

Г. П. ВИННИЧЕНКО

ТЕКТОНИКА
ЦЕНТРАЛЬНОГО
ПАМИРА



АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Г.П.ВИННИЧЕНКО

ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

Под редакцией
члена-корреспондента АН Таджикской ССР
М.М.КУХТИКОВА

Издательство "Дониш"

Душанбе - 1979

УДК 551.24 (235.211)

На основании новейших данных проводится тектоническое районирование территории Центрального Памира в палеозойской и мезо-кайнозойской структурах; дается описание намеченных зон, история их развития; выясняется природа межзональных границ и характер движений, создавших важнейшие структурные элементы Центрального Памира и прилегающих к нему территорий. Рассматриваются некоторые общие вопросы строения и развития складчатых областей.

Книга рассчитана на геологов-исследователей и специалистов, занимающихся геологической съемкой и поисками полезных ископаемых.

ИБ 363

В 1904030000 - 040 без объявл.
М 502 - 79

© Издательство "Дониш", 1979

В В Е Д Е Н И Е

Центральный Памир является одной из наиболее труднодоступных высокогорных частей Юго-Восточного Таджикистана. В его пределы включается территория Ванчского, Язгулемского и Музкольского хребтов, а также система горных узлов, лежащих между Рангульской впадиной и долиной р.Аксу. Указанный район относится к числу интереснейших в тектоническом отношении областей Памира. Структура отдельных участков его по степени сложности считается уникальной. Здесь уже давно описывались крупные надвиги и шарьяжи, сложночешуйчатые зоны, системы изоклинальных и опрокинутых лежащих складок. Естественно, что столь необычная по своему строению территория всегда вызывала повышенный интерес у геологов. В ее изучении, начатом еще в прошлом столетии, принимали участие многие выдающиеся исследователи. Тем не менее до последнего времени ряд проблем тектоники Центрального Памира все еще служит предметом острой дискуссии.

В основу настоящей работы положены результаты многолетних наблюдений автора на Памире и материалы предшествующих исследователей.

Определение палеонтологических коллекций, собранных автором, производилось Э.В.Бойко (гидроидные полипы), Г.К. Мельниковой (мезозойские кораллы), З.З.Муфтиевым и В.Д. Салтовской (палеозойские водоросли и фораминиферы), Т.А. Сикстель (флора), Т.В.Шевченко (иглокожие), Н.Д.Юшиной (двустворчатые моллюски). При написании работы автор неоднократно пользовался советами и консультациями члена-корреспондента АН Таджикской ССР М.М.Кухтикова и академика АН Таджикской ССР А.П.Недзвецкого. Всем перечисленным лицам автор выражает свою искреннюю благодарность. Пользуясь случаем автор благодарит также К.А.Винниченко и Л.Н.Стабенову, оказавших помощь при подготовке рукописи к печати.

1. ОБЗОР ПРЕДЫДУЩИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАБОТ

Первая схема тектонического районирования Памира была предложена Д.В.Наливкиным (1916). По совокупности имевшихся геологических материалов он выделил в пределах Памира четыре зоны, последовательно сменяющие друг друга с севера на юг: северную осадочную, северную метаморфическую, южную осадочную и южную метаморфическую. В 1937 г. две северные зоны Д.В.Наливкин объединил в одну. На территории Памира стали выделять три зоны: Северный Памир, Центральный Памир и Южный Памир (Наливкин, 1939).

В зону Центрального Памира включалась территория Ванчского, Язгулемского, Музкольского и Базардаринского хребтов, бассейны рек Мургаб и Истык. Основными особенностями зоны считались слабое проявление герцинских орогенических движений, интенсивная киммерийская и альпийская складчатости. По геологическим особенностям более низкого ранга Центральный Памир подразделяется на "зону мезозоя и верхнего палеозоя" и "акбайтальскую зону надвигов". Последняя представляет "исключительно интересную тектоническую структуру", выраженную сложной системой чешуй линзовидных очертаний, надвинутых друг на друга по плоскостям, наклоненным обычно к югу. Вероятнее всего, образование акбайтальских структур, по мнению Д.В.Наливкина, произошло в результате раздавливания толщ палеозоя и мезозоя между массивами метаморфических пород. Преимущественное падение плоскостей надвигов на юг указывает на давление с юга.

В 1936 г. А.П.Марковский при рассмотрении вопроса о взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня разработал несколько другую схему тектоники Памира. По его мнению, Централь-

ный Памир охватывает территорию Базардаринского хребта, бассейны рек Пшартов, Мургаб, Истык и Акташский район. А.П.Марковский исключил горное обрамление Рангульской впадины из зоны Центрального Памира и отнес к Северному Памиру. Основной для Центрального Памира принимается киммерийская орогения, многочисленные и разнообразные проявления вулканических процессов относятся к киммерийскому циклу и отчасти к альпийскому. Акбайтальскую зону А.П. Марковский причисляет к чрезвычайно сложно построенным, образование ее обусловлено сжатием между палеозойскими массивами. Однако, по мнению указанного исследователя, этот факт не может выдвигаться в качестве доказательства интенсивного проявления альпийских тектонических движений. Относя Акбайтальский и Рангульский районы к Северному Памиру, А.П.Марковский считает, что проявления альпийских движений в указанных регионах не отличаются интенсивной напряженностью.

