама он несколько сужался и мельчал, а затем в Синьцзяне снова расширялся и углублялся. Между северной и южной частью прогиба было существенное различие, которое, по мере развития области, сглаживалось и исчезло в конце мезозоя — начале палеогена. В конце неогена, когда нисходящие движения сменялись восходящими, различия между северной и южной частями прогиба вновь стали резкими. Южная часть испытала инверсию, и на месте прогиба возникли крупные горные сооружения хребтов Петра Первого и Заалайского. Северная часть прогиба частично втягивалась в поднятие, а частично продолжала прогибаться, захватывая и краевую часть платформы, в результате чего образовалась современная Алайская впадина.

Анализ истории Памиро-Алайской зоны показывает, что в разное время сочленение Памира и Тянь-Шаня происходило неодинаково. На палеозойском геосинклинальном этапе Памир и Тянь-Шань были частью единой геосинклинальной области. В альпийском этапе, когда Тянь-Шань развивался как платформа, а Памир продолжал свое геосинклинальное развитие, граница между этими структурами проходила по краевому прогибу, осложненному глубинной зоной разломов. В конце олигоцена, с начала активизации тектонических движений в пределах платформы они стали мало отличаться от движений в геосинклинальной области. На границе третичного и четвертичного времени различие это почти исчезло. Благодаря усилившимся тектоническим движениям как в пределах платформы, так и в геосинклинальной области была создана сводово-глыбовая структура. На современном этапе, как и на древнем палеозойском, Тянь-Шань и Памир развиваются одинаково и границы между ними провести нельзя.

## Глава VIII

### СЕЙСМИЧНОСТЬ ПАМИРО-АЛАЙСКОЙ ЗОНЫ

#### КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Первые сведения о землетрясениях стали поступать с 1890 г. Они собраны в каталоге И. В. Мушкетова и А. П. Орлова (1893) и во втором приложении к нему (Мушкетов, 1899).

В 1902—1912 гг. выходил бюллетень постоянной Центральной сейсмической комиссии, в котором собраны материалы о сильных толчках, в том числе происходящих и на рассматриваемой площади. На месте были обследованы лишь наиболее сильные землетрясения. При этом необходимо отметить, что детальность описаний была самой разной: от нескольких строк (Иркештамское землетрясение 1896 г.) до капитальных монографий с фотографиями, зарисовками, картами изосейст (Каратагское землетрясение 1907 г.).

До 1929 г. регистрацию подземных толчков в Средней Азии проводило несколько станций, оборудованных сейсмографами Б. Б. Голицына.

После 1929 г. положение изменилось. Были введены в действие сейсмостанции «Андижан» и «Самарканд», снабженные региональной записывающей аппаратурой П. М. Никифорова, которая позволяет определять положение эпицентра землетрясений с точностью до 20—50 км. Наряду с инструментальными наблюдениями последствия многих сильных землетрясений в Таджикистане изучались геологами. Б. М. Здорик, например, обследовал Файзабадское землетрясение, происшедшее 30 сентября 1930 г. Он составил карту изосейст и выяснил геологическую обстановку района землетрясения. По его данным, очаг землетрясения был неглубоким и связан с поверхностными разрывами хребта Сурхку. В. И. Попов дал описание Арганкульского землетрясения 31 августа 1934 г.

Начиная с 1935 г. обследования землетрясений в Таджикистане стал проводить И. Е. Губин. Ему мы обязаны не только детальными описаниями последствий почти всех сильных землетрясений Таджикистана, происходивших с 1935 г. до 1956 г., но и рядом обобщающих работ (Губин, 1943, 1955, 1960).

В 30-х годах наряду с работами, посвященными изучению отдельных землетрясений, появились и первые сводные работы. В 1933 г. В. П. Спесивцева в своем историко-статистическом обзоре приводит карту пунктов, для которых имелись сведения о землетрясениях. В этом же выпуске Трудов сейсмологического института помещена статья Д. И. Мушкетова о сейсмичности Средней Азии, где им выделяются вместе с другими районами следующие сейсмоопасные районы: Каратагский, Файзабадский, Кулябский и Иркештамский.

В 1935 г. Г. П. Горшков (1935) в своей работе о сейсмичности Южного Таджикистана в связи с его тектоникой, на основании изучения материалов и частичного обследования последствий Каратагского и Файзабадского землетрясений, выделяет две группы подземных толчков. Первая характеризуется неглубокими землетрясениями силой 8 баллов, которые происходят в Таджикской депрессии. Они часто повторяются в связи с разрывами. Вторая группа более сильных и глубоких землетрясений (типа Каратагского), возникающих на глубине около 100 км, приурочена к центральной части Зеравшано-Гиссарской горной системы.

Несколько позже П. К. Чихачев высказал некоторые соображения о геологических предпосылках тектонических землетрясений Юго-западного Таджикистана. В частности, Кулябские землетрясения он связывал с соляной тектоникой.

В 40-е годы сеть сейсмических станций расширилась и оборудование их было модернизировано. В 1940 г. была открыта сеймостанция в Сталинабаде, а в 1945 г. начала исследования Гармская постоянная экспедиция, реорганизованная в 1954 г. в Таджикскую комплексную сейсмологическую экспедицию Института физики Земли.

В 1947 г. в результате установки на станциях новейшей аппаратуры Д. П. Кириоса и Д. А. Харина ошибка в определении положения эпицентров землетрясений стала не превышать 10—25 км.

Хаитское катастрофическое землетрясение, происшедшее в 1949 г., послужило толчком в развитии сейсмологических исследований. Была создана временная сеть высокоточных станций, позволивших снизить ошибки в определении эпицентра землетрясений до 5 км и в дальнейшем до 4 км (1957 г.). При этом необходимо отметить, что такая точность достигнута лишь на территории Гармского района, находящегося в сфере действия этой сети. На всей остальной территории Памиро-Алайской зоны землетрясения регистрируются постоянной сетью сейсмических станций Средней Азии с точностью не более 25 км по классу А (Атлас сейсмичности СССР, 1960). После Хаитского землетрясения в западной части Памиро-Алайской зоны произошел целый ряд 8-7-балльных землетрясений и лишь несколько 7-балльных на восточном фланге, в том числе и Улугчатское. Последнее наряду с другими исследователями (Розова, 1956) было обследовано и автором (1959).

Одновременно с накоплением инструментальных данных обрабатывались макросейсмические наблюдения, делалась попытка выяснения связей между тектоникой и сейсмичностью. Так, в 1947 г. И. Е. Губин обобщил материалы изучения землетрясений в монографии, посвященной сопоставлению тектоники и эпицентров разрушительных землетрясений Таджикистана. Он выделил следующие сейсмогенетические зоны: а) систему крутых глубинных разрывов Южного Тянь-Шаня; б) северную фронтальную часть внешней зоны Северного Памира; в) тыловую часть внешней зоны Памира; г) район соляных куполов Куляба; д) область прикафирниганских складок. Каждой зоне соответствует свой тип землетрясений.

В дальнейших работах И. Е. Губин уточнил сейсмогенетические зоны, составил сеймотектоническую схему и разработал так называемый сеймотектонический метод изучения землетрясений. Согласно предлагаемым рекомендациям этого метода прежде всего необходимо выделить сейсмогенные разломы, видимые на поверхности, и затем провести зоны сотрясения определенных баллов. Четкого определения сейсмогенного разлома не приводится, и под ним можно подразумевать любой разрыв, независимо от возраста, амплитуды и его положения в структуре. Хотя этот метод был выработан на небольшой территории Гармского района,

И. Е. Губин претендовал на универсальность его применения от Карпат до Курильских островов. Изложенный метод был подвергнут суровой критике в статьях В. В. Белоусова (1954) и В. В. Белоусова, Г. П. Горшкова и Б. А. Петрушевского (1954), убедительно показавших неприменимость его не только для Таджикистана, но и для других территорий Советского Союза. В дальнейшем И. А. Резанов (1959) отмечал, «что сейсмогенетическая карта, составленная И. Е. Губиным для юго-западной Туркмении, является показательным примером сейсмического районирования, проведенного исключительно только по видимым на поверхности разрывам, независимо от их возраста, структурного положения и амплитуды» (стр. 197). Сопоставление сейсмичности с тектоникой Кавказа также показало, что применение методики И. Е. Губина на Кавказе привело бы к несправильным выводам и к невозможности построения сейсмогенетической карты этой территории, как это указывали И. В. Кириллова, Е. Н. Люстих и др. в 1959 г.

В 1955 г. Б. А. Петрушевский в своей монографии рассмотрел вопрос о связи геологических и сейсмических явлений. Критически разобрав представления предыдущих исследователей, автор на примере Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и Тянь-Шаня предложил сейсмогеологические критерии сейсмичности. В частности, высокая сейсмическая активность Гармского района объясняется им «высокой степенью унаследованности развития», т. е. подчеркивается прямое соответствие максимальной подвижности в прошедшие этапы и современных движений. Вследствие недостаточной изученности новейших и современных движений Б. А. Петрушевский предполагал сходство этих движений во всей Заалайско-Кашгарской зоне, в то время как сейсмичность ее участков — разной. Детальные работы в Гармской области М. В. Гзовского, В. Н. Крестникова, И. Л. Нерсесова, Г. И. Рейснера (1958) и автора показали, что интенсивность и контрастность новейших движений в Гармском районе находится в прямой связи с сейсмичностью. Наши исследования, как будет показано, позволили выделить участки в Памиро-Алайской зоне с различной интенсивностью и контрастностью новейших движений, хорошо согласующихся с распределением землетрясений.

Перейдем теперь непосредственно к рассмотрению сейсмичности в различных частях зоны. Памиро-Алайская зона в целом является одной из наиболее сейсмичных областей Советского Союза, для которой известно большое количество разрушительных землетрясений и громадное число менее сильных подземных толчков.

Высокосейсмичная полоса начинается западнее Сталинабада (от района Каратагского землетрясения 1907 г.) и протягивается на восток, вдоль южного края Тянь-Шаня, до района Джиргаталя, затем проходит по южному склону Заалайского хребта и уходит в Куньлунь. В районе Иркештама к ней подходит с востока другая высокосейсмичная полоса, протягивающаяся по южному склону хребта Кокшаал-Тау. Последняя начинается на востоке, в районе г. Аксу (КНР).

При анализе сейсмических данных о землетрясениях этих полос, приведенных на картах эпицентров в ряде работ и на карте плотностей (рис. 44), отчетливо видно неравномерное распределение землетрясений. Выделяется наиболее активная в сейсмическом отношении западная часть Памиро-Алайской зоны — Гармская область. Восточнее находится центральная часть зоны — Алайская впадина с горным обрамлением, где наблюдается резкий спад сейсмической активности. К востоку от Иркештама располагается восточная часть зоны, где количество толчков увеличивается по мере приближения к высокоактивному Аксу-Кашгарскому участку.

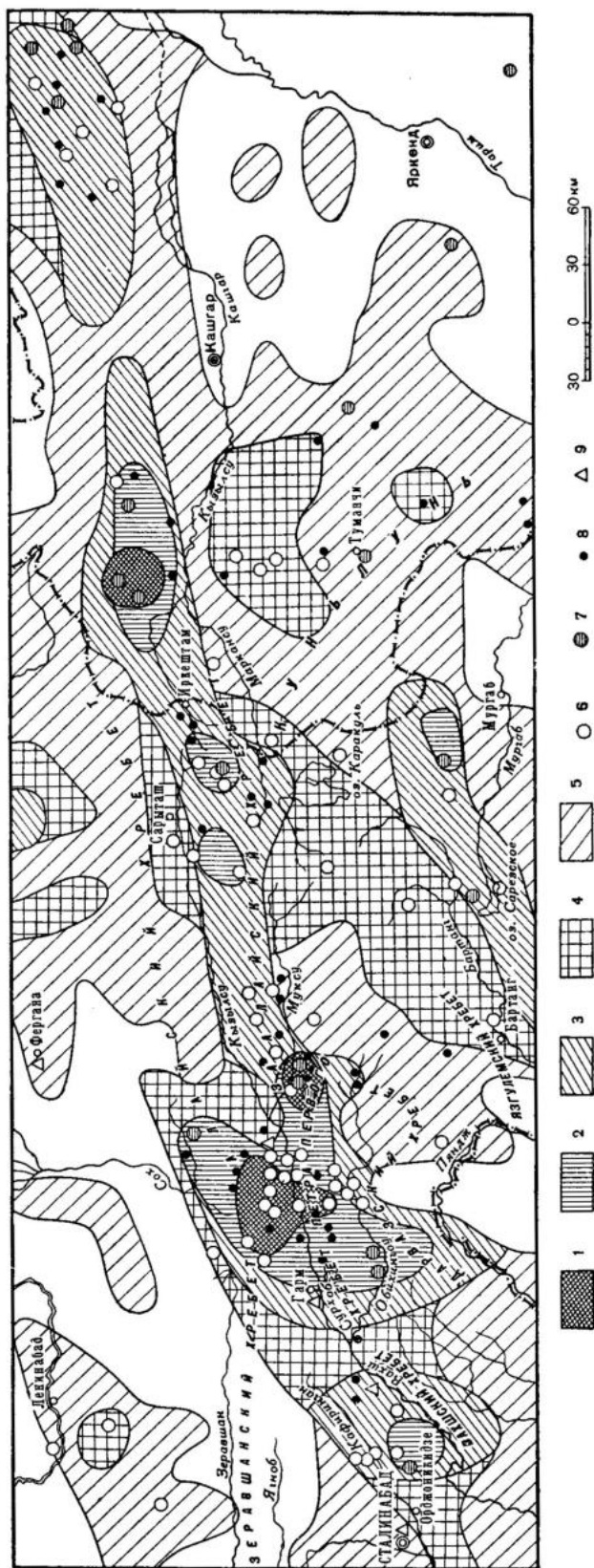


Рис. 44. Карта плотности слабых землетрясений (за 1950—1956 гг.), составила Н. А. Введенская.

1 — 31—60 эпицентров на 625 км<sup>2</sup>, 2<sup>1</sup> — 15—30 эпицентров на 625 км<sup>2</sup>, 3—7—14 эпицентров на 625 км<sup>2</sup>, 4—3—6 эпицентров на 625 км<sup>2</sup>, 5—1—2 эпицентра на 625 км<sup>2</sup>.  
 Интенсивность землетрясений: 6—М=5, 1941—1949 гг., 7—М=5, 1950—1956 гг., 8—М=4, 1950—1956 гг., 9—сейсмостанции

Остановимся в основном на сейсмичности восточной части Памиро-Алайской зоны. Это объясняется тем, что режим наиболее сейсмоактивной части рассматриваемой территории — Гармской области — изучен достаточно хорошо (Горшков, 1935, 1949; Губин, 1943<sup>з</sup>, 1950; Введенская, 1954, 1958). Почти все сильные землетрясения, происшедшие на этой территории, были в той или иной степени обследованы и описаны, для них составлены карты изосейст.

Восточная же часть Памиро-Алайской зоны расположена относительно регистрирующих станций невыгодно, в ее пределах очень мало населенных пунктов. К тому же последние существуют здесь лишь со времени освоения этого края, т. е. с конца XIX в. В таком же положении находится и наиболее отдаленная провинция КНР — Синьцзян.

О разрушительных землетрясениях, происшедших в восточной части Памиро-Алайской зоны, имеются весьма неполные, отрывочные данные.

Для установления связей между распределением землетрясений и геологическим строением Памиро-Алайской зоны следует обратиться в первую очередь к сильным землетрясениям, поскольку они, в конечном счете, определяют высокую сейсмичность того или иного района. К тому же, положение эпицентров разрушительных толчков обычно устанавливается значительно точнее, так как здесь используются и макросейсмические данные, чем эпицентров, определенных только телесеизмическими станциями. Сопоставление сильных землетрясений с геологическим строением Памиро-Алайской зоны позволяет выделить в ее пределах высокосейсмичные зоны, разделенные участком меньшей сейсмической активности.

### СЕЙСМОАКТИВНАЯ ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ПАМИРО-АЛАЙСКОЙ ЗОНЫ

В пределах этой части зоны известно наибольшее количество разрушительных землетрясений, происходивших на всей ее территории. При этом необходимо отметить, что землетрясения группируются в две основные полосы — северную и южную. Северная полоса располагается вдоль южных склонов Западного Тянь-Шаня, а южная — в придарвазской части зоны. В промежуточной части известно лишь небольшое число эпицентров разрушительных подземных толчков. Северная и южная полосы отличаются не только количеством, но и типом землетрясений, как будет показано дальше, при рассмотрении сейсмичности.

### СЕВЕРНАЯ ПОЛОСА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Каратагское землетрясение (21 октября 1907 г.) силой 9—10 баллов с интенсивностью  $M=8$  (по данным Н. В. Шебалина,  $M=7^1$ ) является наиболее сильным подземным ударом, происшедшим на самом западе этой полосы. По данным М. М. Бронникова и Б. Я. Королькова, в результате этого землетрясения был совершенно разрушен г. Каратаг и ряд близлежащих кишлаков. Всего пострадало в большей или меньшей степени около 150 кишлаков. Плейстосейстовая область имела бочкообразную форму, вытянутую в северо-восточном направлении, согласно простираанию горных цепей. Длина ее составляла около 90 км при ширине 35—40 км. Зона наибольших разрушений имела вид овала с размерами 45—50 км в длину и до 5—7 км в ширину. В пределах ее находится линейный эпицентр. От эпицентра сила сотрясения в основном распространилась на запад. Далее авторы указывают на резкое затухание силы толчка к югу, под наносами р. Сурханы (Каратаг-Дарьи).

<sup>1</sup> Н. В. Шебалин. О связи между интенсивностью, силой и глубиной землетрясений. Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. М., 1956.

М. М. Бронников и Б. Я. Корольков, на основании обследования около 200 населенных пунктов, где ощущалось землетрясение, составили весьма детальную карту. На ней нанесены кишлаки, в которых сила сотрясения определена с точностью до полбалла. Глубина Каратагского землетрясения была определена позже; по величине выделившейся энергии она составляла 45—50 км, по макросейсмическим данным — значительно меньше. Последние вычисления Н. В. Шебалина дают цифру глубины очага в 25—30 км с точностью  $\pm 5$  км. Во время землетрясения образовались лавины, срывы, обвалы. Землетрясение ощущалось на пространстве от Красноводска до г. Куляб.