Одновременно с работой А.П.Марковского появилась сводка В.А.Николаева (1936), в которой, наряду с проблемами магматизма и петрологии, рассматриваются и вопросы тектоники Памира. Исходя из представлений о тектонической неоднородности территории Памира, делается важный вывод о зональности магматических проявлений и взаимосвязи магматических и тектонических процессов. Центральная зона, по В.А.Николаеву, характеризуется преимущественно развитием верхнепалеозойских и мезозойских отложений. Магматические породы связываются с киммерийскими движениями, а наиболее молодые эффузивы, гипабиссальные их разности и, может быть, некоторые граниты — с фазами альпийских дислокаций. В.А.Николаев впервые дает конкретную и ясную характеристику границ тектонических зон. Границей между Северной и Центральной зонами, по его представлениям, служат линия пологого надвига и зона сложночешуйчатых структур, прослеженных по северному склону Язгулемского хребта, через долины рек Танымас и Жокуйбель, вдоль водораздела между долинами рек Восточный Пшарт и Мургаб. Намеченная тектоническая линия является наиболее "важным и интересным элементом геотектоники Памира" (Николаев, 1936, с. 363).

Роль ее для правильного понимания взаимоотношений герцинских и альпийских (точнее киммерийских) структур Памира такого же порядка, как и зоны надвигов в Тянь-Шане, отделяющей древние каледонские и докембрийские структуры от герцинских. Южная граница Центральной зоны выражена разломами и киммерийскими гранитными интрузиями Рушанского хребта, долины р.Аличура и левобережья р.Гурумды. Четкое и ясное представление о характере границ Центральной зоны и высказывания о зональности магматизма являются главнейшими достижениями работы В.А.Николаева.

В 1938 г. опубликована работа П.П.Чуенко "Геологическое строение Южного Дарваза", где впервые отмечена тектоническая неоднородность западной части Центрального Памира. Выделено четыре различно построенных в геологическом отношении участка. Границами между ними служат крупные тектонические нарушения. Крайний северный участок располагается в пределах Северного Памира, три других — на территории современного Центрального Памира. Довольно подробно П.П.Чуенко описывает тектонические нарушения, разграничивающие намеченные им участки. С современных позиций участки, по существу, соответствуют тектоническим зонам и подзонам. Можно считать, что выводы, сделанные П.П.Чуенко, в значительной степени подтвердились более поздними исследованиями.

Фактический материал по геологии Таджикистана, накопленный к сороковым годам, был обобщен Б.А.Петрушевским (1940) в сводке "Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана", содержащей много ценного и по территории Памира. На тектонической схеме Афганистана и соседних областей СССР, приложенной к работе, большая часть Центрального Памира включена в область позднекиммерийских структур. Ванчский хребет и Акбайтал-Рангульский район отнесены к герцинидам. Положив в основу районирования время проявления интенсивной складчатости, Б.А.Петрушевский приходит к выводу, что альпийское складкообразование на территории Памира нельзя называть геосинклинальным. По его представлениям, альпийские движения "не повлекли за собой серьезных изменений в характере земной ко-

ры", а привели лишь к подчиненной дислоцированности мезозойско-кайнозойских пород.

Интересные своеобразные взгляды на тектонику Памира, в том числе и Центрального Памира, изложены в трудах С.И. Клуникова (1943). Как и предшествующие исследователи он намечает в пределах Памира три зоны: Северную, Центральную и Юго-Западную. Главными признаками, которые должны быть положены в основу тектонического районирования, С.И. Клуников считает направления герцинских и отдельно альпийских подвижек, а также очертания разновозрастных тектонических элементов в плане. Центральная зона отличается сложной мозаикой тектонических структур, в общем дугообразно изгибающихся на север. Как для герцинских, так и для более молодых структур характерна неоднократная смена подвижек к северу движениями обратного направления, хотя на отдельных участках наблюдаются отчетливые преобладания тех или других. В южной части зоны широко развиты мезозойские отложения, а в северной — метаморфизованные палеозойские толщи. Более резкие изгибы наблюдаются в молодых породах. В связи с этим был сделан вывод о том, что мнение о дугообразности памирских структур справедливо только для альпийских элементов, а повсеместного дугообразного изгиба герцинид не наблюдается. Отмеченные особенности строения Памира заставляют С.И.Клуникова заменить термин Наливкина "дуга" понятием "зона". Главным недостатком во взглядах С.И.Клуникова является отсутствие историко-геологического подхода в решении тектонических вопросов. Указанный исследователь не учитывает особенностей истории геологического развития региона и основывается лишь на морфологии структур.

Существенно отличается от рассмотренных выше схем деления Памира схема тектонического районирования, предложенная И.Е.Губиным (1943). Он впервые обособляет территорию южного побережья Сарезского озера и бассейны рек Мургаб и Истык в качестве самостоятельной зоны Юго-Восточного Памира.

Центральный Памир в новом понимании включает хребты: Ванчский, Язгулемский, Музкол; Акбайтальский район.

Зона, по И.Е.Губину, сложена как палеозойскими, так и мезозойскими оложениями. "Герцинская складчатость вероятна. Киммерийская складчатость доказывается отчетливыми угловыми несогласиями. Сильно проявились альпийские движения, особенно в конце неогеновой эпохи" (Губин, 1943, с. 27). Схема И.Е.Губина (1943), по мнению одного из знатоков тектоники Памира Б.П.Бархатова (1963), наиболее отвечает современному уровню изученности района и вполне правильно отражает существующие взаимоотношения отдельных частей геосинклинальной области Памира. Но и она не лишена недостатков. Прежде всего необходимо отметить стремление И.Е.Губина построить свою схему в строгом соответствии с представлениями Кобера о строении орогенов. К числу недостатков относится неопределенность границ выделяемых зон. Слабо обоснованно утверждение И.Е.Губина о проявлении складкообразовательных движений в конце неогена. В то же время следует признать, что выделение Центрального Памира в границах, близких к тем, как они понимаются в настоящее время, и обособление области южного побережья Сарезского озера и бассейнов рек Мургаб и Истык в качестве самостоятельной тектонической зоны — несомненное достижение в изучении тектоники Памира.

Позднее бассейны рек Мургаб и Истык вновь включают в зону Центрального Памира (Виноградов, 1958), что не совсем согласовывается с накопленным к тому времени фактическим материалом. Кроме того, если в 1936 г. А.П.Марковский рассматривал Акбайтальский и Рангульский районы в составе Северного Памира, то в данном случае указанные районы включены уже в Центральный Памир.

В 1953 г. была опубликована "Тектоническая карта СССР", составленная коллективом сотрудников Института геологических наук АН СССР под руководством Н.С.Шатского. В 1956 г. вышло второе издание карты, а в 1957 г. — Объяснительная записка к ней. Работа получила широкое признание как среди советских, так и зарубежных геологов. При составлении карты был успешно применен разработанный в трудах А.Д.Архангельского, Н.С.Шатского (1933) принцип тектонического районирования по возрасту складчатости, за-

вершающей геосинклинальное развитие. Памир рассматривается как часть альпийской складчатой области юга СССР. Намечаются антиклинальная зона Северного Памира, синклинорий Центрального Памира и антиклинальная зона Южного Памира. Внутри зон выделяются структурные ярусы, отражающие этапы геосинклинального развития земной коры данного региона. Структуры обособляемых зон считаются одновозрастными, альпийскими, хотя к моменту составления характеризующей карты уже имелись материалы, свидетельствующие об асинхронности происходивших на территории Памира процессов диастрофизма. Слабое отражение на карте получили особенности магматизма и морфология структур. Несмотря на отмеченные недостатки издание "Тектонической карты СССР" сыграло выдающуюся роль в познании тектоники СССР, в частности Памира.

В 1958 г. М.М.Кухтиковым была предложена схема тектонического районирования в альпийской структуре. Предварительный вариант схемы представлен при описании краевых разломов Памира и Дарваза (Кухтиков, 1956). Подвергнув критике все существующие схемы деления Памира, М.М. Кухтиков отстаивает необходимость тектонического районирования структур, созданных в течение одного цикла. Так как районирование Памира в альпийской структуре проводилось впервые, намеченным тектоническим зонам были даны новые географические названия. Территория Центрального Памира включена в Язгулем-Акбайтальскую геотектоническую зону. Область Ванчского хребта рассматривается в пределах Язгулем-Акбайтальской зоны в качестве подзоны, а мезозойские разрезы Музкольского хребта, вероятно, представляют вторую подзону. На наш взгляд, включение территории Ванчского хребта в Язгулем-Акбайтальскую тектоническую зону находится в противоречии с исходными принципами, положенными М.М.Кухтиковым в основу районирования. При строгом соблюдении этих принципов (состав и возраст отложений, морфология и возраст структур, характер магматизма и метаморфизма) указанные подзоны следовало бы выделять в качестве самостоятельных тектонических зон. М.М.Кухтиков (1956, 1958) приводит четкую и ясную характеристику межзональ-

ных границ. На основании имевшегося фактического материала он показал, что тектонические зоны в пределах Памира разграничиваются крупными длительно живущими краевыми разломами. Северной границей Язгулем-Акбайтальской геотектонической зоны, по его представлениям, служит Ванч-Акбайтальский краевой разлом, с юга зона ограничивается Бартанг-Пшартским разломом, намеченным в качестве единой тектонической линии впервые. Аналогичный характер имеют границы и между подзонами. Южным ограничением Ванчской подзоны, по М.М.Кухтикову, служит Язгулемский краевой разлом, описанный ранее Н.А.Кузьминым в 1951 г. На важнейшую роль разломов в разграничении различных геоструктурных зон указывает также Д.П.Резвой (1958). К структурам подобного типа в пределах Памира Д.П.Резвой (1958) относит Акбайтал-Упрангскую зону разломов. На основании имеющегося материала автор пришел к выводу о том, что разломы разделяют области с различным знаком вертикальных движений.

Существенно отличаются от изложенных представлений по тектонике Центрального Памира взгляды Н.М.Синицына (1957). Он утверждает, что "Центрально-Памирская зона" принадлежит палеозойской складчатости Памира и Куньлуня. Главное значение в пределах зоны придается толщам нижнего палеозоя и каледонской складчатости. Герцинская складчатость играет незначительную роль, как и позднемезозойские движения. Границами между тектоническими зонами считаются краевые разломы. Точку зрения Н.М.Синицына разделяет в своих металлогенических построениях Е.Д.Карпова (1959). Имеющийся в настоящее время фактический материал по геологии Центрального Памира не позволяет большинству геологов согласиться с выводами Н.М.Синицына о проявлении каледонской складчатости в пределах Центрального Памира.

В 1961 г. была издана "Тектоническая карта СССР" масштаба 1 : 1 000 000 под ред. А.А.Богданова. На этой карте территория Памира отнесена к области альпийской складчатости. Выделяются две зоны: миогеосинклиальная, охватывающая примерно территорию Сев.Памира, и эвгеосинклиальная, в которую включены Центральный и Юго-Восточный Па-

мир. Докембрийские кристаллические породы Юго-Западного Памира представляют, по А.А.Богданову, выступ древнего основания в эвгеосинклинальной зоне. Тектоническое районирование проведено по возрасту складчатости.

Б.П.Бархатов (1959) предлагает выделять на территории Памира срединный массив Юго-Западного Памира, Северную, Центральную и Заалайскую зоны. Тектонические зоны подразделяются им на ряд подзон. Усовершенствованный вариант схемы, представленный на II Всесоюзном тектоническом совещании в 1962 г., опубликован впоследствии в его монографии (Бархатов, 1963). В дальнейшем эта же схема была использована при анализе альпийской тектоники юга СССР (Бархатов, 1971).