27 октября 1907 г. несколько восточнее г. Каратаг произошел сильный толчок до 8—9 баллов ( $M=6,5$ ). Наиболее сильно пострадал кишлак Чуянчи, который был разрушен. Площадь и сила сотрясения Чуянчинского землетрясения значительно меньше Каратагского. Оно ощущалось на территории от г. Чарджоу и Ташкента до рек Пянджа, Китаба и Ура-Тюбе.

Несколько восточнее, в районе Файзабада, зарегистрировано два 8—9-балльных толчка. Первый произошел 22 октября 1930 г. При этом наиболее сильно пострадали кишлаки Чува, Майданак и Дьню, где сила сотрясения достигла 8—9 баллов ( $M=6$ ). Толчки ощущались в Ташкенте.

12 января 1943 г. произошло второе Файзабадское землетрясение силой 8—9 баллов ( $M=6$ ) в эпицентре. При этом сильно пострадали кишлаки Деишо и Обиза (севернее Файзабада). По макросейсмическим данным глубина очага составляет 7—10 км с точностью  $\pm 5$  км, по инструментальным — несколько глубже (15—20 км). Это землетрясение вызвало нарушения земной поверхности и изменение режима подземных вод.

В Гармском районе сильное землетрясение произошло 20 апреля 1941 г. Оно было детально описано И. Е. Губиным в монографии, посвященной этому толчку. По данным И. Е. Губина, площадь сотрясения составляла около 350 000 км<sup>2</sup>. Плейстоценовая область располагалась вдоль долины р. Ясман и имела размеры 30—33 км в длину и 4—5 км в ширину. Было отмечено большое количество крупных обвалов, срывов. Глубина землетрясения, по данным И. Е. Губина, около 5—10 км (Губин, 1943). По вычислениям Н. В. Шебалина, произведенным в 1956 г., глубина эпицентра — 25 км. Интенсивность толчка достигла ( $M=6,5$ ).

Несколько восточнее, в Гармском районе, около Ханта, 10 июля 1949 г. произошло наиболее сильное землетрясение для западной части Памиро-Алайской зоны. Последствия этого землетрясения, выразившиеся в изменениях земной поверхности, были обследованы автором в 1958 г. Ранее это землетрясение также изучалось рядом исследователей. Первой произвела обследование пострадавшего района специальная комиссия в составе В. Ф. Болчковского, Ю. Д. Буланже, С. В. Медведева, В. Е. Диброва, И. Е. Губина и Н. М. Свиныгина. В отчете комиссии приводится краткое описание последствий катастрофы 10 июля 1949 г.; было высказано предположение о связи ее с подвижками по южногиссарским разрывам.

За десять лет, прошедших со дня Хаитского землетрясения, Гармский район был детально изучен как в сейсмическом, так и в геологическом отношении (Гзовский, Крестников, Нерсесов, Рейснер, 1958; Губин, 1960; Медведев, 1956; Папасенко, 1952; Семёнов, Семенова, 1958). Однако Хаитскому землетрясению, одному из последних, наиболее сильных на юге Средней Азии, не было уделено достаточного внимания. В 1952 г. И. Е. Губин привел в своей статье карту, на которой была околонтурена эпицентральная зона Хаитского землетрясения и проведены изосейсты 8 и 7 баллов. В 1956 г. С. В. Медведевым также была составлена карта этого землетрясения, на которой им показаны изосейсты с 9 по 5 балл. В обоих случаях не проводилось фактического материала для обоснования этих карт. В конце 1958 г. П. Г. Семенов опубликовал данные, собранные им

при обследовании Хаитского землетрясения, очевидцем которого он был. В работе приводится карта плейстоценовой области и схема распространения землетрясений. Силу Хаитского землетрясения автор оценивает в 10—11 баллов, не приводя, однако, для подобной оценки убедительных доказательств. Забегая несколько вперед, укажем, что наши данные (Леонов, 1960) о последствиях землетрясения свидетельствуют о силе его в эпицентральной зоне, не превышающей 10 баллов.

В отмеченных выше работах почти не рассматриваются остаточные нарушения земной поверхности и не разбираются конкретные геологические причины возникновения Хаитского землетрясения. Поэтому нами при проведении сейсмогеологических наблюдений в Гармском районе в 1958 г. главное внимание обращалось на детальное изучение геоморфологически выраженных нарушений земной поверхности, образовавшихся в результате Хаитского землетрясения. Эти нарушения прекрасно сохранились и до настоящего времени в долинах рек Ясман, Оби-Кабут, Сурхоб и Сорбог. Одновременно собирались опросные данные о разрушениях построек в кишлаках. Эти данные вместе с литературными были использованы при построении карт изосейст.

Главному толчку предшествовали два более слабых, возникших 8 июля 1949 г. Первый ощущался в Хаите силой 6 баллов ( $M=5,5$ ), второй — 8 баллов. В результате первого толчка в зданиях Хаита появились небольшие трещины. В бассейне р. Ясман и в нижнем течении р. Оби-Кабут в результате второго толчка образовались крупные дугообразные трещины (в основном на распаханых участках склонов) и небольшие обвалы; наблюдались отдельные камнепады. Обвалами было засыпано несколько построек.

В Джиргатаальском районе некоторые кибитки<sup>1</sup> дали трещины, сила землетрясения достигала 7—6 баллов, в пос. Калай-Лябиобе (ныне Таджикибад) — 6 баллов. По направлению на запад, к Гарму, она уменьшилась и в Гарме оценивалась не свыше 5 баллов. Необходимо оговориться, что все эти данные приводятся со слов очевидцев, так как последующая катастрофа уничтожила все следы этого толчка. Эпицентры землетрясений 8 июля располагались в Ясманской долине, в 10—15 км к западу от Хаита (Семенов, Семенова, 1958).

Наступившее затмение продолжалось до утра 10 июля, когда внезапно в 9 час. 54 мин. (по местному времени) произошло разрушительное землетрясение, сопровождающееся гулом, напоминающим орудийную канонаду. Инструментально определенный эпицентр землетрясения имел координаты  $39^{\circ}15'$  с. ш. и  $70^{\circ}48'$  в. д. (I). Сила землетрясения в эпицентральной зоне оценивается свыше 9 баллов. В результате землетрясения выделилась энергия порядка  $10^{17}$  джоулей ( $10^{24}$  эрг.  $M=7,5$ ). Землетрясением были полностью разрушены поселки Хаит, Калай-Лябиоб и близлежащие кишлаки. Сильно пострадали селения, расположенные на южном склоне Гиссарского хребта и по левобережью р. Сурхоб. По склонам гор образовались камнепады и крупные обвалы, частично засыпавшие ряд разрушенных кишлаков и прервавшие связь между отдельными населенными пунктами. Уникальный горный обвал объемом около 500 млн. м<sup>3</sup> возник около Хаита. Сотрясениями меньшей силы была охвачена большая часть юга Средней Азии.

Вслед за главным подземным ударом последовал рой афтершоков. Интересно отметить, что сила первых из них достигала 8—9 баллов. Этот факт свидетельствует об огромной энергии, выделившейся здесь. Наибольшее количество афтершоков произошло в течение первых двух месяцев. К началу сентября 1949 г. количество толчков резко снизилось и посте-

<sup>1</sup> Местные постройки с глинобитными стенами и земляной крышей.

ленно уменьшалось в течение года. Временные станции Таджикской сейсмической экспедиции, организованной для изучения эпицентральной зоны Хаитского землетрясения, начали регистрацию повторных толчков лишь с 10 сентября 1949 г. (Кейлис-Борок, Введенская, 1954), т. е. с момента, когда их количество резко уменьшилось, судя по данным региональной сети. Поэтому наиболее правильную картину распространения афтершоков Хаитского толчка отображают данные региональной сети, на основании которых и построена схема плотностей.

Наибольшие остаточные деформации в молодых покровных отложениях и частично коренных породах отмечены в эпицентральной зоне в районе Хаита, в бассейнах рек Ясмап, Оби-Кабут и по правобережью р. Сурхоб, между Джиргаталем и Гармом. По мере удаления от этой зоны эффект землетрясения на земной поверхности постепенно убывает. Наибольший обвал во время этого землетрясения образовался к северо-востоку от Хаита, в среднем течении р. Обихауз-Дара. Здесь, по левому берегу ущелья, в горах Чохрак, произошел обвал по системе трещин субширотного просгира-ния (ЮВ  $120^\circ$ ), проходящих по контакту между гнейсами, метаморфическими сланцами и гранитами. Контакт представляет собой сбросовые трещины с типичными зеркалами скольжения с падением на северо-запад под углом  $40-45^\circ$ .

В результате обвала большая масса коренных пород была обрушена вниз. Объем завала, по данным Г. Д. Панасенко (1952), составляет 400—500 млн. м<sup>3</sup>. Одновременно с обвалом коренных пород произошли срывы суглинка и с северо-восточных склонов отрогов хребта Чохрак. Сорванный суглинок перемещался с несущимся каменным потоком, и все это в виде лавины устремилось вниз по ущелью р. Обихауз-Дара. Лавина, вырвавшись из ущелья, в течение нескольких секунд засыпала разрушенный Хаит слоем обломочных пород мощностью от 12 до 75 м, после чего продолжала свое движение, перегородив р. Оби-Кабут. На правом берегу она погребла под слоем рыхлых пород мощностью до 15 м развалины кишлака Хисорак, находящегося в 1,5 км от реки. Движение такой огромной массы обломочных пород сопровождалось грохотом и ураганным ветром. Сила урагана была настолько велика, что большинство деревьев было вырвано с корнями и отброшено на большое расстояние перед лавиной.

К северу и юго-западу от главного обвала образовались смещения, срывы и провалы в основном в лёссовидных суглинках. Наибольшие провалы глубиной до 10 м имеют ширину порядка 20 м и расположены в приводораздельной части хребта Чохрак. Провалы протягиваются на 50—100 м, подставляя друг друга. Размеры этих нарушений уменьшаются по мере приближения к р. Обихауз-Дара. По северному борту этой долины трещин нет.

Большой обвал, захвативший коренные породы, произошел по трещинам субмеридионального направления (СВ  $30^\circ$ ) к западу от перевала Турпи. Мощность обрушившихся пород достигает 10—12 м. В покровных суглинках образовались крупные провалы глубиной 5—10 м. Протяженность обвала вдоль гребня хребта превышает 100 м.

Одновременно произошли массовые обвалы и срывы покровных суглинков в Ясманской долине. В результате этого образовался грязевой поток шириной до 2 км, затопивший нижнюю часть долины.

Не меньшее развитие остаточных деформаций земной поверхности наблюдается в бассейне р. Оби-Кабут. Земляные лавины между кишлаками Бегисия и Ярхыч-Боло перегородили р. Оби-Кабут в ряде мест и засыпали разрушенные селения по левому берегу реки. К северу от кишлака Каракол количество и величина срывов уменьшается. По долине р. Сурхоб, от западного окончания Алайской впадины до р. Сорбог, наблюдается значительное развитие остаточных деформаций грунта. Наибольшее раз-

вите последние получили в интервале между р. Коксу на востоке и кишлаком Каланак на западе.

По долине р. Кызылсу, восточнее кишлака Ачик-Алма, эффект сотрясения неодинако усиливается. В интервале между кишлаками Сарыгомем и Кичик-Карамыком и несколько вверх по северному борту долины образовалось около десятка крупных обвалов и срывов.

На левобережье р. Кызылсу — Сурхоб отмечены лишь незначительные нарушения. Наиболее крупный обвал возник в среднем течении р. Оби-Занданкуль (левого притока р. Сурхоб), где возникло озеро. Отдельные небольшие земляные обвалы и трещины в почвенном покрове имели место на крутых склонах и обрывах напротив Гарма и около Таджикабада.

Кроме этих основных районов распространения остаточных деформаций, отдельные обвалы и срывы произошли в бассейнах рек Сорбог и Коксу.

Мы отметили лишь места возникновения различных нарушений, не приводя детально их описания. В заключение дадим основные характерные черты этих нарушений.

Вершины почти всех земляных обвалов и срывов, возникших в результате землетрясения, располагаются в приводораздельной части склонов. В месте отрыва они имеют характерную чашеобразную форму с обрывистыми краями, а иногда и каплевидную. Размеры этих нарушений чрезвычайно различные — от огромных, протяженностью свыше километра, до незначительных, длиной около 30—50 м. Глубина ворснок и углублений, образовавшихся в результате таких обвалов и срывов, также очень различна и колеблется в пределах от нескольких метров до нескольких десятков метров.

Анализируя геологическую обстановку в местах образования вышеописанных нарушений, можно проследить некоторые закономерности в их распространении. Наиболее крупные обвалы, срывы и камнепады приурочены к полосам раздробленных пород в зонах древних разломов или к контактам пород различного состава (горы Чохрак), преимущественно тектоническим (бассейн рек Ясман и Оби-Кабут). Геоморфологически выраженные нарушения наиболее развиты на северных и северо-западных склонах гор Чохрак и Турши. Аномальное появление сравнительно крупных обвалов и срывов в восточной части долины р. Сурхоб — Кызылсу при общем затухании силы сотрясения в восточном направлении обуславливается тем, что глубинная зона разломов (сброс Клебсельсберга) в этом месте четко выражена на поверхности в виде полосы раздробленных пород. Здесь благодаря сложной интерференции колебаний произошло усиление сейсмического эффекта к востоку от кишлака Ачик-Алма.

По левому берегу р. Кызылсу остаточных деформаций значительно меньше, несмотря на более благоприятные условия для их возникновения (склоны сложены рыхлыми песчано-глинистыми гипсоносными отложениями), что обусловлено резким затуханием силы сотрясения к югу.

Изучение пострадавших пунктов позволило составить схемы изосейст Хаитского землетрясения (Леонов, 1960). Изосейсты землетрясения имеют форму неправильного овала с длинной осью, вытянутой в субширотном направлении, и с некоторым расширением к северу. Характер расположения изосейст позволяет предполагать, что глубина очага этого землетрясения равна приблизительно 20 км. Это предположение подтверждается глубинами очагов повторных толчков, которые находятся в интервале от 10 до 20 км. Такое значение глубины было получено по инструментальным данным. Анализ расположения изосейст позволяет предполагать, что основная энергия, выделившаяся при Хаитском землетрясении, распространилась в широтном направлении вдоль структур, а меньшая ее часть — вкрест им. В южном направлении затухание сейсмических колебаний про-

исходит быстрее, чем на севере, что обуславливает сближение высокобалльных изосейст в южном направлении. Это объясняется тем, что на юге, в полосе раздробленных пород, в зоне глубинных разрывов, происходит поглощение энергии. Расширение зоны сотрясений в северном направлении, по-видимому, объясняется тем, что эта часть территории является единой крупной структурой высшего порядка, несмотря на то, что отдельные крупные ее части развивались различно, как видно из тектонической схемы, построенной на основании анализа геотектонического развития рассматриваемой территории (см. рис. 42, 43). Зоны разломов и отдельные нарушения в ее пределах, по-видимому, имеют неглубокое заложение, незначительную ширину и часто «залечены». Поэтому такие зоны не препятствуют распространению сейсмических волн.

Выясним теперь геологические условия возникновения Хаитского толчка. Это землетрясение произошло в наиболее подвижной краевой зоне области активизации новейших движений в пределах эпигерцинской платформы. Зона разбита на отдельные крупные блоки, перемещающиеся вниз и вверх с различной скоростью. Хаитское землетрясение вызвано подвижкой этих блоков в районе, где, как было показано выше, контрастность современных движений наибольшая между интенсивно поднимающимся Джиргатальским блоком и так же интенсивно опускающимся Кабут-Крымским. Некоторые исследователи связывали возникновение Хаитского землетрясения с подвижками по Южно-Гиссарским разрывам (Губин, 1955; Семенов, Семенова, 1958).

Наше предположение о связи Хаитского землетрясения с разрывами, разграничивающими Джиргатальскую и Кабут-Крымский блоки, подтверждается, кроме геологических данных, следующими фактами: а) некоторой вытянутостью эпигерцинской зоны землетрясения к северу; б) совпадением простираний разрывов, по которым произошли крупные обвалы в эпицентральной зоне, с простираниями разрывов между блоками; в) местонахождении эпицентра Хаитского землетрясения, определенного инструментально в северной части зоны максимальных разрушений; г) расположением афтершоков, зарегистрированных в течение года, которые четко оконтуривают зону крупных разрывов между блоками. Такое распределение афтершоков указывает на подвижки вдоль разрывов, имеющих северо-западное простирание. Исследование дислокаций в очагах повторных толчков Хаитской эпицентральной зоны показало, что простирание разрывов в очагах приурочено к двум направлениям. Одно из них прослеживается параллельно долине р. Сурхоб (широтное), другое образует с ним угол  $80^\circ$ . Поперечное простирание свойственно дислокациям в очагах, расположенных выше устья р. Оби-Кабут.

Анализ дислокаций также подтверждает наше мнение о связи Хаитского землетрясения с разрывами между блоками. Дислокация в очаге главного Хаитского землетрясения имеет простирание, близкое к меридиональному. Характер разрывов как в главном, так и в подавляющей части повторных толчков эквивалентен двойной силе с моментом. Подвижки в таких очагах могут происходить как при возникновении нового разрыва, так и вдоль образовавшегося разрыва, если крылья его прижаты достаточно сильно друг к другу (Кейлис-Борок, Введенская, 1954). Такой характер дислокации в очаге соответствует подвижкам по разрывам субмеридионального направления, совпадающим с зоной разломов, проходящих параллельно долине р. Оби-Кабут.

В результате обследования Хаитского землетрясения, как наиболее типичного для западного участка, можно сделать следующие выводы:

1. Землетрясение произошло в краевой части южного Тянь-Шаня, раздробленной на крупные блоки в результате новейшей перестройки его древнего структурного плана. Хаитское землетрясение следует связывать

с тектоническими движениями самого последнего четвертичного этапа, в результате которых Джиргатальский блок и северная часть хребта Петра Первого испытывают интенсивное поднятие, а Кабуг-Крымский блок также интенсивно опускается.