В основу тектонического районирования Б.П.Бархатовым положены следующие признаки: 1) время завершения последнего геосинклинального периода развития, 2) длительность последокембрийского геосинклинального развития, 3) преобладающая тенденция вертикальных движений после завершения последнего геосинклинального периода развития. Отметим, что каждый из вышеуказанных признаков выводится из анализа стратиграфического разреза, являясь по существу его интерпретацией. Поэтому, взяв за основу принципы районирования, предлагаемые Б.П.Бархатовым, в конечном счете приходится руководствоваться формами проявления геотектонических движений, а именно: разрезом, морфологией структур, особенностями магматизма и т.д.

Зона Центрального Памира, входящая, по Б.П.Бархатову, в складчатую систему Каракорума, характеризуется длительностью геосинклинального развития от протерозоя до конца мезозоя. По своим структурно-тектоническим особенностям зона представляется чрезвычайно неоднородной. В течение средних и завершающих этапов в ее пределах обособляются следующие подзоны: Ванч-Язгулемская, Музкол-Рангульская, Сарезско-Пшартская, Язгулемская, Ванчская, Акбайтальская и приразломная Бартанг-Пшартская. В альпийской структуре Центральный Памир выступает как сложный складчато-глыбовый мегаантиклинорий. Границами зон и подзон Б.П.Бархатов считает длительно живущие разломы. Неко-

торые из разломов описываются впервые. Представления Б.П. Бархатова полностью разделяет Г.Г.Мельник (1963) в своей работе, посвященной тектонике Рангкуль-Аксуйского района.

С аналогичных позиций рассматривает тектонику Центрального Памира М.С.Дюфур (1962). Под Центральным Памиром он понимает тектоническую зону, представляющую северную часть киммерийско-альпийской складчатой области Тетиса. По своему положению и особенностям тектонического строения зона принадлежит к складчатой системе Каракорума. Для нее характерно сильное проявление кайнозойской складчатости и магматизма и унаследованное развитие мезозойско-кайнозойской геосинклинали с палеозойского этапа. Геотектонический режим в пределах Центрального Памира с течением геологического времени не оставался постоянным и претерпел резкие изменения на рубеже палеозоя и мезозоя. Если в палеозое Центральный Памир отличался сравнительно однообразными тектоническими условиями, то в мезозое и кайнозое происходит резкая дифференциация тектонических движений, завершившаяся формированием складчатой структуры. Палеозойские и мезозойские вертикальные движения, обусловившие разделение Центрального Памира на геосинклинальные и геоантиклинальные участки, в кайнозое, по М.С. Дюфур, сменились горизонтальными движениями. Интенсивное сжатие не было связано с давлением извне, как считали Д.В.Наливкин (1932, 1939), А.П.Марковский (1936) и другие, а создавалось в участках прогибания, в результате инверсии тектонического режима. Разрядка напряжения происходила путем сокращения площади, занимаемой ранее осадочными толщами, причем данный процесс происходил в разных местах по-разному, чем обусловлено образование различной внутренней структуры отдельных участков.

Исходя из принципов, разработанных Б.П.Бархатовым (1959, 1961), М.С.Дюфур в пределах Центрального Памира намечает следующие подзоны: Ванч-Язгулемскую, Музкол-Рангкульскую, Рушанско-Сарезскую, Северо-Аксуйскую и Ванчскую. Кроме того им намечаются молодые прогибы, либо унаследованные от геосинклинального развития (Бартангский

прогиб), либо наложенные на уже сформированные структуры геосинклинального развития (Пшартский прогиб).

В отличие от Б.П.Бархатова М.С.Дюфур не выделяет в качестве самостоятельной тектонической подзоны Акбай-тальский район. Совершенно правильно, с нашей точки зрения, отмечается сходство геологической истории развития в мезозое и кайнозое территории Язгулемского хребта и бассейна р.Танымас, на основании чего указанные районы были объединены в единую тектоническую подзону. В то же время обособление Северо-Аксуйской подзоны необоснованно и произвольно, поскольку из фактического материала, приводимого автором, явствует, что по своему геотектоническому режиму территория этой подзоны сходна с районами Сарезского озера и бассейнов рек Бартанг и Пшартов. Единый Бартанг-Пшартский прогиб Б.П.Бархатова (1959) М.С.Дюфур расчленяет на два самостоятельных прогиба, отличающихся своей историей развития. Ванч-Язгулемский и Музкол-Ранкульская подзоны у М.С.Дюфура почти полностью соответствуют одноименным подзонам, выделенным Б.П.Бархатовым. В современной структуре зона Центрального Памира представляет систему крупных антиклинорий. Границами зоны считаются краевые разломы. Довольно подробно описана северная граница зоны (Дюфур, 1961), которой придается роль главной тектонической линии Памира. Менее ясное представление у М.С.Дюфура о характере южной границы, а также о положении границ намеченных им тектонических подзон.

В последнее время М.С.Дюфур несколько изменил взгляды на тектонику Центрального Памира. Он пришел к выводу о сложной покровной структуре Центрального Памира, сформированной в кайнозое (Дюфур, 1964, 1972). По нашему мнению, выводы, сделанные М.С.Дюфуром в 1962 г., представляются более аргументированными.

На II Всесоюзном тектоническом совещании в Душанбе, кроме схемы Б.П.Бархатова, был представлен еще ряд работ, в которых рассматриваются вопросы тектоники Центрального Памира.

В.И.Буданов (1964а) освещает тектонические закономерности размещения гранитоидных интрузий Памира. С.С.Ка-

рапетов (1964) высказал интересные соображения, касающиеся положения и характера северной границы зоны Центрального Памира. И.В.Архипов (1964) рассматривает особенности геологического развития Памира в альпийский этап. Он считает, что Памир в целом следует включить в альпийский геосинклинальный пояс Евразии. В отличие от типичных геосинклинальных областей развитие Памира, по И.В.Архипову, происходило своеобразным путем в условиях значительного территориального преобладания зон поднятий над участками прогибания. Складчатость на Памире, включая Центральный Памир, следует считать, в основном, как результат реакции более или менее пластичных отложений мезозоя и кайнозоя на сложные, преимущественно вертикальные дифференцированные перемещения палеозойских блоков по системам разрывных нарушений. Важной особенностью современной тектонической структуры Памира является план деформаций, в основе которого лежит несколько пересекающихся систем прямолинейных разрывных нарушений палеозойского и более древнего оснований. Сочетания разнородных угловатых и угловато-выпуклых структур нельзя, по И.В.Архипову, рассматривать как дуги, потому что они лишены морфологических признаков таковых и не являются единым структурным образованием.

Вопросам районирования Центрального и Юго-Восточного Памира на II Всесоюзном тектоническом совещании в Душанбе был посвящен доклад В.И.Дронова (1964а). Центральный Памир В.И.Дронов, вслед за И.Е.Губиным (1943), рассматривает как самостоятельную тектоническую зону и относит к мезозойским складчатым сооружениям. Современными его границами служат на севере Ванч-Акбайтальский разлом, на юге — Рушанско-Пшартский надвиг. Последний подробно охарактеризован В.И.Дроновым в одной из специальных работ (1964б). Внутри зоны намечается серия прогибов и поднятий, которые распадаются на ряд участков. Резких границ между намеченными подзонами и участками, по В.И.Дронову, не существовало. В своих тектонических построениях В.И.Дронов переоценивает роль стратиграфического разреза и совершенно не учитывает других, не менее важных

геологических данных по морфологии и возрасту структур, особенностей процессов метаморфизма, магматизма. В целом работа В.И.Дронова (1964а) носит стратиграфо-палеогеографический, а не тектонический характер.

В 1964 г. под ред. Т.Н.Спижарского была издана "Тектоническая карта СССР" масштаба 1 : 2500000, где Центральный Памир включен в область с геосинклинальным режимом, прошедшую стадию общей инверсии. Важнейшим показателем тектонического режима считаются проявления магматизма и метаморфизма, которые, по мнению составителей карты, должны изображаться наряду со структурными формами. Широко использованы геофизические материалы о глубинном строении земной коры.

В 1966 г. вышла в свет сводка "Тектоника Евразии", представляющая объяснительную записку к тектонической карте, изданной годом раньше. Ряд положений данной работы, касающихся Памира, вызывают большой интерес и их следует отметить. Памир в целом отнесен к альпийским складчатым сооружениям, заложенным на территории, в пределах которой имела место герцинская складчатость. Это — регенерированные геосинклинали. Во многих случаях их простирание сечет простирание тех палеозойских структур, на которых они развивались. Устанавливаются структурные комплексы выступов основания, сложенные докембрием и палеозоем; геосинклинальный комплекс, охватывающий отложения от триаса до эоцена, и мелассовый комплекс, отражающий заключительные этапы развития региона. Пользуясь методом формационного анализа разреза, в геосинклинальном комплексе выделяются структурные ярусы и иногда подъярусы. Интрузивные породы, внедрившиеся на территории Памира в мезозое и кайнозое, отличаются незначительным распространением. Тем не менее закономерности их пространственного распределения, состав и возраст достаточно полно отражают основные особенности и стадии геосинклинального развития разных ее частей. Решающая роль в развитии магматизма отводится системам длительно существующих глубинных разломов, контролирующим и определяющим все главные особенности размещения как кислых, так и основных пород. Главнейшие выводы, сделанные в работе "Тектони-

ника Евразия", разделяются в настоящее время большинством исследователей.

В 1969 г. Н.В.Власов в пределах Памиро-Гималайского сектора Азии по времени и типу развития наметил три разновозрастные складчатые системы: герцинскую Гиндукуш-Гиссаро-Северо-Памирскую, герцинско-киммерийскую Каракорум-Южно-Памирскую и альпийскую Белуджистан-Гималайскую (Власов, 1969). Центральный Памир, как часть Каракорум-Южно-Памирской складчатой системы, пережил два неотчетливо выраженных парагеосинклинальных этапа. Незавершенный герцинский парагеосинклинальный этап длился с карбона по среднетриасовую эпоху. Киммерийский этап начался в позднем триасе. С этого времени отмечается повышение тектонической активности: усиливается темп прогибания, возрастает определенная дифференциация зон осадконакопления. Типично геосинклинальным киммерийский этап, по мнению Н.Г.Власова, признать нельзя. Характеризуемая территория была слабо дифференцирована на зоны поднятий и прогибов, разрезы осадочных толщ изменяются незначительно, нерезко. Складчатые структуры в ней сравнительно простые. Скорости осадконакопления лишь в поздне триасовую эпоху являлись геосинклинальными. Исходя из представлений о герцинско-киммерийском возрасте структур Каракорум-Южно-Памирской складчатой системы, Н.Г.Власов высказывает интересные соображения по магматической геологии Южного Памира. Он допускает возможность установления в пределах рассматриваемого района герцинских интрузий. Свообразны взгляды Н.Г.Власова на соотношение структур Северного и Южного Памира. Считается, что граница между герцинидами и киммеридами выражена не в виде определенного разлома, как это утверждают большинство исследователей Памира, а представлена крупным, расширяющимся на глубине краевым поднятием. На Восточном Памире данное поднятие охватывает южную половину Дарваз-Сарыкольской зоны, Акбайтальскую, Музкол-Рангкульскую и Центрально-Памирскую зоны. Акбайтальские разрезы формировались, очевидно, на склоне упомянутого поднятия, с приближением к которому затухали складкообразовательные движения Северного и Южного Памира.