2. Глубина очага Хаитского землетрясения, вычисленная по инструментальным и макросейсмическим данным, согласуется между собой и равна приблизительно 20 км.

3. Хаитское землетрясение является наиболее сильным для краевой части Южного Тянь-Шаня, о чем свидетельствует отсутствие следов более древних землетрясений в виде крупных геоморфологически выраженных нарушений земной поверхности и исторических данных о сильных подземных толчках в этой области.

Кроме сильных толчков, в этой полосе произошел целый ряд менее сильных землетрясений. Дюшамбинское 21 января 1929 г., Байсунское 5 июля 1949 г., Назарайлокское 6 мая 1941 г., Ясманское 8 июля 1949 г., Сталинабадское 27 февраля 1952 г., Гиссарское 31 июля 1953 г., Гиссаро-Бабатагское 4 августа 1953 г. и др. Сила этих землетрясений 8—7 баллов и меньше. Одновременно с этим площади, охваченные землетрясениями, значительные, что связано с их глубокими очагами.

Рассмотрение сейсмичности полосы показывает, что для нее характерно возникновение землетрясений гиссарского типа. Для последних свойственно выделение большого количества энергии, следовательно, и большая сила сотрясения, вызывающая крупные разрушения, а также огромная площадь сотрясения и глубокий очаг (25—30 км). Это справедливо как для сильных землетрясений, так и для более слабых.

### ЮЖНАЯ ПОЛОСА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Вдоль северного обрамления Дарваза расположена южная сейсмоактивная полоса. В ее пределах также наблюдалось значительное число сильных толчков. Наиболее сильные из них происходили в районе Арганкуля (по среднему течению р. Обихингоу). Сильнейшим был толчок, происшедший 8 октября 1934 г. ( $M=6,5$ ), в результате которого было разрушено несколько кишлаков, а в долине р. Обихингоу отмечались обвалы и камнепады. Плейстоценовая область землетрясения была незначительной и ее длина равнялась 10—12 км при ширине 2,5—3 км. Глубина очага не превышала 5—10 км (по данным И. Е. Губина, изучавшего это землетрясение). Примерно таким же было землетрясение, возникшее 31 августа 1934 г. В сентябре 1935 г. в этом районе вновь произошло землетрясение, но более слабое. Сила его не превышала 7 баллов ( $M=5$ ). Площадь сотрясения была также меньше и его очаг располагался в поверхностных слоях земли (до 5—10 км). Возникновение Арганкульских землетрясений И. Е. Губин связывает с Ляйрунским разрывом.

В этой полосе также зарегистрировано несколько землетрясений меньшей силы. Так, в районе кишлака Саят, в долине р. Обихингоу, произошли землетрясения в 1943 и 1945 гг. Из них наиболее сильное возникло 2 января 1943 г. силой 6,5—7 баллов, интенсивностью  $M=4^{3/4}$ . Оно ощущалось на небольшой площади. Очаг, по данным И. Е. Губина, является неглубоким, не более 2—3 км от поверхности земли. Примерно такой же силы ( $M=5$ ) известны землетрясения в районе кишлака Товиль-Дора, происшедшие 5 августа и 17 ноября 1950 г. Более слабое землетрясение (6—7 баллов) здесь было 14 ноября 1935 г.

Приведенные описания подземных ударов свидетельствуют о том, что для этой полосы характерны землетрясения иного типа, чем на севере. Они отличаются незначительным выделением энергии. Отсюда небольшая эпицентральная зона сильных разрушений. Однако благодаря поверхност-

ному расположению гипоцентра сила сотрясения достигает 8—9 баллов. Между северной и южной сейсмоактивными полосами расположена промежуточная полоса. Территориально последняя охватывает горные сооружения восточной части Таджикской депрессии. Эта полоса характеризуется несколько ослабленной сейсмической активностью. В ее пределах произошли два сильных землетрясения и несколько слабых. Первое из них, возникшее 12 ноября 1895 г., судя по историческим данным, имело место в районе кишлаков Ортот, Дамоу, Зюбет, Газор-Чашма, расположенных на западе северного склона хребта Петра Первого. Поскольку эти кишлаки сильно пострадали, а в горах отмечались обвалы, то сила толчка, названного Каратегинским, оценивается в 8—9 баллов. В этом же районе 30 мая 1939 г. произошло второе Каратегинское землетрясение. Плейстоценовая область последнего при ширине 4—5 км вытянулась на 12—15 км вдоль водораздела хребта Петра Первого. Кишлаки, расположенные здесь, были сильно повреждены. В Гарме сила сотрясений была около 7 баллов. Несмотря на сравнительно небольшую интенсивность ( $M=5\frac{3}{4}$ ), сила сотрясения этого толчка оценивается в 8—9 баллов, что является следствием расположения очага на глубине 5 км.

В южной полосе, примерно в тех же местах, в последние годы отмечались также толчки меньшей силы. 22 сентября 1956 г. в результате 7-балльного ( $M=4,5$ ) землетрясения пострадал кишлак Газор-Чашма. Глубина очага, судя по эффекту землетрясения на поверхности земли, по данным И. Е. Губина, достигает 5 км. Расчеты Н. В. Шебалина с использованием инструментальных данных подтверждают эту цифру. 7 января 1958 г. в районе перевала Камчарак произошло 6—7-балльное землетрясение. По данным И. Л. Нерсесова и В. И. Халтурина, обследовавших последствия этого толчка, сильно пострадали кишлаки в долине р. Сурхоб (устное сообщение). При этом кишлаки, расположенные на северном берегу, пострадали меньше. В эпицентре сила землетрясения оценивается около 7—8 баллов ( $M=5,5$ ). Гипоцентр его находится на глубине 3—4 км, в зоне Яффучского надвига. Во время полевых работ 1958 г. элицентральная область была обследована И. Л. Нерсесовым и автором, и здесь не было обнаружено каких-либо геоморфологически выраженных последствий этого толчка, несмотря на благоприятные геологические условия (крутые обрывы, сложенные раздробленными породами в зоне крупных разрывов).

Таким образом, для промежуточной полосы свойственны подземные толчки, аналогичные землетрясениям южного типа. Отличием этой полосы от южной является лишь меньшее количество подземных ударов.

### СЕЙСМОАКТИВНАЯ ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ПАМИРО-АЛАЙСКОЙ ЗОНЫ

Другая сейсмоактивная зона расположена на восточном фланге Памиро-Алайской зоны. В ней также выделяется северная и южная полосы эпицентров землетрясений. Северная полоса располагается вдоль южного края восточного Тянь-Шаня, южная обрамляет северные склоны Куьндуня. Эта зона начинается в районе кишлака Иркештам, где наблюдается некоторое увеличение сейсмической активности, постепенно возрастающей по направлению к сейсмоактивному району г. Кашгара. Так как восточная зона находится примерно в таком же неблагоприятном положении относительно сейсмических станций, как и менее активные районы к востоку от Джиргатая, то появление сравнительно большого количества эпицентров, определенных инструментально, отвечает истинному усилению сейсмической активности этого района. Кроме того, в этой зоне отмечались также и сильные разрушительные землетрясения. На западе ее, в районе Иркештама, сильное землетрясение произошло 27 сентября 1896 г. За первым сильным ударом последовало еще семь слабых. Все они

сопровождались гулом. Кирпичные стены зданий дали трещины шириной до 3 мм, дымовые трубы были повреждены, мелкие вещи опрокидывались. Этот толчок оценивается И. В. Мушкетовым в 8 баллов. Нам кажется, что сила землетрясений несколько завышена и должна быть оценена не выше 7 баллов по принятой в настоящее время шкале. Другие землетрясения, которые отмечались в Иркештаме, были, по-видимому, еще менее сильными (5—6 баллов).

Более сильные землетрясения были отмечены значительно восточнее, в районе Кашгар-Аксайской полосы. Для района г. Кашгара наиболее сильным из отмеченных толчков было землетрясение 22 августа 1902 г. Для него была построена карта изосейст (Петровский, Успенский, 1903). Кашгарское землетрясение является одним из самых крупных толчков, вызвавших большие разрушения ряда городов Западной Кашгарии. Был совершенно разрушен Артыш, частично пострадал г. Кашгар. В эпицентральной зоне появилось много крупных трещин и обвалов. Площадь сотрясения составила около 500 000 км<sup>2</sup>. Сила толчка в эпицентре оценивается в 9—10 баллов. Глубина очага, определенная с ошибкой ± 10 км. по данным Е. А. Розовой (1956), составляет 70 км.

Кроме этого землетрясения, для района Кашгар-Артыша известно еще несколько подземных толчков меньшей силы (около 7—8 баллов). Землетрясение 20 октября 1896 г. в Артыше было силой 8 баллов, при этом было разрушено много построек, Кашгар пострадал незначительно (7 баллов). 1—2 января 1897 г. в окрестностях Кашгара снова наблюдалось сильное землетрясение. В горах происходили обвалы, в земле образовывались трещины, землетрясение сопровождалось громовыми раскатами. В сел. Артыш разрушено много зданий (7—8 баллов). Помимо этих двух сильных толчков, здесь зарегистрировано большое число более слабых.

Северозападнее Кашгара, в районе пос. Улугчат (КНР), 15 апреля 1955 г. произошел 7-балльный подземный удар ( $M=7$ ). Сотрясением была охвачена значительная территория. Наиболее сильно пострадали прилегающие к очагу районы Киргизии и Синьцзяна. Землетрясение с меньшей силой ощущалось в некоторых районах Узбекистана, Казахстана и Таджикистана. Чтобы выяснить характер этого землетрясения, автор в 1955 г. проводил изучение его последствий (Леонов, 1959). Здесь мы кратко охарактеризуем последствия землетрясения и его геологические предпосылки.

Улугчатское землетрясение (7 баллов) проявилось тремя толчками. Оно было отмечено приборами всех сейсмических станций мира. Наиболее сильно пострадали селения Кызыл-Джар, Торт-Куль и Алайкель, где повреждения получили почти все здания, причем особенно сильно пострадали глинобитные постройки. Другие населенные пункты пострадали меньше. Изменений в режиме подземных вод не наблюдалось. При обследовании последствий землетрясения нами было обращено особое внимание на район пос. Катта-Курган, расположенного в долине р. Исфайрамсай, где сила сотрясения увеличивается до 6—7 баллов в отличие от 5-балльных сотрясений окружающих районов. Разрушения в Катта-Кургане и других населенных пунктах в долине р. Исфайрамсай произошли от местного подземного удара примерно на час или полтора позднее Улугчатского землетрясения, вызванного основным ударом. Такие «спровоцированные» землетрясения известны на Кавказе, Северном Тянь-Шане и в целом ряде других районов.

Данные о характере разрушений позволили построить карту изосейст Улугчатского землетрясения (Леонов, 1959). На ней показаны эпицентр землетрясения и изосейсты шестого, пятого и четвертого балла. Изосейсты проведены с различной степенью достоверности в пределах советской и китайской территорий. В пределах СССР наиболее уверенно проведены

изолинии 6 и 5 баллов, менее уверенно — 4 и 4—3 баллов. В Синьдзяне условно показаны лишь 6- и 5-балльные изосейсты, образующие неправильной формы овал, длинная ось которого вытянута с северо-запада на юго-восток параллельно Ферганскому хребту. Координаты эпицентра, определенные инструментальными методами, достаточно хорошо совпадают с картой изосейст. Эпицентр Улугчатского землетрясения имеет координаты  $39^{\circ}54'$  с. ш. и  $74^{\circ}36'$  в. д. Ошибка в определении положения эпицентра не более  $\pm 20$  км. На карту к югу от Ферганы, в южных предгорьях Алайского хребта, 6-балльной изосейстой нанесен новый спровоцированный очаг землетрясения, который, по-видимому, был вызван Улугчатским ударом спустя полтора часа.

Глубина очага Улугчатского землетрясения была определена по методу разности прихода волн  $P$  и  $P^*$  в 50 км с ошибкой в  $\pm 10$  км. Вычисленная глубина очага по формуле Медведева ( $H = 7\sqrt{S_1 + S_2}$ ) равна 65 км, что согласуется с глубиной, вычисленной по инструментальным данным. По данным Е. А. Розовой, глубина землетрясения 120 км, она вычислена с точностью  $\pm 20$  км. Как видно из приведенных данных, очаг располагался в нижних слоях земной коры. Об этом свидетельствует и огромная площадь, охваченная землетрясением при относительно слабом проявлении его на поверхности.

Н. В. Кондорская, Т. А. Постоленко (1957), Е. А. Розова (1956), вычислив энергию этого толчка, считают, что значение ее не выходит за пределы интервала  $10^{22,7} - 10^{23,8}$  эрг. Таким образом, энергия этого подкорового очага, по утверждению Е. А. Розовой, лишь немногим меньше катастрофических землетрясений Ашхабадского ( $10^{23,9}$  эрг) или Сарезского ( $10^{23,7}$  эрг).

Анализ карты изосейст позволяет предполагать, что выделившаяся энергия Улугчатского землетрясения в основном распространилась вдоль Ферганского хребта и намного меньше в других направлениях. (По-видимому, под Ферганским хребтом находится глубинная структура, вдоль которой и распространилась основная энергия толчка).

Изучение геологических условий эпицентральной области показало, что возникновение Улугчатского землетрясения приурочено к области наиболее контрастных движений между наиболее приподнятым Сулуктерекским массивом и молодой впадиной.

Характер дислокаций в очаге, выясненный О. В. Соболевой, указывает на перемещение по разлому, характеризующемуся следующими элементами: азимут простирания  $65^{\circ}$ , плоскость разрыва падает на север под углом  $50^{\circ}$ , азимут горизонтальной проекции подвижки  $220^{\circ}$  и угол наклона подвижки к горизонту  $27^{\circ}$ . Северное крыло, т. е. Сулуктерекский массив, переместилось вверх относительно погруженной части впадины. Простирание разрыва, по которому произошла подвижка, совпадает с простиранием зоны глубинных разломов, которая ограничивает Восточный Тянь-Шань с юга.

Улугчатское землетрясение, вероятно, возникло в результате перемещения по крутому взбросу в зоне наиболее контрастного сочленения высокоприподнятого блока, сложенного протерозоем Южного Тянь-Шаня, поднимающегося единым блоком, и крупной неоген-четвертичной впадиной.

Кроме этих толчков, о которых имеются некоторые, правда, скудные макросейсмические данные, зарегистрировано несколько толчков силой около 6—7 баллов. К ним относятся Кокшаальские землетрясения, которые произошли 17 декабря 1915 г. и 30 августа 1940 г., и ряд других.

Для северной подзоны характерны землетрясения, возникающие на больших глубинах. Во время подземного удара выделяется огромное количество энергии, которая вызывает сильные разрушения на большой

площади (Кашгарское землетрясение 1902 г.) и ощущается на огромной территории. В случае расположения очага в нижних слоях земной коры, сила его на поверхности слабее и достигает 7—8 баллов (Улугчатское землетрясение 1955 г.).

Для южной подзоны, кроме малого числа инструментально определенных эпицентров слабых землетрясений, имеются данные лишь об одном сильном. Последнее произошло 26 сентября 1905 г. в районе городов Хотана и Яркенда (КНР). По данным А. Зиберга, это землетрясение проявилось с наибольшей силой в районе Хотана. Д. И. Мухометов (1933) на своей схеме изобразил два овала 9-балльных сотрясений этого землетрясения в районе Хотана и Яркенда, не приводя при этом макросейсмических данных.

Б. А. Петрушевский (1955) к этой зоне относит и Ташкурганское землетрясение 4 августа 1895 г. Однако, по нашему мнению, это землетрясение относится к совершенно другому структурному комплексу (внутренней части Куньлуньской горной системы) и объясняется, по-видимому, новейшей переработкой Ташкурганской молодой впадины древнего структурного плана.

### СЛАБОАКТИВНАЯ ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ПАМИРО-АЛАЙСКОЙ ЗОНЫ

Между рассмотренными выше сейсмоактивными зонами располагается центральная зона, отличающаяся пониженной сейсмической активностью. Она охватывает Алайскую впадину с ее горным обрамлением. В пределах впадины неизвестно ни одного сильного землетрясения.

Некоторые данные об отсутствии каких-либо следов сильных землетрясений мы можем почерпнуть в работах археологов. При археологических раскопках древних построек в долине р. Кызылсу — Сурхоб (к востоку от Джиргаталя) не было обнаружено следов сильных землетрясений (устное сообщение археолога М. М. Манделштама). Об отсутствии сильных разрушительных толчков в Алайской впадине можно также судить по сохранившейся глинобитной, с высокими стенами, крепости в Дараут-Кургане, которую в 1871 г. посетил известный русский путешественник А. П. Федченко. Сравнивая зарисовки и описания, сделанные О. А. Федченко — художницей экспедиции, с состоянием построек в настоящее время, невольно напрашивается вывод о том, что сильного землетрясения (7—8 баллов) в западной части Алайской впадины не было почти 100 лет, так как крепость была построена, вероятно, значительно раньше прибытия русского путешественника в Дараут-Курган.

### *О некоторых результатах инструментального изучения сейсмичности*

При построении карт эпицентров и плотностей землетрясений все подземные толчки были классифицированы по силе, точности определения и глубине очага по принятой в настоящее время классификации землетрясений (Атлас сейсмичности СССР, 1960). Для областей, где расположены высокочувствительные станции (районы Гарма и Сталинабада), ошибки в определении эпицентра обычно не превышают 10—15 км, а большинство очагов определено с гораздо большей точностью. В отдельных случаях эти ошибки не превышают 1—3 км.

По глубинам очагов землетрясения подразделяются на две группы: с очагами в земной коре и глубокие землетрясения, гипоцентры которых находятся под корой. Работы Н. А. Введенской показали, что в Средней Азии возникают в основном лишь коровые землетрясения. Подкоровые толчки имеют место лишь в Афганистане и в южной части Памира (Введенская, 1954, 1958).

Таким образом, в Памиро-Алайской зоне все толчки происходят в земной коре.