Отдельные вопросы тектоники Центрального Памира затрагиваются в сводках по геологии юго-востока Средней Азии и прилегающих к ней областей. Здесь следует отметить работы В.М.Синицына (1955, 1963), М.В.Муратова, И.В.Архипова (1961), А.А.Белова (1967), Д.П.Резвого (1955, 1961), Б.А.Петрушевского (1961), Н.А.Беляевского (1965, 1974), В.Е.Хайна (1969), В.И.Славина (1964, 1976), Т.Н.Спижарского (1973), М.М.Кухтикова (1973) и др. История колебательных движений Памира и сопредельных территорий подробно освещена В.Н.Крестниковым (1962). Анализ тектонического строения и развития Памира в кайнозой приводит О.К.Чедия (1971). Много споров вызывает вопрос о положении северной границы альпийского складчатого пояса в пределах Памира. Эта проблема рассматривается Б.П.Бархатовым (1965, 1966, 1968), Э.Я.Левенем (1964), А.И.Суворовым (1968), М.С.Дюфуром, С.В.Руженцевым, В.А.Швольманом (1965), М.М.Кухтиковым, Г.П.Винниченко (1970), М.М.Кухтиковым, Г.П.Винниченко, И.Н.Черенковым (1971) и др.

В последние годы дальнейшее развитие получила выдвинутая еще в первые годы геологического изучения Памира концепция о ведущей роли в формировании структур крупных горизонтальных движений земной коры. Подробное изложение этой концепции для "области Памирского скупивания" дается С.А.Захаровым (1964), а для Центрального Памира — Э.Я.Левенем (1963), М.С.Дюфуром (1964, 1972), С.В.Руженцевым (1968, 1971), В.А.Швольманом (1977) и др. Предпринимаются попытки осветить тектоническое строение Памира с учетом новых представлений (Пейве, 1969) о природе внутриконтинентальных геосинклинальных областей (Чернер, Буданов, 1974; Зоненшайн и др., 1976). Ряд исследователей, используя в основном геофизические материалы, проводят анализ геологии Памира с позиций тектоники плит (Лукк, Винник, 1975). Неполнота исходных данных и часто несоответствие указанных построений новейшим геологическим материалам отмечались уже неоднократно многими авторами. Критика в адрес мобилистских представлений высказывалась Б.П.Бархатовым (1969), Б.А.Петрушевским (1969, 1977), Г.П.Винниченко (1970, 1973), М.М.Кухтиковым (1973), Е.А.Похвисневой (1976) и др.

Н.А.Беляевский (1974) отмечает, что выводы, сделанные на основании гипотезы глобальной тектоники плит, еще нельзя использовать в практических целях при расшифровке структур на территории СССР, включая область Памира. Автор проводит специальные тектонические работы на Памире с 1966 г. Полученные нами материалы позволили предложить схему тектонического районирования Центрального Памира в альпийской (мезо-кайнозойской) структуре (Винниченко, 1970). В настоящее время накопившиеся новые данные дают возможность произвести более совершенный и детальный по сравнению с вышерассмотренными анализ тектонического строения Центрального Памира.

II. ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В охарактеризованных выше схемах тектонического районирования Центрального Памира большинство исследователей руководствуются всей совокупностью разновозрастных геологических признаков, свойственных данному участку земной коры. Б.П.Бархатов (1963) указывает, что предложенное им районирование Памира отражает специфику развития отдельных участков складчатой области от докембрия до кайнозоя включительно.

Исследования последних лет показывают, что Центральный Памир имеет многоэтажное строение. В его пределах намечаются докембрийское складчатое основание, палеозойский и мезо-кайнозойский структурные комплексы. Изучение же тектонических процессов в земной коре с многоэтажным строением лучше всего достигается путем составления серии карт или схем, последовательно отражающих каждый этап развития. Районирование Центрального Памира в альпийской (мезо-кайнозойской) структуре ранее проводилось М.М.Кухтиковым (1958), а позднее, с учетом новейших данных, ав-

тором (Винниченко, 1970). В настоящее время появились материалы, позволяющие предложить схему тектонического районирования Центрального Памира в герцинской структуре.

В процессе формирования каждого структурного комплекса складчатая область распадается на ряд участков с различным геотектоническим режимом. Эти участки геосинклинальной области, имеющие на всем своем протяжении в общем одинаковый геотектонический режим, принято называть тектонической зоной. Обособление зон в наиболее известных схемах тектонического районирования Памира сделано по типу развития. Следует отметить, что геотектонический режим непосредственно не наблюдается исследователем. В современной структуре зафиксированы лишь результаты движений. По ним и определяется тип развития тектонических зон.

Прежде всего геотектонический режим находит свое отражение в стратиграфическом разрезе. Различия разрезов будут отражать различия геологической истории соответствующих зон геосинклинальных областей. Каждой тектонической зоне присущ определенный тип стратиграфического разреза, отличающийся литолого-фациальным составом отложений, их мощностью, а также непрерывностью или наличием того или иного числа поверхностей несогласного залегания. Несомненно, что стратиграфический разрез является важнейшим, но не единственным критерием, который необходимо учитывать при тектоническом районировании.