Анализ распределения эпицентров более слабых толчков показывает аналогично в расположении сильных и слабых землетрясений. Наибольшее число последних сосредоточено в западной активной зоне, причем большинство из них приурочено к северной полосе и меньшее — к южной. На востоке, в пределах Синьдзяна, также отмечено значительное количество эпицентров, которые тяготеют в основном к северному борту.

К востоку от Гармской области, восточнее Джиргаталя, выделяется центральный район со слабой сейсмической активностью. Здесь число подземных толчков ( $M > 4$ ), зарегистрированных региональной сетью сейсмических станций, значительно меньше. В этой области отмечаются лишь одиночные, сравнительно слабые подземные толчки. Возможно, что некоторые из этих землетрясений проявились на поверхности земли с силой 6—7 баллов, но в связи с тем, что они произошли вне населенных пунктов, в труднодоступных местах, у нас нет макросейсмических данных об их проявлениях. Такие толчки концентрируются небольшими группами в ряде участков к востоку и к северу от Джиргаталя. Как видно по карте Н. А. Введенской, такие сгущения эпицентров имеются к северу от Джиргаталя, в западном окончании Заалайского хребта, в районе пика Ленина и на востоке Заалайского хребта (массив Курумды).

Анализ построенных карт сейсмичности позволил Н. А. Введенской (в пределах рассматриваемого нами района) выделить Южнотяньшаньскую (Памиро-Китайскую) высокоактивную зону, территориально совпадающую с рассматриваемой нами Памиро-Алайской зоной. Для энергетической характеристики Южнотяньшаньской зоны, как и других, выделенных на юге Средней Азии — Памиро-Гиндукушской, Северотяньшаньской, Чаткальской и Ферганской, — был построен специальный график (Введенская, 1958). На этом графике показано, как изменяется для каждой зоны во времени суммарная энергия, выделившаяся при землетрясениях в виде энергии упругих волн с энергетического уровня  $M = 4,5$  за период с 1927 по 1955 г.

Анализ этого графика показывает на относительную стабильность и средний повышенный энергетический уровень Памиро-Китайской зоны ( $10^{21,5}$  эрг) по сравнению с более северными зонами (Северотяньшаньской, Чаткальской), где они редко превышают  $10^{19}$  эрг (принятой в графике за начало отсчета). Одновременно с этим в Памиро-Гиндукушской зоне, расположенной южнее, средний энергетический уровень выше и доходит до  $10^{22}$  эрг. При этом необходимо отметить, что во время сильнейших землетрясений выделяется гораздо большая энергия, чем средний ее уровень. Так, во время Хаитского землетрясения выделилось  $10^{26}$  эрг, а при Улугчатском толчке —  $10^{25}$  эрг. Во время Гармского землетрясения 1941 г. и Файзабадского 1943 г. выделилось энергии на порядок меньше —  $10^{24}$  эрг.

В Памиро-Гиндукушской зоне несколько землетрясений по количеству выделенной энергии приравниваются к Хаитскому, а энергия большого количества толчков превышает выделившуюся энергию во время Гармского толчка. Таким образом, анализ сейсмического режима зон показал, что существует закономерное увеличение среднего энергетического уровня с севера на юг вкрест основным структурам Средней Азии. Для платформенных областей характерен наиболее низкий уровень энергии; для зоны сочленения платформ с альпийской областью — средний и для альпийской области — наиболее высокий.

Н. А. Введенская проводит дальнейшую детализацию Южнотяньшаньской зоны по количеству выделившейся энергии. Выделение некото-

рых участков, с точки зрения геологии, вызывает возражение. Наряду с правильно выделенными участками — Кулябским и Сталипабадо-Гармским (или западной частью по принятому нами делению) — выделяется Заалайский хребет, в который входит и краевая часть Восточного Тянь-Шаня. От этого участка обособляется наиболее восточная часть — район Капшгарских землетрясений. Со структурной точки зрения более логично было бы, объединив районы Улугчата и Капшгара, выделить восточную часть и отдельно — центральную (Алайскую впадину с ее горным обрамлением). Поэтому, если из пределов Заалайского участка исключить инородный по своему структурному положению Улугчатский район, характеризующийся большим количеством выделившейся энергии, то получим низкий средний энергетический уровень, соответствующий центральному участку, менее сейсмичному относительно активных флангов. В этом случае деление будет отвечать единым структурным условиям. Поэтому в дальнейшем, при изучении сейсмического режима того или иного района необходимо выделять отдельные участки и зоны по структурному признаку, а не по каким-либо другим.

Прежде чем переходить к выявлению закономерностей связи сейсмичности с геологической обстановкой, рассмотрим результаты локальных исследований в Гармском районе, проведенных при помощи высокоточной аппаратуры.

#### СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ГАРМСКОГО РАЙОНА ПО ИССЛЕДОВАНИЯМ ТАДЖИКСКОЙ КОМПЛЕКСНОЙ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ

Регистрация землетрясений в Гармском районе началась вскоре после Хаитской катастрофы 1949 г. Сначала высокоточная сеть временных станций была организована для изучения Хаитской эпицентральной зоны, где регистрировались в основном афтершоки Хаитского толчка. Сеть станций постепенно увеличивалась, улучшалась аппаратура и методика обработки записей; была разработана классификация землетрясений по силе, точности определения очага и его глубины. Все это позволило детально изучить сейсмический режим Гармского района и составить ряд карт эпицентров. Первые карты были составлены после 1949 г. На последней сводной карте эпицентров Гармского района за 1955 — 1956 гг. нанесены землетрясения с 7 по 13 энергетический классы шкалы, разработанной в ТКСЭ (1-й класс соответствует выделенной энергии 10 дж). Классы точности приняты «А» и «Б». Гипоцентры на этой карте подразделяются по следующим интервалам глубин: 0—7, 13—18, 19—25, 26—40 км. В Гармском районе распределение эпицентров очень неравномерно. В пределах района можно выделить три крупные самостоятельные сейсмоактивные зоны: северную — Гиссарскую, центральную — Петровскую и южную — Каракульскую.

1. Гиссарская зона охватывает долину р. Сурхоб, причем сейсмическая активность в этой зоне уменьшается в приосевой части Гиссарского хребта, восточнее Джиргаталя и западнее р. Сорбог. На юге, по левобережью р. Сурхоб, она отделяется участком относительно пониженной сейсмичности от Петровской зоны. В пределах Гиссарской области наибольшей активностью отличается участок, совпадающий территориально с Кабут-Крымским массивом. Наибольшее скопление эпицентров наблюдается на северо-восточной границе массива. Полосы эпицентров ограничивают массив, совпадая на юге с разрывом Клебельсберга. Полоса эпицентров слабых толчков намечается также на северо-западной границе массива. Обращает на себя внимание то, что сильные землетрясения (начиная с 11 энергетического класса) располагаются по границам массива и их нет в центральной его части.

Полосы эпицентров довольно хорошо вытягиваются вдоль зон тектонических нарушений. В пределах Гиссарской зоны, несколько западнее Джиргаталя, четко выделяется второе скопление эпицентров меридионального направления. На самом севере этой полосы находится эпицентр землетрясения с энергией 13 класса ( $10^{13}$  Дж). Остальные участки Гиссарской зоны имеют сравнительно малую активность.

Глубины эпицентров землетрясений Гиссарской зоны небольшие и находятся главным образом в пределах первых 10 км. Наиболее глубокие очаги (свыше 20 км) располагаются в приустьевой части р. Обихингоу.

2. Петровская зона территориально совпадает с хребтом Петра Первого. В западной его части, вблизи водораздельной линии, наблюдается резкое увеличение плотности эпицентров. Эта полоса эпицентров в районе кишлака Чиль-Дара захватывает южные склоны хребта Петра Первого. Восточнее, за Таджикибадом, продолжение хребта Петра Первого сейсмически малоактивно. Локальное скопление эпицентров отмечается к югу от Джиргаталя.

В подавляющем большинстве случаев землетрясения хребта Петра Первого мелкие и очаги их лежат в пределах первых 10 км. На западном окончании хребта Петра Первого наблюдается увеличение глубин до 15—25 км. Особо активным за истекшие два года в пределах Петровской зоны был район кишлака Чиль-Дара. Здесь происходили наиболее сильные землетрясения 12 и 13 классов.

3. Каракульская зона является естественной границей рассматриваемой территории на юге. Активность этой зоны существенно ниже более северных. Здесь встречаются преимущественно мелкие очаги. Глубина последних несколько увеличивается к востоку. В пределах этой зоны возникали и сильные землетрясения, главным образом в ее краевых частях: южнее Товиль-Дары и восточнее кишлака Интион.

Кроме основных широтных полос, отмечается полоса северо-западного простирания, проходящая по водоразделу между бассейнами р. Обихингоу и р. Кызыксу (южная). Она проходит вкrest основным сейсмоактивным зонам. На юге и на севере этой полосы, в пределах Каракульской и Гиссарской зон, преобладают глубины гипоцентров от 10 до 15 км. В промежуточной части ее глубины очагов несколько увеличиваются и превышают 25 км. Некоторый интерес представляет субмеридиональная полоса глубоких очагов, проходящая через центральную часть Кабут-Крымского массива и пересекающая хребет Петра Первого в районе перевала Люля-Харви и Каракульскую зону восточнее кишлака Арганкуль. В пределах ее концентрируются наиболее глубокие очаги (до 35—40 км).

Сравнение эпицентров землетрясений, записанных высокочувствительной аппаратурой ТКСЭ за 1955—1956 гг., с расположением разрушительных толчков показывает, что первые концентрируются в пределах этих же полос. В то же время очаги землетрясений, определенные по данным телесеismicеских станций, вследствие малой точности не дают четкой картины и сливаются в единое пятно.

Таким образом, детальные работы по изучению сейсмического режима Гармского района позволяют выделить в нем зоны с определенным сейсмическим режимом.

В Таджикской комплексной сейсмологической экспедиции была разработана методика построения карт сейсмичности совершенно нового типа. Были составлены карты сейсмической активности, которые строятся на основе графиков повторяемости по методике, предложенной Ю. В. Резвиченко и И. Л. Пересовым. Составленные таким методом карты объективно отображают распределение эпицентров землетрясений по плотности. Так как график повторяемости землетрясений известен, то может быть получено распределение эпицентров для землетрясений любых энергетиче-

ческих классов в пределах прямолинейной части графиков. Впервые такие карты были построены для землетрясений в Гармской области, начиная с 7 энергетического класса ( $A_7$ ). При сравнении этой карты с дискретными картами эпицентров видно, что основные активные полосы отчетливо выделяются в обоих случаях. Однако на картах сейсмической активности отмечается большая детализация сейсмического режима. Более детально эта карта анализируется и сопоставляется с тектоникой в работе М. В. Гзовского, В. Н. Крестникова, И. Л. Нерсесова и Г. И. Рейснера (1958).

Для всей Памиро-Алайской зоны И. Л. Нерсесовым и Ю. В. Резниченко была составлена карта сейсмической активности для 10 энергетического класса ( $A_{10}$ ; Нерсесов, Резниченко, 1959). Анализ этой карты показывает, что Гармский активный район характеризуется изолинией пять, восточный фланг (к востоку от пос. Сары-Таш) — кривой три. При этом необходимо отметить, что последняя разрывается севернее Кашгара на два изолированных участка. Почти для всего Северного Памира и южных склонов Алая повторяемость соответствует двум. Неожиданно низкая повторяемость землетрясений — с энергией  $10^{10}$  Дж. — наблюдается в районе Каратагского землетрясения — 0,2.

Нами вычислена повторяемость сильных землетрясений силой 9—10 баллов типа Хаитского ( $K=17$ ):

Зона, околтуренная изолинией 5,	—	одно землетрясение в 200 лет;
»	»	» 3, — » 300 »
»	»	» 2, — » 500 »
»	»	» 0,2, — » 5000

Все эти цифры рассчитаны для площади в  $10\,000\text{ км}^2$ . При дальнейшей детализации и уменьшении площади, к которым отнесена повторяемость, в наиболее сейсмоактивных районах число землетрясений в год будет увеличиваться. Так, расчеты для зоны Хаита на площади в  $1000\text{ км}^2$  (что соответствует площади плейстоценовой области сильного землетрясения) показывают, что одно землетрясение силой 9 баллов ( $K=16$ ) произойдет в течение 40 лет. Эта цифра, судя по макросейсмическим данным, отвечает действительной повторяемости сильных землетрясений в этом районе.

Необходимо оговориться, что в принципе построения этих карт лежит пока не доказанное предположение, что сильные разрушительные землетрясения возможны в любой структурной обстановке. С этим трудно согласиться, так как мы знаем, что сильные землетрясения могут возникать лишь в определенных районах.

При анализе сейсмического материала в Памиро-Алайской зоне намечается сейсмичность как бы двух порядков — первого и второго. Сейсмичность первого порядка проявляется сильными, сравнительно глубокими землетрясениями, при которых выделяется огромное количество энергии, вызывающее громадные разрушения и опустошения. Землетрясения второго порядка гораздо слабее, расположены на меньших глубинах, площади их сотрясения намного меньше и проявляются они на поверхности обычно не сильнее 6—7 баллов, и только в редких случаях сила сотрясения в эпицентральной зоне достигает 8 баллов. Они обычно причиняют несравнимо меньший ущерб населению.

На западе зоны к землетрясениям первого порядка (см. рис. 45) относятся следующие: Каратагское — 1907 г. (9 баллов); Дюшамбинское — 1929 г. (8 баллов); Файзабадское — 1930 г. (8—9 баллов); два Аргангульских — 1934 и 1935 гг. (8—9 баллов); Гармское — 1941 г. (9 баллов); Файзабадское — 1934 г. (8—9 баллов); Хаитское — 1949 г. (9—10 баллов).

В центральной части зоны, на территории между Джиргаталем и Иркештамом, землетрясения первого порядка неизвестны.

На востоке толчками первого рода являются, по-видимому, Аксуйское землетрясение 1716 г. (8—9 баллов), Кашгарское — 1902 г. (9—10 баллов), Артышские — 1896 и 1897 гг. (8 баллов), Улугчатское — 1955 г. (7 баллов).

Землетрясения второго порядка широко распространены на всей территории Памиро-Алайской зоны. Наибольшее количество их зарегистрировано в Гармской области, сравнительно немного в центральной части, где они приурочены к южной ее окраине. На востоке, в районе Иркештама, в пределах высокосейсмической Аксу-Кашгарской полосы их количество возрастает.

Таким образом, в сейсмическом отношении в пределах рассматриваемой нами Памиро-Алайской зоны выделяются три части, различающиеся по уровню сейсмической активности: западная, центральная и восточная. Западная — Гармская область — наиболее сейсмоактивная, в ее пределах выделяется большое количество землетрясений первого порядка и наибольшее число толчков второго порядка. Центральная часть — Алайская впадина с ее горным обрамлением — характеризуется отсутствием землетрясений первого порядка и наименьшим количеством толчков второго порядка. И, наконец, восточный, Аксуйско-Кашгарский участок, в пределах которого известен ряд катастрофических землетрясений и сравнительно большое количество более слабых толчков.

В дальнейшем, при сопоставлении сейсмичности с тектоникой, мы покажем, что землетрясения первого рода (разрушительные) возникают в определенной структурной обстановке, а толчки второго рода могут происходить в тех же местах, где и толчки первого рода, и в отличной обстановке, характеризующейся лишь возникновением землетрясений второго рода.

## Глава IX

### СОПОСТАВЛЕНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ С ТЕКТОНИКОЙ ПАМИРО-АЛАЙСКОЙ ЗОНЫ

В предыдущих главах был рассмотрен альпийский этап развития Памиро-Алайской зоны. В результате проведенных исследований, наряду с общими закономерностями, свойственными зоне в целом, удалось выделить в развитии этой области и частные.

На севере в состав зоны входит южный край эпигерцинской платформы, переработанной новейшими движениями, на юге — краевая часть альпийской геосинклинали. Детальный анализ истории развития позволил выделить западную, центральную и восточную части Памиро-Алайской зоны. Западная часть ее — Гармская область — простирается на восток, примерно до меридиана Джиргаталя, центральная — к востоку от меридиана Джиргаталя и охватывает Алайскую впадину с ее горным обрамлением, а восточная Аксу-Кашгарская полоса — располагается к востоку от меридиана Иркештама. В них, в свою очередь, выделяются участки, отличающиеся в основном историей развития с конца неогена, нашедшие свое отражение на схеме тектоники области сочленения Южного Тянь-Шаня и Памира.

Анализ сейсмического материала позволил в одной из наиболее сейсмичных зон Советского Союза, располагающейся в пределах изученной территории, выделить различные ее части. В западной части зоны расположена наиболее сейсмичная Гармская область. Центральная — менее сейсмичная, расположена к востоку от меридиана Джиргаталя и охватывает Алайскую впадину с ее горным обрамлением. Восточнее к ней подходит высокосейсмичная Аксуйско-Кашгарская полоса.

При выявлении связей между сейсмическими и геологическими процессами мы обратим основное внимание на часть области, расположенную к востоку от Джиргаталя, так как основной целью нашего исследования было объяснение пониженной сейсмичности центральной части зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня.

В районе наших исследований, как было уже показано в предыдущей главе, в нашем распоряжении был сейсмический материал, записанный региональной сетью лишь с точностью определения эпицентров не более 20—50 км. Поэтому, для того чтобы иметь идентичный показатель сейсмической активности для всей Памиро-Алайской зоны в целом, мы взяли лишь расположение разрушительных землетрясений и эпицентров, записанных региональной сетью.

Большое количество слабых землетрясений, записанных высокочувствительной аппаратурой ТКСЭ в Гармском районе, мы не принимали во внимание. Последние мы сопоставим с тектоникой Гармского района.

Глубины гипоцентров землетрясений мы могли учесть лишь при рассмотрении разрушительных толчков, а для более слабых принимали их возникновение в земной коре. Подкорковых толчков, судя по данным Н. А. Введенской (1958), в этой области нет.