Тектоническая неоднородность геосинклинальной области в период осадконакопления сохраняется в дальнейшем и в процессе складкообразования. Подготовленный всем предшествующим ходом тектонического развития процесс складкообразования в тектонических зонах происходит в разное время, т.е. участки земной коры, отличающиеся друг от друга характером стратиграфического разреза, будут различаться и возрастом структур и их морфологией: формой и интенсивностью складок, простиранием и направлением опрокидывания структур и типом разрывных нарушений.

Геотектоническим режимом обусловлены также процессы магматизма. Для многих складчатых областей отмечается

поясное расположение магматических проявлений, находящихся в зависимости от тектонической зональности. Это утверждение относится в первую очередь к гранитоидному магматизму. Тектонические условия локализации других видов магматизма (например, основного) недостаточно изучены. В зависимости от магматической деятельности и тектонической обстановки в пределах исследуемого участка земной коры находятся процессы метаморфизма и формирование полезных ископаемых. Одновозрастные отложения различных тектонических зон, как правило, отличаются друг от друга характером и степенью метаморфизма.

Следовательно, тектонические зоны в складчатой структуре характеризуются особенностями статиграфического разреза, морфологией и возрастом структур, спецификой магматизма, метаморфизма и металлогении. На основании этих признаков и должны выделяться тектонические зоны. Неодинаковая изученность тех или иных форм проявления геологических процессов не всегда позволяет в полной мере использовать всю совокупность перечисленных признаков. К примеру, магматизм Центрального Памира изучен слабее, чем стратиграфия, а среди магматических проявлений по гранитоидам данных больше, чем по интрузивным породам основного состава и т.д. Следует отметить, что тектонические работы, как правило, предшествуют более или менее детальным металлогеническим исследованиям. Те же отрывочные сведения о рудоносности, полученные в результате геологосъемочных и поисковых работ к моменту составления тектонической карты, обычно недостаточны для того, чтобы их можно было однозначно применить в качестве признака при тектоническом районировании складчатой области. Но в любом случае при выделении тектонической зоны необходимо использовать все имеющиеся материалы.

Перечисленные геологические критерии ранее успешно применялись при тектоническом районировании ряда складчатых областей (Пейве, 1938; Петрушевский, 1940; Резвой, 1959 и др.). Наиболее четко указанные признаки были сформулированы Н.М.Синицыным (1957, 1960) и вслед за ним М.М.Кухтиковым (1958, 1968 и др.). У некоторых иссле-

дователей формулировка принципов тектонического районирования несколько иная, но, по существу, они руководствуются теми же формами проявления тектонических процессов.

На основании вышеизложенных принципов ниже дается характеристика зональности Центрального Памира в герцинской и альпийской структурах, в каждой из которых эта территория подразделяется на несколько самостоятельных тектонических зон. Поэтому в дальнейшем понятие "Центральный Памир" будет употребляться как область, включающая хребты Ванчский, Язгулемский, Музкольский, а также район между Рангульской впадиной и долиной р.Аксу.

III. ДОКЕМБРИЙСКОЕ СКЛАДЧАТОЕ ОСНОВАНИЕ

Метаморфические породы докембрия широко развиты в пределах территории Центрального Памира. Они образуют четыре выступа значительной площади в Ванчском, Язгулемском, Музкольском хребтах и в южном горном обрамлении Рангульской впадины. Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что стратиграфические разрезы толщ в каждом из перечисленных выступов неодинаковые.

В Ванчском хребте толща метаморфических пород имеет трехчленное строение. В нижней части ее залегает барножская свита, сложенная различными песчаниками, кварцитами и гнейсами с горизонтами и линзами мраморов и амфиболитов. Видимая мощность свиты около 1000 м. Средняя часть толщи (500-800 м) представлена язгулемской свитой мраморов, доломитизированных известняков, кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов. Заканчивает разрез джамакская свита, состоящая из кварцитов, песчаников с линзами и горизонтами мелкозернистых конгломератов и эффузивов. Мощность свиты около 1000 м. Общая мощность описанного разреза порядка 3000 м. Докембрийский возраст охарактеризованных пород устанавливается по стратиграфическому наложению на них, по одним данным, несогласно (Пашков, 1964б,

1975), а по другим — согласно, с постепенным переходом (Чуенко, 1938; Руженцев, 1968, 1971) известняков, условно относящихся к кембрию — нижнему ордовики. В песчаниках джамакской свиты содержатся споры, указывающие на позднепротерозойский возраст вмещающих их пород. Б.Р. Пашков (1975) считает, что метаморфическая толща Ванчского хребта, скорее всего, является вендской по возрасту. К.Т.Буданова (1976) относит ее к рифею.

Тектонические структуры, в которых участвуют породы докембрия, представлены серией пликативных дислокаций, осложненных многочисленными разрывными нарушениями. М.С.Дюфур (1962) указывает, что в ряде случаев складчатый характер структур может быть поставлен под сомнение. По его данным, формирование складок и разрывов в Ванчском хребте происходило одновременно. В результате в каждом блоке установилось свое внутреннее строение, не зависящее от структуры соседнего блока. С.В.Руженцев (1968, 1971) намечает два типа пликативных структур: лежачие и крутостоящие изоклиналильные складки.