Ниже приводится характеристика связи сейсмичности и тектоники исследуемой области. Один из трех районов, центральный (рис. 45), выделенный в тектоническом отношении в Памиро-Алайской зоне и охватывающий Алайскую впадину с ее горным обрамлением, начиная с конца олигоцена, поднимается единым блоком по отношению к своим флангам. Это движение сохраняется на протяжении неогенового и четвертичного этапов. Благодаря этому контрастность новейших движений между впадиной и ее горным обрамлением меньше, чем на флангах. На западе и на востоке в областях прогибов в конце олигоцена усиливаются нисходящие движения, что хорошо видно из схемы новейших движений. Прогибы, расположенные южнее платформы, продолжают развиваться интенсивно. Такое соотношение существовало и на протяжении всего последующего этапа.

В четвертичное время происходит перестройка древнего структурного плана, и обращенная часть прогиба на западе начинает интенсивно подниматься, по сравнению с краем платформы, поднимающимся менее интенсивно. В результате изменения знака движения в этой зоне сочленения образуются новые разрывы и обновляются старые. Край эпигерцинской платформы, сложенный древними породами палеозоя и, частично, протерозоя, в которые внедрились крупные интрузивные тела, является менее пластичным, чем геологические образования прогиба. (В строении последнего принимают участие более молодые отложения с небольшим количеством интрузий). Благодаря этому краевая часть платформы раздробляется на отдельные крупные блоки. Эти блоки характеризуются различным темпом и направленностью движения. В результате перемещения этих блоков и происходят подземные удары первого порядка (тип Хаитского землетрясения).

На юго-западе Памиро-Алайской зоны соотношение несколько иное: Северный Памир и Дарваз поднимаются в настоящее время гораздо менее интенсивно, чем в конце неогена — начале четвертичного времени. Южный склон хребта Петра Первого воздымается значительно слабее приводораздельной и северной его частей. Поэтому контрастность движения на стыке Северного Памира и хребта Петра Первого меньше, чем на севере. Небольшие подвижки происходят главным образом лишь по обновленным древним разломам и вызывают мелкие, но сильные толчки (тип Арганкульских землетрясений).

На восточном фланге так же, как и на западном, существует большая контрастность между интенсивно поднимающейся восточной частью края Южного Тянь-Шаня и областью неогенового прогиба, расположенной южнее. Полоса контрастных движений совпадает с зоной глубинных разломов, ограничивающих южный край платформы. В пределах этого края выделяются блоки, перемещениями которых вызываются крупнейшие землетрясения типа Кашгарского и Улугчатского. Последнее возникло в результате движения Сулуктерекского массива относительно впадин, расположенных к югу. В этом массиве на поверхность выведен протерозой. В пределах впадины палеозойский фундамент глубоко погружен (мощность молодых мезозой-кайнозойских отложений достигает 10 км). Характер дислокации в очаге этого глубокого толчка указывает на подвижки по почти широтному разрыву с опусканием южного крыла и поднятием северного.

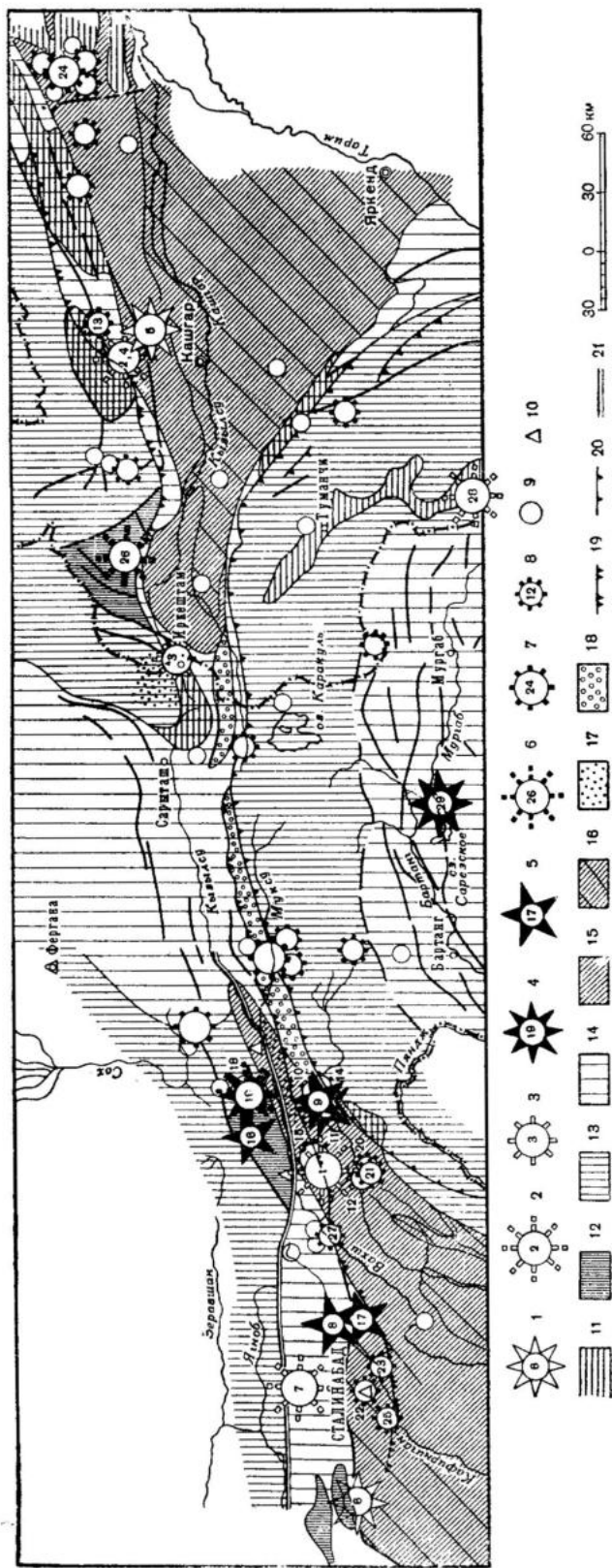


Рис. 45. Схема сопоставления главнейших особенностей тектоники и новейших движений Намиро-Алайской области с эпицентрами сильных землетрясений за 1895—1956 гг.

Эпицентры землетрясений.

Определенные макросейсмически (в баллах): 1 — 10—9; 2—9—8; 3—8—7. Интензитетное: 4—10—9; 5—9—8; 6—8—7; 7—7 (2=12—11); 8—9=10—9; 9—8—7; (3 — энергия упругих волн в мг/вж); 10 — телесейсмостанция; 11 — участок новейшей переработки, начиная с плицена; 12 — наиболее приподнятый блок; 13 — крупные приподнятые и продолжающие подниматься блоки с отдельными участками, обладающими движениями с различной скоростью, построенные из отдельных элементов; 14 — крупный блок, в целом сильно приподнятый по отношению к флангам (восточному и западному); 15 — области крупных прогибов начиная с конца олигоцена, частично прогибающиеся в настоящее время; 16 — области прогибания с конца неогена; 17 — области наиболее интенсивных современных движений; 18 — области наиболее интенсивных новейших (с конца неогена) движений; 19 — зона наиболее резкого сочленения различных крупных структурных комплексов; 20 — зона реального сочленения; 21 — крупные разрывы.

Сильные землетрясения (в баллах): 1 — 1896, 12.XI — Карагалинское — 8; 2 — 1896, 1.XI — Артышское — 8; 3 — 1896, 27.IX — Иркенгамское — 7; 4 — 1897, 1.II — 1-2-ое Артышское — 8—7; 5 — 1902, 22.VIII — Кашгарское — 9; 6 — 1907, 21.X — Карагалинское — 9; 7 — 1929, 21.I — Дюшамбинское — 8; 8 — 1930, 22.IX — Файзабадское — 8—9; 9 — 1934, 31.VIII — Арғанкульское — 8—9; 10 — 1934, 11.XI — Арғанкульское — 7; 11 — 1935, 8.X — Арғанкульское — 3—6; 12 — 1935, 14.XI — Топиль-Доринское — 7; 13 — 1936, 10.IX — Северо-Кашгарское — 7; 14 — 1937, IX — Арғанкульское — 7; 15 — 1939, 30.X — второе Карагалинское — 7—8; 16 — 1941, 20.IX — Гармское — 8—9; 17 — 1943 — второе Файзабадское — 8—9; 18 — 1949, 8.VII — Хайтское — 8; 19 — 1949, 10.VII — Хайтское — 9—10; 20 — 1950, 8.VII — Топиль-Доринское — 7—8; 21 — 1950, 17.XI — второе Топиль-Доринское — 7—8; 22 — 1952, 27.II — Сталинабадское — 7; 23 — 1952 — Кутликское — 7; 24 — 1953, 9.VII — Кокшаальское — 7; 25 — 1953, 4.XII — Гиссаро-Бабагайское — 7; 26 — 1955, 15.IV — Худудатское — 7; 27 — 1956. — Нуретское — 7; 28 — 1895, Ташкурганское — 8—9; 29 — 1911 — Сарвастос — 9—10

На юго-востоке мы имеем несколько иное соотношение. Куньлунь, как и Северный Памир, начал подниматься еще в конце олигоцена, постепенно вовлекая в поднятие все более северные участки. В четвертичное время эти движения продолжаются с той же интенсивностью, а возможно, и несколько замедленной. Несмотря на контрастное сочленение поднятых мезозойских отложений и мощной неогеновой впадины, современные тектонические движения здесь невелики. Возможно, что постепенным поднятием всего южного обрамления зоны депрессии, в отличие от контрастного резкого четвертичного поднятия краевой части платформы, разбитой на блоки, и объясняется сравнительно невысокая сейсмичность на юго-западе, юге и юго-востоке зоны.

В центральном районе (Алайская впадина с горным обрамлением), поднимающимся единым блоком, нет зон глубинных разломов (на севере Алайской впадины) и отсутствуют резкие контрастные движения. Центральный район отличается от флангов еще и тем, что интенсивность тектонических движений в настоящее время уменьшилась по сравнению с начальным этапом четвертичного поднятия этого района. Сейчас здесь наблюдается спад активности тектонических движений. В то же время на западе, в Гармской области, новейшие поднятия происходят с наибольшей амплитудой.

В распределении слабых толчков имеется примерно такая же закономерность, как и для более сильных ударов. В районе Гарма — Джиргаталя сейсмостанциями зарегистрировано огромное количество эпицентров. Возникновение этих толчков, по-видимому, связано с небольшими подвижками в зонах резкого контакта на юге и севере, ростом отдельных частных структур и с подвижками по разломам в обращенной части Предпамирского прогиба (рис. 46).

К востоку от Джиргаталя отмечается резкое уменьшение сейсмичности: зарегистрировано лишь небольшое количество слабых толчков, которые распределяются по этой территории неравномерно, рядом сгущений эпицентров. Наиболее западное сгущение приходится на территорию, прилежащую к зоне Каракульских разломов, отличавшихся максимальной подвижностью вплоть до настоящего времени.

По направлению на восток количество эпицентров резко уменьшается до меридиана пика Ленина. В районе пика Ленина отмечается небольшое число эпицентров слабых землетрясений. Возникновение последних согласуется с выделенным центральным районом Заалайского хребта — наиболее приподнятой его частью с четко выраженной ступенчатостью рельефа (рис. 47).

В районе Иркештама расположено большое количество эпицентров, причем один из них проявился силой 7 баллов. Повышенная сейсмическая активность этого района, вероятно, связана с переработкой молодой палоченной впадиной сильно приподнятого палеозойского фундамента. Эта часть Памиро-Алайской зоны испытала наименьшее прогибание. была частично приподнята в мезозой-кайнозойский этап и испытала опускание лишь в неогене. Неогеновые движения переработали здесь палеозойский структурный план. Этот участок зоны окончательно поднялся лишь в четвертичное время. В настоящее время активность новейших движений здесь велика. Все это объясняет повышенную сейсмичность в районе Иркештама.

Южные склоны Алайского хребта постепенно погружаются под четвертичные отложения Алайской впадины без какого-либо крупного нарушения по северному борту последней. Мезозой-кайнозойские складки развиваются согласно древним структурным направлениям, т. е. почти широтно. Так как территория центральной части поднимается единым блоком, то контрастность новейших движений небольшая. Всем этим и обуслови-

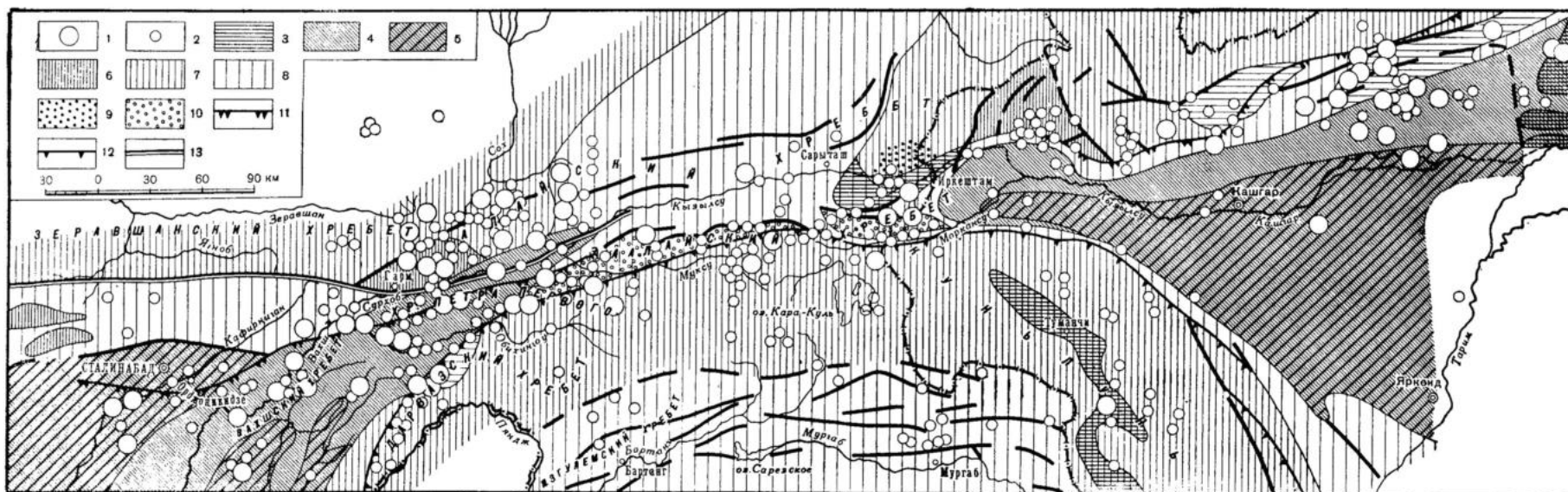


Рис. 46. Схема сопоставления главнейших особенностей тектоники и новейших движений Памиро-Алайской области с эпицентрами слабых землетрясений за 1950—1956 гг.

Классификация эпицентров землетрясений по интенсивности: 1 — Э=6; 2 — Э=5; 3 — участок молодой плиоценовой переработки; 4 — области крупных прогибов, начиная с конца олигоцена, частично прогибающиеся в настоящее время; 5 — области прогибания с конца неогена; 6 — наиболее приподнятый блок; 7 — крупные приподнятые блоки и продолжающие подниматься, с отдельными участками, обладающими движениями с

различной скоростью и построенные из отдельных элементов; 8 — крупный блок, в целом сильно приподнятый по отношению к восточному и западному флангам; 9 — области наиболее интенсивных современных движений; 10 — области наиболее интенсивных новейших (с конца неогена) движений; 11 — зона наиболее резкого сочленения различных крупных структурных комплексов; 12 — зона резкого сочленения; 13 — глубинная зона разломов; 14 — крупные разрывы

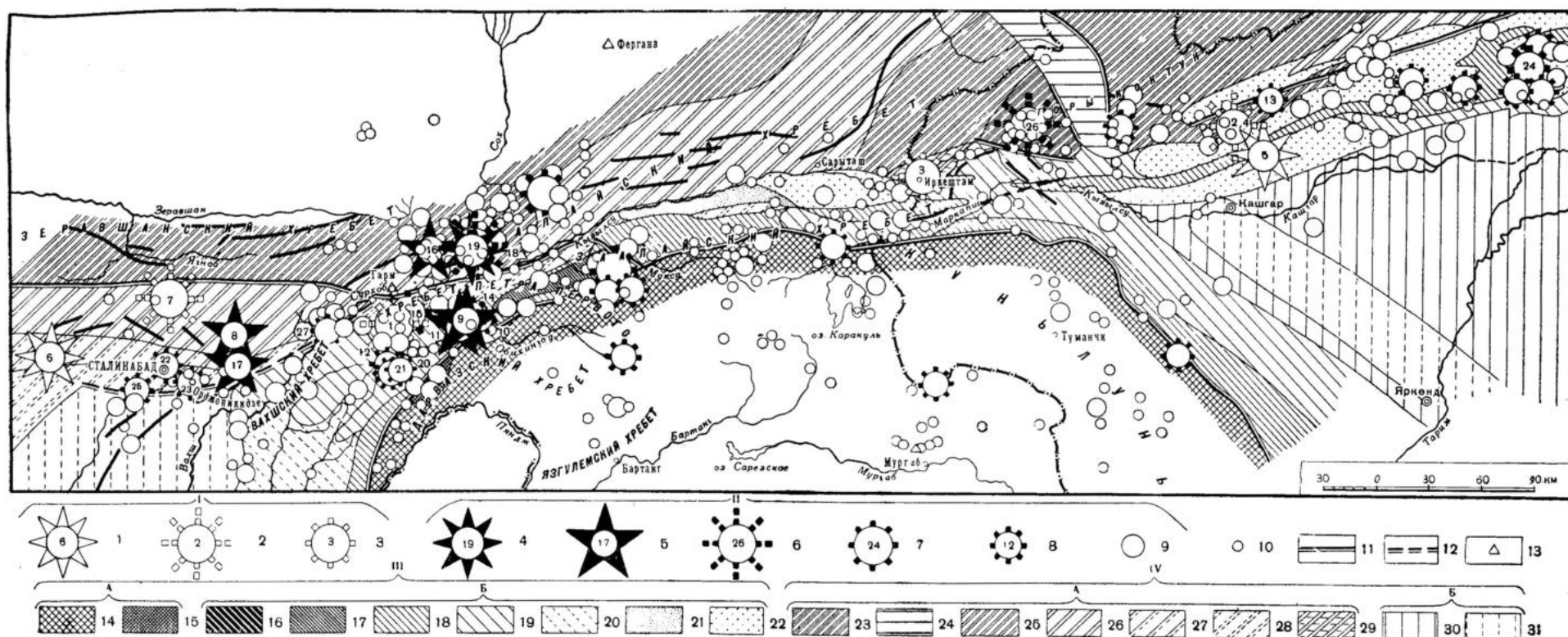


Рис. 47. Схема сопоставления тектоники области сочленения Южного Тянь-Шаня и Памира с эпицентрами землетрясений (слабых за 1950—1955 гг. и сильных за 1895—1955 гг.)

Эпицентры землетрясений: I — определенные макросейсмически (в баллах): 1 — 9—10, 2 — 9—8, 3 — 8—7, II — определенные инструментально (в баллах): 4 — 9—10, 5 — 9—8, 6 — 8—7, 7 — Э=12—11; 8 — Э=10—9; 9 — Э=8—7; 10 — Э=6—5. Номера на звездочках соответствуют списку землетрясений на рис. 45. (Ташкурганское и Сарезское здесь не показаны). III — Альпийская геосинклинальная область.

A — зона сводо-глыбового поднятия Дарваза, Северного Памира и Куньлуня, испытавшая непрерывный и неравномерный подъем в течение мезозоя и кайнозоя; 15 — часть зоны, испытавшая прогибание в неогене и сменившаяся поднятием в четвертичном периоде. Б. Зона предпамирского краевого прогиба, отдельные части которого испытывали интенсивное прогибание в мезозое, в третичном периоде, частично сменившееся поднятием в конце палеогена; 16 — наиболее поднятый участок прогиба, где выходят триасовые породы; 17 — часть прогиба, подымавшаяся в конце палеогена; 18 — то же, в неогене; 19 — интенсивно подымавшаяся в четвертичный период; 20 — втягивающаяся в поднятие в четвертичный период; 21 — необращенная часть проги-

ба, продолжающая прогибаться в четвертичное время (унаследованная западная часть Алайской впадины); 22 — восточная часть Алайской впадины, наложенная вкrest палеозойским структурам IV. Платформенные области.

A. Область переработанной эпигерцинской платформы, отдельные части которой испытали значительные прогибания в мезозой-кайнозое, сменившиеся поднятием; 23 — наиболее поднятая часть (Сулуктерекский массив), сложенная протерозойскими отложениями; 24 — приразломный прогиб Ферганского хребта, испытавший интенсивное прогибание в юре, сменившееся поднятием в мелу; 25 — часть, испытавшая слабое прогибание в мезозое и интенсивно подымавшаяся в неогене; 26 — подзона, испытавшая значительное прогибание в мезозое и кайнозое и подымавшаяся в четвертичное время; 27 — испытавшая прогибание в четвертичном периоде (абсолютное прогибание); 28 — часть, испытавшая слабое поднятие в четвертичное время; 29 — испытавшая значительные прогибания в неогене, сменившиеся интенсивным поднятием в четвертичный период. Б. Область эпипротерозойской платформы; 30 — зона, испытавшая стабильное слабое поднятие на протяжении всего мезозой-кайнозоя (Таримский массив); 31 — зона Талкинской глыбовой структурной депрессии, испытавшей погружение на протяжении мезозоя и третичного периода, сменившееся в четвертичное время глыбовыми движениями

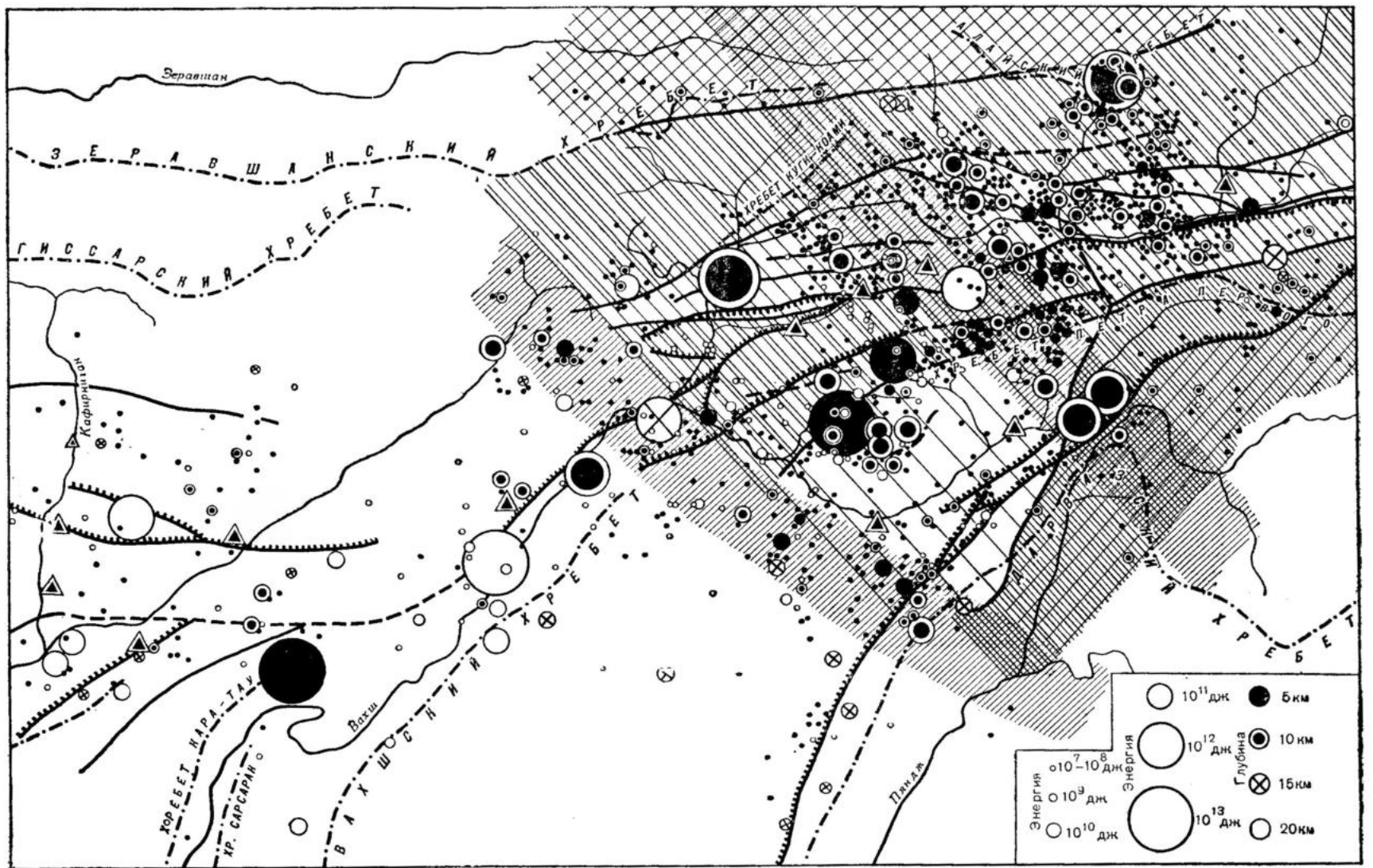


Рис. 48. Схема сопоставления эпицентров слабых землетрясений, записанных сетью ТКСЭ с 1955—1956 гг.

Классификация землетрясений по энергии и глубине (см. условные обозначения на карте).

1 — наиболее интенсивно поднимающийся блок; 2 — интенсивно поднятый блок; 3 — менее поднятый блок; 4 — среднеподнятый участок; 5 — блок, опускающийся в четвертичное время; 6 — опущенный блок; 7 — высокоприподнятая осевая часть Гиссарского хребта; 8 — высокоприподнятый Северный Памир; 9 — полосы поперечных поднятий; 10 — разломы а — глубинные, б — крутые

вается ее слабая сейсмическая активность. В этом районе зарегистрированы лишь отдельные слабые толчки (см. рис. 47).

Таким образом, пониженная сейсмичность Алайской впадины согласуется с особенностями ее геологического строения. Нами не учитывались слабые землетрясения, зарегистрированные высокочувствительной аппаратурой ТКСЭ лишь в западной части зоны, для того чтобы иметь одинаковый сейсмический материал для всей рассматриваемой области.

Распределение эпицентров землетрясений, положение и глубина которых определена с большой точностью (ошибка в самых периферийных частях Гармского района, значительно удаленных от станций, не превышала 10 км) для хорошо изученной Гармской области, позволяет провести детальное сопоставление тектоники с сейсмичностью.

Сопоставление сейсмичности с геологией Гармского района было произведено М. В. Гзовским, В. Н. Крестниковым, И. Л. Нерсесовым и Г. И. Рейснером (1958). При этом карта точечных эпицентров сопоставлялась с тектонической схемой, а карта сейсмической активности — со средними градиентами вертикальных тектопических четвертичных движений Гармского района. Не повторяя выводов этих исследователей, мы произвели сопоставление сейсмического материала с блоками, выделенными нами в результате геоморфологических наблюдений в этом районе. Эпицентры землетрясений, как было показано выше, распределяются по трем основным полосам: северной, средней и южной. На севере наибольшее количество слабых толчков располагается в краевой части эпигерцинской платформы, раздробленной на блоки. При этом полосы эпицентров как бы ооконтуривают отдельные глыбы (фиг. 48).

Наибольшее количество землетрясений приходится на зоны контрастного сочленения блоков, движущихся в разных направлениях или с различной скоростью. Например, большое количество эпицентров располагается между блоками левобережья р. Сурхоб (к западу от Таджикибада) и осевой частью хребта Петра Первого, испытывающей интенсивное поднятие. Такой же контрастностью обладает и зона сочленения левобережья р. Сурхоб с Кабут-Крымским массивом, который испытывает нисходящие движения к востоку от Гарма. Одновременно с этим на западе (к западу от Гарма) массив претерпевает восходящие движения незначительной амплитуды, сходные с движениями левобережья р. Сурхоб, вследствие чего здесь наблюдается меньшая их контрастность. Такое же соотношение мы наблюдаем и на востоке (к востоку от Таджикибада), где северный склон хребта Петра Первого и осевая его часть поднимаются интенсивно и с одинаковой скоростью. Хотя эта зона и совпадает с границей эпигерцинской платформы и передового прогиба, который проходит по глубинной зоне разрывов, но благодаря меньшей контрастности движений здесь происходит лишь небольшое количество слабых толчков.

Большое количество слабых землетрясений располагается в районе Хаита, где происходит сочленение нескольких глыб,двигающихся неравномерно. Благодаря такому неравномерному движению глыб, возникает резкое сочленение интенсивно поднимающегося Джиргатальского блока с опускающимся Кабут-Крымским массивом и среднеподнятым блоком, расположенным между реками Ясман и Оби-Кабут, чем и объясняется сильнейший толчок 1949 г. и большое количество более слабых.

Кроме основных полос эпицентров землетрясений, разграничивающих отдельные глыбы, некоторые эпицентры располагаются в пределах последних.

В Каракульской зоне эпицентры землетрясений вытянуты вдоль глубинной зоны разрывов. Наибольшее число их приходится здесь на Сафид-Доронский участок молодого прогибания в пределах Северного Памира.

В Гармском районе, кроме описанных продольных полос эпицентров, выделяются и поперечные полосы. До сих пор это субмеридиональное расположение очагов не находило своего объяснения с точки зрения тектонического строения Гармского района. Нами в этом районе выделяются две поперечные полосы молодых поднятий, которые проходят вкрест основных структурам района. Как показано на рис. 48, одна такая полоса находится к западу от долины р. Обихингоу и протягивается параллельно последней, проходя по водоразделу между бассейнами рек Обихингоу и Кызылсу (южная). Другая расположена восточнее и начинается западнее пос. Сапгвор, она сечет хребет Петра Первого в районе перевала Люля-Харви; далее переходит на правый берег р. Сурхоб, захватывая осевую часть Кабут-Крымского массива (гора Науди) и затухает в северо-западном направлении, в пределах Гиссарского хребта.

Первая полоса представляет собой новейшее поперечное поднятие, которое заставило р. Обихингоу повернуть свое течение в северном направлении. Это поднятие перехватило прежний сток реки на юг, в районе перевала Полизак (Чедия, 1955). Вторая полоса поперечных поднятий выражена отчетливо. На юге она намечается по резкому изменению течения р. Обихингоу с субширотного направления на меридиональное (почти вкрест прежнему направлению стока). На северном своем отрезке полоса выделяется по высшим высотным отметкам, выходам более древних пород, что свидетельствует о поперечном перегибе в структуре Передового прогиба.

С полосами поднятия хорошо сопоставляются поперечные полосы слабых толчков. При этом необходимо отметить, что здесь находятся почти все глубокие землетрясения (глубина свыше 25 км). Гипоцентры последних указывают на более глубокое заложение поперечных поднятий, чем отдельных блоков в краевой части платформы.

Таким образом, тщательный анализ землетрясений, определенных с большой точностью в Гармском районе, указывает на полное соответствие между сейсмичностью и геологическим строением, а также на возможность использования плотностного распределения очагов для выявления отдельных частных структур, которые с трудом выделяются лишь после тщательных геологических и геоморфологических работ. Глубина гипоцентров косвенно свидетельствует о глубине заложения отдельных структурных элементов.

В заключение этой главы, в задачу которой входило выявление тех геологических особенностей Памиро-Алайской зоны, которыми объясняется ее сейсмичность, суммируем выводы в виде сейсмогеологических критериев.

Зона высокой сейсмической активности приурочена к области сочленения переработанной эпигерцинской платформы и альпийской геосинклинальной области.

Наиболее опасными в сейсмическом отношении являются участки, где размах неоген-четвертичных движений наибольший. Такими участками являются западный и восточный фланги Памиро-Алайской зоны. Чаще всего землетрясения возникают в местах, характеризующихся наиболее контрастными новейшими движениями. Обычно к этим местам приурочены глубинные зоны разломов.

Наибольшее количество сильных землетрясений возникает в краевой части эпигерцинской платформы, раздробленной на блоки в результате интенсивных новейших движений. Наиболее сильные землетрясения приурочены к зонам резкого сочленения глыб, сложенных древними породами (протерозойскими) и молодыми развивающимися прогибами.

Наличие эпицентров слабых землетрясений не является прямым указанием на возможность возникновения разрушительных толчков в этих районах.

Посмотрим теперь, являются ли полученные нами выводы специфичными только для этой области или в какой-то мере сходны с сейсмогеологическими критериями для других высокосейсмичных молодых складчатых областей и зон сочленения их с платформенными структурами.

Основные закономерности связи сейсмических явлений с геологическим строением зоны, которая протягивается по южной границе Советского Союза от Карпат на западе до Средней Азии на востоке, в последнее время изучались В. В. Белоусовым, Е. И. Бюсом, И. В. Кирилловой, А. Я. Левицкой, М. В. Муратовым, К. Н. Паффенгольцем, М. М. Рубинштейном, А. А. Сорским, В. Е. Хапным (Кавказ), А. Я. Левицкой, М. В. Муратовым, В. В. Эзом и другими (Карпаты), Е. И. Губиным, Б. А. Петрушевским, В. А. Растворовой, И. А. Резановым и автором (Туркмения), М. В. Гзовским, А. В. Горячевым, И. Е. Губиным, В. Н. Крестниковым, И. Л. Нерсесовым, Б. А. Петрушевским, Г. И. Рейснером и автором (юг Средней Азии). Рассмотрим очень бегло основные закономерности, которые попытаемся сформулировать в виде геологических критериев сейсмичности. Наиболее опасными участками в сейсмическом отношении являются следующие:

1. Зоны резкого сочленения разнородных структур, особенно тех участков, где сочленение проходит по зоне глубинных разломов.

2. Участки, где наиболее часто происходила перестройка древнего структурного плана (поднятия неоднократно сменялись опусканиями).

3. Области с высокой степенью унаследованности развития.

4. Области новейшей перестройки (начиная с конца неогена) древнего палеозойского плана.

5. Участки наиболее интенсивных современных и новейших движений, особенно в местах, где контрастность их наибольшая.

6. Зоны новейшего и современного вулканизма.

Таким образом, геологические критерии сейсмичности, выявленные нашими исследованиями на территории зоны сочленения, согласуются с критериями, полученными на обширной территории юга Советского Союза (от Карпат до Средней Азии).

## Глава X

### КАРТА СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ПАМИРО-АЛАЙСКОЙ ЗОНЫ

Составление карты сейсмического районирования понимается в настоящее время как комплексное геолого-геофизическое исследование. В нашей работе мы рассмотрели геологические критерии сейсмичности рассматриваемой территории. Попытаемся теперь на их основании выделить участки большей или меньшей вероятности возникновения землетрясений различной силы. На основании схемы сейсмической активности (рис. 49) можно построить карту районов сотрясения различной силы, которая и является нормативной для сейсмостойкого строительства. Мы выделили следующие три района: район разрушительных землетрясений (силой свыше 9 баллов) — зона 1; район более слабых землетрясений, которые лишь в отдельных случаях могут быть отчасти разрушительными (силой 7—8 баллов) — зона 2; район слабых землетрясений (силой 6—7 баллов) — зона 3.

Район возникновения разрушительных землетрясений (зона 1). В этот район входят западная и восточная части рассматриваемой территории.

Зона 1 разобцается зоной 2 на два отдельных участка — западный и восточный. Западная часть охватывает краевую часть эпигерцинской платформы, краевой Предпамирский прогиб. Здесь произошли 9—10-балльные Каратагское и Хаитское землетрясения и целый ряд 8—9-балльных толчков.

Поскольку зона контрастного сочленения указанных крупных структурных единиц, по-разному развивающихся и дифференциально движущихся, прослеживается примерно до 72° меридиана, то последний и является восточной границей западного участка зоны 1.

Второй участок, в пределах которого возможно возникновение разрушительных подземных ударов, по данным геологии, расположен в восточной части Памиро-Алайской зоны. Он образуется из слияния двух высокосейсмичных районов — Предтяньшаньского краевого прогиба и Язгулем-Ташкурганской зоны. Высокая сейсмичность этих районов, как было показано выше, объясняется сочленением подвижного края эпигерцинской платформы, разбитой на блоки, и молодой впадины, испытывающей погружение (Предтяньшаньский район), а также переработкой древнего структурного плана усилившимися новейшими движениями. Для восточного фланга известны 9—10-балльное Кашгарское землетрясение и ряд 8—9-балльных. Мы считаем необходимым отнести этот участок к зоне 1.

Зона 1 показана нами также по южному ограничению Предкуньлуньского прогиба и, частично, в пределах Куньлуня. Здесь наблюдается сочленение приподнятого Куньлуня с глубокоопущенным Предкуньлуньским краевым прогибом. На юге эта полоса сливается с Язгулем-Ташкурганской зоной. Для последней известны два сильных землетрясения — 9—10-балльное Сарезское и 8—9-балльное Ташкурганское.

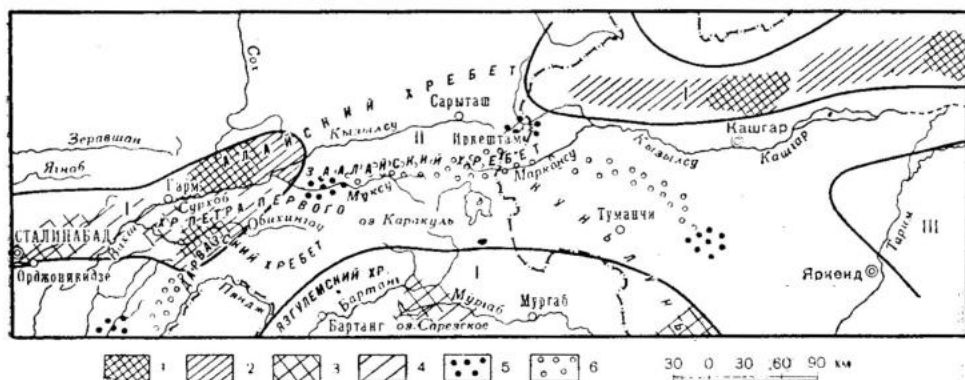


Рис.49. Схема сейсмической активности (геологический вариант карты сейсмического районирования).

I. Зона возникновения разрушительных землетрясений (10—9 баллов): 1 — участки частых землетрясений, 2 — участки возможных землетрясений (по геологическим данным), 3 — участки редких землетрясений, 4 — участки возможных землетрясений (по данным геологии). II. Зона возникновения сильных землетрясений (8—7 баллов): 5 — участок происходивших слабых землетрясений, 6 — участок возможных слабых землетрясений (по данным геологии). III. Зона возникновения слабых землетрясений (менее 7 баллов)

Внутри зоны 1 нами выделены участки, в пределах которых уже происходили, и по геологическим данным наиболее вероятны в будущем, разрушительные землетрясения. Здесь намечается некоторая градиация повторяемости землетрясений. Знаком (1a) показаны участки разрушительных землетрясений, где, судя по геологическим данным, согласно карте сейсмической активности (рис. 49) они могут происходить наиболее часто (Гармский район). Знаком (1б) показаны участки, на площади которых сильные землетрясения возникали редко и, по-видимому, будут возникать также редко. На основании графика повторяемости: одно сильное 9—10-балльное землетрясение в 5000 лет. Знак (1в) обозначает участки, в которых разрушительные землетрясения неизвестны, но где они возможны по геологическим данным. Вычисленная повторяемость 9—10-балльного землетрясения для этих районов предполагает одно землетрясение в 1000 лет. Эти данные, конечно, очень приближенные, так как расчет производится для площади в 10 000 км<sup>2</sup>.

Район возникновения землетрясений средней силы (зона 2). Эта зона, как указывалось, разоблачает высокосейсмичную зону 1. К зоне 2 мы относим центральную часть Памиро-Алайской зоны, которая характеризуется отсутствием здесь разрушительных, на памяти людей, землетрясений и следов подземных ударов. Здесь весьма значительно количество слабых толчков, что связано с геологическим строением, которое обуславливает слабую сейсмичность. Однако в пределах центральной части зоны условия возникновения землетрясений не везде одинаковы. Южная окраина Предпамирского прогиба, проходящая по зоне длительно развивающихся глубинных разрывов, является наиболее сейсмоактивной. Здесь сосредоточены основные очаги слабых толчков. Несколько повышенной сейсмической активностью обладает и восточное замыкание Алайской

впадины в районе кишлака Иркештам, где происходит молодая перестройка древнего структурного плана.

Район возникновения слабых землетрясений (зона 3). К этой зоне мы относим районы, в пределах которых сильные землетрясения не происходили, причем по геологическим данным нет оснований и ожидать их. Сюда относится западное окончание Таримского стабильного массива (части древней эппротерозойской платформы). Слабых толчков здесь тоже почти не наблюдается. Южнее, в пределах Таримского массива, располагается практически асейсмичная зона, в которой допустимо возникновение редких и слабых (до 5 баллов) землетрясений.

### КАРТА СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

На основании карты сейсмической активности нами предлагается новый вариант карты сейсмического районирования, на которой показаны уже не зоны возникновения землетрясений, а зоны сотрясений. На этой

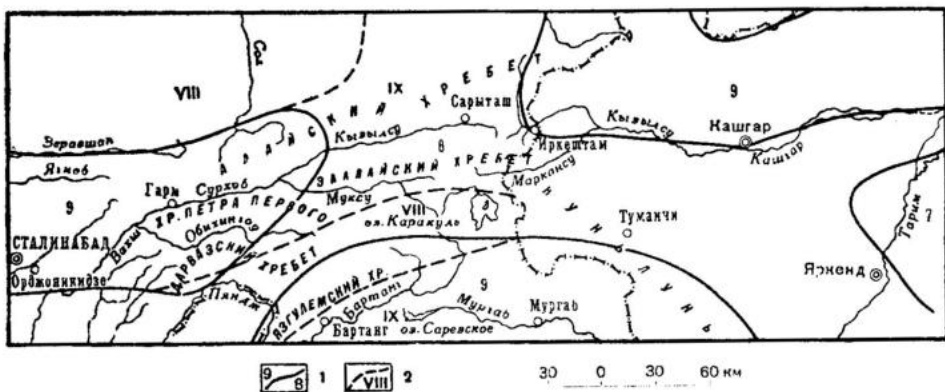


Рис. 50. Карта сейсмического районирования Памиро-Алайской зоны.

I — зоны сотрясений различной балльности \*, 2 — зоны сотрясений, перенесенные с карты сейсморайонирования ИФЗ АН СССР, 1957 г.

\* Арабские и римские цифры обозначают баллы

карте (рис. 50) нанесены зоны сотрясений с карты сейсмического районирования, составленной Институтом физики Земли в 1957 г., в создании которой принимал участие и автор. Предлагаемая нами карта несколько отличается от последней. На ней уточнены контуры сейсмических зон для Памиро-Алайской зоны и проведение контуров более обосновано, благодаря проведенным нами детальным сейсмогеологическим наблюдениям. Ширина полос различной балльности зависит от данных о разрушительных землетрясениях, происшедших в рассматриваемом районе.

### КРАТКИЕ ВЫВОДЫ ПО СЕЙСМИЧНОСТИ ПАМИРО-АЛАЙСКОЙ ЗОНЫ

Высокая сейсмическая активность этой зоны является отражением длительного и сложного тектонического развития рассмотренной территории.

Анализ данных пенинструментальной и инструментальной сейсмостатистики позволяет в пределах Памиро-Алайской зоны выделить два участка повышенной сейсмической активности. Разделяет их район относительно пониженной сейсмичности. Участки характеризуются значительной протяженностью при сравнительно небольшой ширине.

Западная часть зоны повышенной сейсмичности охватывает южные отроги Гиссарского хребта и восточное окончание Таджикской депрессии. Зона в целом характеризуется разрушительными землетрясениями силой более 9 баллов на севере и 8—9 баллов на юге. Инструментальные наблюдения свидетельствуют о приуроченности к зоне многочисленных слабых толчков.

Восточная часть зоны повышенной сейсмичности протягивается вдоль границы сочленения Тянь-Шаня с расположенной южнее Таримской впадиной. Эта часть зоны охватывает также северный склон Куньлуня в области сочленения последнего с Яркендской впадиной. В этой части также отмечены ряд сильных землетрясений и большое количество более слабых толчков. Западный и восточный участки зоны разделяются центральной частью — Алайской впадиной и ее горным обрамлением. Отмеченные здесь землетрясения не превышают 7—8 баллов, число слабых толчков также невелико.

Высокая сейсмичность флангов Памиро-Алайской зоны обусловлена его специфическими историко-структурными особенностями, а именно — большой разницей структурных обстановок, различно развивающихся на мезозой-кайнозойском этапе структурных областей. С одной стороны, это поднимающаяся и разбитая на блоки краевая часть Тянь-Шаня, с другой — краевой Предпамирский прогиб на западе и Предтяньшанский — на востоке.

В пределах флангов отмечаются различия в типе сейсмичности на севере, в краевой части платформы, и на юге — в пределах прогиба. Причины этого различия объясняются разной контрастностью тектонических движений по северной и южной границам краевого прогиба. Слабая сейсмическая активность Алайской впадины и ее горного обрамления хорошо согласуется с меньшей контрастностью новейших и современных движений в этой части зоны.

Наряду с катастрофическими и разрушительными землетрясениями в пределах Памиро-Алайской зоны фиксируются группы слабых толчков, тесно связанных с зонами интенсивных новейших подвижек и современных дифференцированных движений. Геологические критерии сейсмичности, полученные для рассматриваемой зоны, согласуются с основными сейсмогеологическими связями, выявленными на обширной территории западной части юга Советского Союза.

Историко-структурный подход к объяснению сейсмичности привел к выводу, что слабые землетрясения еще не являются подтверждением возможности возникновения катастрофических землетрясений, которые зависят от определенных структурных особенностей различных участков. Вследствие этого построение карт сейсморайонирования лишь по картам сейсмической активности проводить невозможно. Необходимо широко использовать геологические данные и лишь при совпадении тех или других можно давать обоснованный прогноз сейсмической опасности для того или иного района.

Историко-структурный подход к объяснению сейсмичности Памиро-Алайской зоны позволяет несколько уточнить действующую в настоящее время карту сейсморайонирования масштаба 1 : 5 000 000.

## ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения Туркестана.— Труды Геол. ком., вып. 151, 1916.
- Баратов Р. Б., Захаров С. А. К вопросу о взаимоотношении Памира и Южного Тянь-Шаня.— Изв. отд. естеств. наук Таджикской ССР, вып. 14, 1956.
- Бархатов Б. П. Схема структурно-тектонического районирования Памира.— Ученые записки ЛГУ, № 268, серия геол. наук, вып. 10, 1956.
- Белоусов В. В. 1. Основные вопросы геотектоники. Госгеолиздат, 1954.
- Белоусов В. В. 2. К вопросу о методах сейсмического районирования.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1954.
- Белоусов В. В., Горшков Г. П., Петрушевский Б. А. По поводу статьи И. Е. Губина о сейсмическом районировании юго-западной Туркмении.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1954.
- Беляевский Н. А. О третичных отложениях высокогорных районов Западного Куэнь-Луня.— Докл. АН СССР, т. VIII, № 6, 1947.
- Беляевский Н. А. Альпийская тектоника Западного Куэнь-Луня.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1949.
- Беляевский Н. А. История тектонического развития центральной части азиатской ветви тетиса и сопредельных территорий.— Труды совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. АН Азербайджанской ССР, Баку, 1956.
- Борнеман Б. А. Меловые отложения юго-востока Средней Азии. Изд-во Узбекского филиала АН СССР, Ташкент, 1940.
- Борнеман Б. А., Овчинников С. К. Геология Заалайского хребта. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Борнеман Б. А., Овчинников С. К. 1. Северный склон Заалайского хребта — Труды ТПЭ, вып. 65, 1936.
- Борнеман Б. А., Овчинников С. К. 2. Геология Заалайского хребта Изд-во АН СССР, вып. XV, М.-Л., 1936.
- Бурачек А. Р. Золотоносные конгломераты Дарваза.— ТКЭ, 1932, 1933.
- Бурачек А. Р. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана.— ТКЭ, вып. IV, 1932. Труды Экспед., 1934.
- Введенская Н. А. Методика и результаты обобщения наблюдений сети стационарных сейсмических станций Средней Азии 1950—1953 гг.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6, 1954.
- Введенская Н. А. Об использовании инструментальных наблюдений над слабыми землетрясениями при сейсмическом районировании.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 1958.
- Власов Н. Г. Триасовые и юрские отложения юго-западного Дарваза.— Тезисы докладов к совещанию по унификации стратиграфических схем Средней Азии, 1959.
- Вознесенский А. В. Карта Кашгарского землетрясения 22.VIII 1902. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1903.
- Вонгаз Л. Б. К стратиграфии и вулканизму меловых и третичных отложений Тоюнской депрессии.— Труды ВАГТ, вып. 2, М., 1956.
- Высоцкий Б. П. Теория шарнижей в русской геологической литературе и ее современное положение.— Вопросы геологии Азии. Т. II. Изд-во АН СССР, 1955.
- Вялов О. С. Схема деления третичных отложений Ферганы.— Докл. АН СССР, т. II, № 3—4, 1935.

- Вялов О. С. 1. Краткий очерк меловой и третичной истории Ферганы.— Изв. Гос. геол. об-ва, № 5, 1936.
- Вялов О. С. 2. Мел и палеоген Ферганы.— Труды ТПЭ, вып. 47, 1936.
- Вялов О. С. О постпалеозойских тектонических фазах Средней Азии. Сборник, посвященный 50-летию научной педагогической деятельности акад. В. А. Обручева. М.-Л., 1938.
- Вялов О. С. О взаимоотношении Памира и Алая.— Изв. Таджикского филиала АН СССР, № 2, 1943.
- Вялов О. С. Граница мела и палеогена в Фергане.— Докл. АН СССР, т. XII, № 2, 1944.
- Вялов О. С. 1. Новые данные по стратиграфии третичных отложений Алайского хребта.— Докл. АН СССР, т. XV, № 5, 1944.
- Вялов О. С. 2. Палеоген Бордобы (Заалайский хребет).— Докл. АН СССР, т. XIV, № 5, 1944.
- Вялов О. С. 1. Типы меловых разрезов Ферганы.— Докл. АН СССР, т. XIX, № 4, 1945.
- Вялов О. С. 2. Опыт комплексного изучения третичных отложений Средней Азии. Изд-во АН Узбекской ССР, 1945.
- Вялов О. С. 3. Схема деления меловых отложений Ферганы.— Докл. АН СССР, т. XIX, № 2, 1945.
- Вялов О. С. Новые сведения о палеогеновых устрицах из г. Кангара.— Докл. АН СССР, т. 105, № 5, 1955.
- Габрилиян А. М. Палеогеография мезо-кайнозой Ферганской депрессии.— Труды ин-та геологии АН Узбекской ССР, вып. 1, 1948.
- Гайский В. Н. О точности определения положения очага и элементов структуры земной коры.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 22 (149), 1954.
- Галущко Г. Я. О физической природе гравитационного поля Памира и Тянь-Шаня.— Научные записки Киевск. гос. ун-та, т. 12, вып. 4, 1953.
- Гамбурцев Г. А. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
- Гамбурцев Г. А. Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений.— Бюлл. совета по сейсмол. при Президиуме АН СССР, № 1, 1955.
- Ганцева Г. М. Базальты Тоюна.— Записки Всес. мин. об-ва, вторая серия, т. 81, вып. 3, 1952.
- Гвоздецкий Н. А. Древнее оледенение Заалайского хребта.— Природа, № 6, 1957.
- Гзовский М. В. Тектоническое обоснование геологических критериев сейсмичности.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1957.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. Л., Рейснер Г. И. Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР. Изв. АН СССР, серия геофиз., ч. I, № 8, ч. II, 12, 1958.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8, 1959.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Леонов Н. П., Резанов И. А., Рейснер Г. И. Карта новейших тектонических движений Средней Азии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8, 1960.
- Герасимов А. П., Репгартен В. Н. Южные складчатые цепи Советского Союза и Альпийская система.— Докл. ЦНИГРИ, 1934.
- Геология СССР, том 25. Киргизская ССР, часть I (геол. описание). Гос. научно-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр. М., 1954.
- Горников Г. П. Сейсмичность Южного Таджикистана в связи с его тектоникой. Госгеолиздат, 1935.
- Горшков Г. П. Землетрясения на территории Советского Союза. Географгиз, 1949.
- Горячев А. В. Мезокайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района оз. Иссык-Куль. Изд-во АН СССР, 1959.
- Григорьев А. В. О формах альпийской тектоники в Гиссарском хребте.— Изв. Таджикского филиала АН СССР, серия геол., № 2, 1943.
- Григорьев А. В. О тектонических структурах и особенностях геологического развития Алая и Памира.— Изв. Таджикского филиала АН СССР, серия геол., № 11, 1946.
- Григорьев А. В. К нижнемезозойской истории Памиро-Алайской области.— Труды ВАГТ по региональной геологии, № 4, 1958.
- Губин И. Е. Геологическая граница между Пампром и Алаем. Госгеолиздат, 1940.
- Губин И. Е. 1. Геологическая карта Вахшского гребня и хребта Сурхку.— Изв. Таджикского филиала АН СССР, серия геол., № 2, 1943.
- Губин И. Е. 2. Памир и сопредельные страны (схема тектонического районирования).— Изв. Таджикского филиала АН СССР, серия геол., № 2, 1943.
- Губин И. Е. 3. Гармское землетрясение 1941 г. Сталинабад, 1943.

- Губин И. Е. 4. О некоторых чертах геологического строения Южного Таджикистана.— Изв. Таджикского филиала АН СССР, серия геол., № 2, 1943.
- Губин И. Е. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования.— Труды Геофизич. ин-та АН СССР, № 13 (140), 1950.
- Губин И. Е. О глубинном геологическом строении территории Гармской области.— БМОИП, отд. геол., т. XXX (4), 1955.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Губин И. Е., Васильева Л. Б. Сейсмотектонические условия Гиссарской долины.— Бюлл. совета по сейсмологии при Президиуме АН СССР, № 1, 1955.
- Дуткевич Г. А., Хабаков А. В. Пермские отложения восточного Памира и палеогеография верхнего палеозоя центральной Азии.— Труды ТКЭ, 1932.
- Захаров С. А. Дислоцированные террасы как показатель современного горообразования.— Сообщ. Таджикского филиала АН СССР, вып. IV, 1948.
- Захаров С. А. Туткаульский тектонический узел.— Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук, Изд-во Таджикского филиала АН СССР, 1949.
- Захаров С. А. Проявление современной складчатости в Таджикской депрессии.— БМОИП, отд. геол., т. XXX (1), 1955.
- Захаров С. А. Распределение по вертикали тектонических напряжений в Таджикской депрессии.— Труды ин-та геол. АН Таджикской ССР, т. VIII, вып. 1, Сталинабад, 1956.
- Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии.— Сталинабад, 1958.
- Кейлис-Борок В. И., Введенская А. В. Исследование напряжений в Хаитской эпицентральной зоне.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 25/152, 1954.
- Клуников С. И. Геологические исследования на Восточном Памире. ТПЭ, 1933.
- Клуников С. И. Проблемы тектоники Памира.— Изв. Таджикского филиала АН СССР, № 2, 1943.
- Копдорская Н. В., Постоленко Т. А. Сейсмичность СССР за 1955 г.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 1957.
- Копылов А. А. О сильных землетрясениях Сталинабадского района и прилегающих областей. Ученые записки Кулябского гос. пед. ин-та, вып. 3, 1957.
- Копылов А. А. Нурекское землетрясение 22 сентября 1956 г. Сборник статей и докладов.— Труды Института сейсмол. Таджикской АН СССР, том XCIV, вып. V, 1958.
- Корженевский Н. Л. Алайская долина.— Труды ТПЭ, 1928, в. III, 1930.
- Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Строение земной коры Памиро-Алайской зоны по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 10, 1958.
- Крестников В. Н. О сопоставлении сейсмичности и структуры восточной части Центрального Кавказа.— Докл. АН СССР, т. XXXV, № 5, 1952.
- Крестников В. Н. История развития структуры и сейсмичности Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1954.
- Крестников В. Н. История развития палеозойской геосинклинальной области Памира и прилегающих частей Азии.— Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка, ч. I, № 4; ч. II, № 7, 1959.
- Курдюков К. В. Возраст Джунгарского разлома.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1954.
- Кухтиков М. М. О так называемой геологической границе между Памиром и Алэем — Тянь-Шанем.— Ученые записки Таджикского гос. ун-та, т. IV, вып. 1, 1955.
- Кухтиков М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза.— Ученые записки Таджикского гос. ун-та, т. XII; труды ф-та естеств. наук, вып. 2. Сталинабад, 1956.
- Ливеровская Е. В. Условия осадконакопления в палеогене Ферганы.— Труды ВНИГРИ, вып. 66, новая серия. Палеонтологический сборник. № 1, 1953.
- Левидкий Г. В. Описание Кашгарского землетрясения 1902.— Бюлл. постоянной центральной сейсмол. комиссии, июль — декабрь, 1902.
- Левицкая А. Я., Муратов М. В. О связи сейсмичности с тектонической структурой черноморской впадины и окружающих ее областей.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1959.
- Леонов Н. П. Улугчатское землетрясение 1955. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 11, 1959.
- Леонов Н. П. Хаитское землетрясение и геологические условия его возникновения.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1960.
- Личков Б. Л. О природе новейшей тектоники Тянь-Шаня.— Изв. АН Таджикской ССР, № 2 (геология), 1943.
- Личков Б. Л. О горных денудационных поверхностях и их происхождении.— Изв. Всес. геогр. об-ва, № 4, 1945.

- Личков Б. Л. Денудационные поверхности и структуры в горных возвышенностях Таджикистана.— Сообщ. Таджикского филиала АН СССР, вып. 8, 1948.
- Макарова С. Д. О поверхностных землетрясениях Средней Азии.— Труды Узбекского ун-та, № 53, 1954.
- Марковский А. П. О некоторой закономерности распределения тектонических элементов Памиро-Алая.— Труды ТКЭ, вып. 4, 1932.
- Марковский А. П. Заалайский хребет.— Сборник ТКЭ, 1932—1933.
- Марковский А. П. Массив Курумды.— Сборник ТПЭ, 1933—1934.
- Марковский А. П. Южные склоны Алайского хребта.— Сборник ТПЭ, 1934—1935.
- Марковский А. П. О взаимоотношениях Памира и Тянь-Шаня.— Научные итоги ТПЭ АН СССР, 1936.
- Марков К. К. Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахша.— Труды экспедиций, вып. I, 1936.
- Медведев С. В. О составлении атласа сильных землетрясений на территории СССР.— Труды координационного совещания по сейсмостойкому строительству.— Изд-во АН Армянской ССР, Ереван, 1956.
- Мирзаев М. К. Древнее оледенение северного склона восточной части Заалайского хребта.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 6, 1959.
- Миронова Л. В. Возраст отложений Бухарского яруса и схема палеогеографии Средней Азии в бух. ярусе. Вестник ЛГУ, № 4, 1954.
- Муратов М. В. Основные структурные элементы альпийской геосинклинальной области юга СССР и некоторых сопредельных стран.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1946.
- Мушкетов Д. И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем.— Материалы по общей и прикл. геол., вып. 10, 1919.
- Мушкетов Д. И. О надвигах в Заалайском и Алайском хребтах.— Вестник геол. ком., № 7, 1927.
- Мушкетов Д. И. Основные идеи в тектонике Средней Азии.— Труды II Всес. съезда геологов. Изд. Среднеазиат. отд. геол. ком., 1930.
- Мушкетов Д. И. Сейсмическое районирование Средней Азии.— Труды СНАИ, № 39, вып. 2, 1933.
- Мушкетов И. В. Материалы для изучения землетрясений. Приложение 1 к т. 28.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1891. Приложение к т. 35.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1899.
- Мушкетов И. В., Орлов А. Н. Каталог землетрясений Российской империи.— Записки Русск. геогр. об-ва, т. XXVI, 1893.
- Мухин В. Г. Геология Советского Тянь-Шаня в свете новых данных.— Записки Ленингр. Горн. ин-та, т. XI, вып. 1, 1937.
- Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент, 1926.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии в кайнозойскую эру.— Изв. Геол. ком., т. 47, № 2, 1928.
- Наливкин Д. В., Чуенко П. П., Поцов В. И., Юдин Ю. Л. Геологическое строение Памира.— Труды Всес. геол.-развед. объединения, вып. 182, 1932.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии. Научные итоги работ ТПЭ. Изд-во АН СССР, 1936.
- Нерсесов И. Л., Резниченко Ю. В. Повторяемость землетрясений и карта сейсмической активности. Сейсмологические и гляциологические исследования в период МГГ.— Сборник статей № 2, 1959.
- Овчинников С. К. Новые данные по геологии южного склона Гиссарского хребта.— Изв. Таджикского филиала АН СССР, серия геол., № 11, 1946.
- Огнев В. Н. Талассо-Ферганский разлом.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1939.
- Панасенко Г. Д. Обвал горы Чохрак.— Докл. АН СССР, т. 35, № 3, 1952.
- Паффенгольц Е. Н., Шабалкин М. И. Геологическая карта бассейна ледника Федченко и рек Танымас и Баянд-Кыик.— Труды ТПЭ, вып. XVI, 1933.
- Паффенгольц Е. Н., Шабалкин М. И. Геологический очерк бассейнов ледника Федченко и р. Танымас.— Сборник ТПЭ, 1934—1935.
- Пейве А. В. Схема тектоники западного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6, 1938.
- Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тянь-Шаньского орогена и происхождение его впадин.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 5, 1947.
- Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тянь-Шаньской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1948.
- Петровский Н. Ф., Успенский В. М. Землетрясение 7 мая и 20 июня 1902 г. в восточном Туркестане.— Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 28, вып. 5, 1903.
- Петровский Н. Ф., Успенский В. М. Землетрясение в Кульдже и Кашгария летом 1895 г.— Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 34, вып. 3, 1898.
- Петрушевский Б. А., Зайцев Н. С. Палеогеновые отложения южного склона Гиссарского хребта. М., Изд-во АН СССР, 1936.

- Петрушевский Б. А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана.— Труды ин-та геол. наук АН СССР, вып. 8, серия геол., № 3 1940.
- Петрушевский Б. А. К истории развития Тянь-Шаня в мезозойское и кайнозойское время.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 5, 1948.
- Петрушевский Б. А. О природе Азиатского горного пояса. В Сборнике, посвящен. памяти акад. А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Петрушевский Б. А., Резанов И. А., Растворова В. А., Леонов Н. Н. О тектонике западной Туркмении.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 4, 1954.
- Петрушевский Г. А. 1. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Петрушевский Г. А. 2. Значение геологических явлений при сейсмическом районировании.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 28 (155), 1955.
- Попов В. В., Резанов И. А. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью.— Вопросы геологии Азии, том II. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Покров В. И. История депрессий и поднятий западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Ком. наук, 1938.
- Попов В. И. О связи землетрясений Средней Азии с продолжающимся вещественным развитием земной коры.— Записки Узбекского отд. Всес. мин. об-ва, вып. VII. Ташкент, 1956.
- Ранцман Е. Я. К вопросу о несовпадении альпийских и неотектонических структур в Заалайском хребте.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 2, 1958.
- Ранцман Е. Я. Геоморфология и сейсмичность долины р. Сурхоб. Докл. АН СССР, т. 124, вып. 1, 1959.
- Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Резвой Д. П. О Гиссаро-Алайской геосинклинали в верхнесилурийскую эпоху.— Докл. АН СССР, т. XIV, вып. 6, 1954.
- Резвой Д. П. 1. К вопросу о геологической границе между Тянь-Шанем и Памиром.— Ученые записки Львовского гос. ун-та, т. XXXV, серия геол., вып. 8, 1955.
- Резвой Д. П. 2. Новейшие движения Туркестано-Алайской горной системы и графическое изображение их результатов. «Вопросы геологии Азии», т. II, 1955.
- Резвой Д. П. 3. О явлении унаследованности в тектоническом развитии южного Тянь-Шаня в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 2, 1955.
- Резвой Д. П. 4. Несколько замечаний о молодом разломе в моренах хр. Петра Первого. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 2, 1955.
- Резвой Д. П. 5. К характеристике тектонической границы между Тянь-Шанем и Памиром.— Докл. АН СССР, т. 101, № 4, 1955.
- Рейспер Т. И. Новейшие тектонические движения Алайской впадины и ее горного обрамления.— Докл. АН СССР, т. 123, № 6, 1958.
- Ренгартен В. П. Мезозой Восточного Памира.— ТПЭ, 1932, Изд-во АН СССР, 1933.
- Ренгартен В. П. Заалайский хребет. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Розова Е. А., Грин В. П. Расположение эпицентров землетрясений, происшедших на территории Киргизии. Фрунзе, Изд-во АН Киргизской ССР, 1955.
- Розова Е. А. Алайкельские землетрясения 15 апреля 1955 г.— Изв. АН Киргизской ССР, вып. III. Фрунзе, 1956.
- Рухин Л. Б. Палеогеография юго-востока Ферганы в меловом периоде.— Ученые записки ЛГУ, серия геол. наук, вып. 6, 1955.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Госгеолиздат, 1959.
- Селиванов Р. И. Поверхности выравнивания и рельеф Памира.— Докл. АН Таджикской ССР, № 20, Сталинабад, 1957.
- Семенов П. Г., Семенова В. А. Каталог землетрясений, ощущавшихся на территории Таджикистана за период 1865—1940, 1941—1952.— Труды АН Таджикской ССР, т. 36, вып. 3. Сталинабад, 1958.
- Симаков С. Н. К стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии.— Докл. АН СССР, т. XXXII, вып. 1, 1952.
- Симаков С. Н. Вопросы стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии.— Труды ВНИГРИ, вып. 66, новая серия. Палеонтологический сборник № 1, 1953.
- Синицын В. М. О геологической границе Куэнь-Лунских и Тянь-Шаньских структур в Памиро-Алайском сближении.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1945.
- Синицын В. М. К четвертичной истории Таримской впадины.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXII, № 3, 1947.
- Синицын В. М. К истории Таримского стабильного массива.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1948.
- Синицын В. М. 1. Основные черты тектоники Китая. Вопросы геологии Азии. т. II. Изд-во АН СССР, 1955.
- Синицын В. М. 2. Общая схема тектоники Высокой Азии.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXX, вып. 2, 1955.

- Спилицы В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Спилицы Н. М. Северо-Памирский краевой разлом (о северной геологической границе Памира).— Ученые записки ЛГУ, № 268, серия геол. наук., вып. 10, 1959.
- Смирнов Л. Н. Структурные соотношения нефтегазоносных бассейнов юга Средней Азии.— Новости нефтяной техники. Нефтепромысловое дело. ЦНИИТНЕФТЬ. М., 1955.
- Соловьев С. Л. О распределении энергии землетрясений.— Труды Геофиз. ин-та, АН СССР, № 30, 1955.
- Солун В. И. К вопросу о тектонике южного Таджикистана.— Изв. Таджикского филиала АН СССР, серия геол., № 2, 1943.
- Сорский А. А., Кириллова И. В. К вопросу о тектоническом районировании складчатых областей.— Докл. АН СССР, т. 100, № 2, 1955.
- Херасков Н. П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых принадлежащих к нему районов.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. X (3—4), новая серия, т. XI, 1932.
- Чедия О. К. Современное и древнее оледенение Северного Дарваза и южного склопа хребта Петра I.— Ученые записки Таджикского гос. ун-та, № 6, 1955.
- Чедия О. К. Оби-мазарский шарриаж в Дарвазе.— Труды Ин-та геол. АН Таджикской ССР, вып. 1, 1956.
- Чедия О. К. 1. Эволюция р. Хингоу в четвертичное время.— Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., т. 69, № 2, 1957.
- Чедия О. К. 2. Зоны четвертичной аккумуляции и новейшая тектоника Дарваза.— Ученые записки Таджикского гос. ун-та, т. XVII; Труды факультета естеств. наук, вып. 3, 1957.
- Чедия О. К. 3. К характеристике альпийской структуры южного Дарваза.— Труды Ин-та геол. АН Таджикской ССР, вып. 2, 1957.
- Чедия О. К. 4. К характеристике альпийской структуры Южного Дарваза.— Труды Ин-та геол. АН Таджикской ССР, т. 77 (XXVII), вып. 2, 1957.
- Чедия О. К. Позднечетвертичные поперечные поднятия в Дарвазе.— Докл. АН СССР, т. 112, № 4, 1957.
- Чедия О. К. Геоморфология Южного Дарваза. Сборник статей Таджикского филиала геогр. об-ва СССР. Труды, т. XCIX, № 1, 1958.
- Чпхачев П. К. Тектоника юго-западного Таджикистана. ТКЭ, 1932, вып. 14, 1934.
- Шатский Н. С. и др. Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. ГУГК и Ин-т геол. наук АН СССР, 1953.
- Шатский Н. С. и др. Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 4 000 000. ГУГК и Ин-т геол. наук АН СССР, 1956.
- Шейнман Ю. М. К характеристике Таджикской впадины.— Проблемы советской геологии, вып. 3, 1935.
- Шульц С. С. О соотношении кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор в Тянь-Шане.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1943.
- Эз В. В. О тектонических особенностях области возникновения глубокофокусных землетрясений в Восточных Карпатах.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 12, 1959.
- Wadia D. N. Geology of India. Third ed. London, 1953.
- Kleibelsberg R. V. Beiträge zur Geologie westlichen Turkestans. Innsbruck, 1922.
- Nöth L. N. Geologische Untersuchungen in norwestlichen Pamirgebiet und mittleren Transalai. Berlin, 1932.

## СОКРАЩЕНИЯ

- БСС — Бюллетень совета по сейсмологии при Президиуме АН СССР
- ВАГТ — Всесоюзный аэрогеологический трест
- СИАН — Сейсмологический институт Академии наук СССР
- ТКСЭ — Таджикская комплексная сейсмологическая экспедиция
- ТКЭ — Таджикская комплексная экспедиция
- ТПЭ — Таджикско-Памирская экспедиция

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава I. Физико-географический очерк . . . . .	5
Глава II. К истории геологических исследований . . . . .	9
Глава III. Стратиграфия . . . . .	22
Глава IV. Основные черты современной структуры . . . . .	52
Глава V. История геологического развития Памиро-Алайской зоны в мезозойское и кайнозойское время (донеогеновая) . . . . .	71
Глава VI. История и характер новейших движений (неотектоника) . . . . .	90
Глава VII. Тектоническое районирование Памиро-Алайской зоны . . . . .	117
Глава VIII. Сейсмичность Памиро-Алайской зоны . . . . .	127
Глава IX. Сопоставление сейсмичности с тектоникой Памиро-Алайской зоны . . . . .	147
Глава X. Карта сейсмического районирования Памиро-Алайской зоны . . . . .	154
Литература . . . . .	158

*Николай Николаевич Леонюк*

### **Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны**

*Утверждено к печати Институтом физики Земли им. О. Ю. Шмидта Академии наук СССР*

*Редактор издательства Л. В. Миракова. Технический редактор Н. А. Мазагонова*

*РНСО 27-12В. Сдано в набор 7/VI 1961. Подписано в печати 29/VIII 1961. Формат 70×108<sup>3</sup>/<sub>16</sub>.*

*Печ. л. 10,25,+3 вкл. Усл. печ. л. 14,14+3 вкл. Уч. изд. л. 14,1(13,5+0,6 вкл.) Тираж 1200 экз. Т-10261*

*Изд. № 34. Тип. зак. 1981*

*Цена 97 коп.*

*Издательство АН СССР. Москва Б-62. Подосеневский пер., 21.*

*2-я тип. изд.-ва. Москва. Шубинский пер., д. 10*

## ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
9	1 св.	Глава I	Глава II
11	3 сн.	В. Д. Наливкин	Д. В. Наливкин
67	19 св.	ГСЭ	ГСЗ
67	18 сн.	Памиро-Алтайская	Памиро-Алайская
123	9 сн.	Памиро-Алтайская	Памиро-Алайская
125	9 сн.	и	в
132	2 сн.	проводилось	приводилось
157	6 сн.	или	и

Н. Н. Леонов