Детальные исследования последних лет показывают однако, что структуры, сложенные метаморфическими породами Ванчского хребта, в целом относительно простые. Они носят черты, обычно свойственные областям развития докембрийских образований. Чаще всего структуры имеют брахискладчатый облик. Крупные линейные, изоклиналильные складки для докембрия Ванчского хребта не характерны. Типичным примером структуры брахискладчатого типа может служить Барноваджская антиклиналь, охватывающая верховья р.Барновадж. В плане очертания складки близки и изометричным. Иногда ее называют Барноваджским куполом или вздутием. На северо-западном крыле складки породы падают под углами, колеблющимися в пределах от 10 до 55°. В юго-восточном крыле наклоны шистов несколько круче, 50–70°. В обоих крыльях крутые углы падений имеют место в зонах разрывов, осложняющих структуру. Описываемая антиклиналь сопровождается мелкой складчатостью. Северо-западное крыло ее осложнено слабо наклоненной к юго-востоку антиклинальной складкой. В юго-восточном крыле имеется флексуро-

образный изгиб. В ядерной части Барноваджской структуры наблюдается небольшая симметричная антиклиналь.

Другие складки, которые намечаются в метаморфических толщах докембрия Ванчского хребта, по своей морфологии близки к вышеохарактеризованной. В плане складки расположены кулисообразно и нередко под некоторым углом по отношению друг к другу. Детальное описание их имеется в работах П.П.Чуенко (1938), Б.П.Бархатова (1963), М.Х.Хамидова (1967) и др.

Большинство дизъюнктивных нарушений в пределах выступа докембрия Ванчского хребта приурочены к контактам свит различного литологического состава. Заметного срезания мощностей контактирующих свит при этом не отмечается. Мощности всех свит докембрийских пород почти повсеместно одинаковые. Нередко разрывы проходят в области развития лишь одной какой-либо свиты. Такие дизъюнктивы не оказывают существенного влияния на изменение общего структурного плана, поскольку амплитуда их невелика. Тем самым не следует преувеличивать роль этих разрывов и высказывать мнение о чешуйчатой структуре Ванчского хребта, о наличии многочисленных послойных срывов.

В Язгулемском хребте в составе толщи докембрия преобладающим развитием пользуются гнейсы и мигматиты. Реже встречаются кварциты, кристаллические сланцы и мраморы. К числу особенностей метаморфической толщи Язгулемского хребта следует отнести ее большую насыщенность гранитоидами. Мощность толщи около 3000 м. По возрасту она является более древней по сравнению с вышеописанной в Ванчском хребте (Кухтиков, 1956). Согласно исследованиям Б.Р.Пашкова (1975), кристаллические породы Язгулемского хребта относятся к нижнему-среднему протерозою. К.Т.Буданова (1976) обособляет их в шипадскую серию (около 1000 м) раннепротерозойского возраста.

Тектонические структуры в толщах докембрия Язгулемского хребта представлены в основном фрагментами линейных складок, наблюдаемыми в ксенолитах — останцах среди гранитоидов. Одна из них, наиболее представительная в этом отношении, описана в среднем течении р.Матравн. Гнейсы и миг-

матиты в указанном районе имеют северо-западные наклоны пластов под углами порядка 60–65°. Намечается замок антиклинали и в отдельных участках можно видеть юго-восточные падения пластов. Большая часть пород юго-восточного крыла замещена прорывающими гнейсы гранитоидами. Широко развиты в пределах Язгулемского хребта крутопадающие разрывы, пересекающие выступ докембрия на отдельные тектонические блоки, внутренняя структура которых выражена преимущественно моноклиналиями.

В Музкольском хребте и в южном обрамлении Рангкульской впадины метаморфические породы принято обособлять в музкольский комплекс. По сложившимся представлениям, толща пород комплекса подразделяется на четыре свиты. Древнейшая из них сассыкская свита сложена кристаллическими сланцами, гнейсами и мраморами общей мощностью около 1500 м. Выше залегает белеутинская свита кристаллических сланцев и кварцитов мощностью 2000–2500 м. Далее следуют мраморы с горизонтальными кристаллическими сланцами и кварцитами сарыджилгинской свиты (1000–1200 м). Верхи разреза музкольского комплекса выражены кварцитами и кристаллическими сланцами бурулюкской свиты мощностью не более 400–450 м и, как будет показано ниже, сланцами, кварцитами и гнейсами мощностью около 1000 м, относившимися до сих пор к сарезской свите карбона. Общая мощность описанного разреза около 7000 м.

Вопрос о возрасте перечисленных свит считается одним из наиболее спорных на Памире. К настоящему времени сложилось две точки зрения. Одна группа исследователей относит породы комплекса к докембрию (Бархатов, 1963; Пашков, 1964а и др.); другая – рассматривает их метаморфическими аналогами верхнепалеозойских и мезозойских отложений (Левен, 1963; Дюфур, 1964; Руженцев, 1968; Дюфур и др., 1970 и др.). В последние годы Б.Р.Пашков (1975) на основании новейших материалов высказался о разновозрастности музкольского комплекса. По его представлениям, следует выделять древнее (скорее всего протерозойское) внутреннее гранитизированное ядро и более молодое внешнее метаморфическое обрамление. Толщи древнего ядра смяты в

серии простых и пологих брахиантиклиналей, крылья которых осложнены мелкими складками и разрывами. Граница между хребтом и обрамлением повсеместно выражена зонами региональных разломов.

Стронники молодого возраста музкольского комплекса утверждают, что метаморфические породы образуют систему крупных лежачих, часто изоклиналильных складок, осложненных пологими надвигами и горизонтальными тектоническими срываами. По их мнению, "в ряде мест разломы между областью развития метаморфических пород и триас-юрскими отложениями либо вообще отсутствуют, либо представлены мелкими нарушениями небольшой амплитуды и наблюдается постепенный переход триасовых и юрских отложений в метаморфические образования" (Руженцев, 1968, с. 114). М.С.Дюфур, В.А.Попова, Т.Н.Кривец (1968) указывают на наличие в пределах музкольского комплекса органических остатков, исключающих возможность отнесения вмещающих их пород к докембрию. Результаты радиологического изучения пород музкольского комплекса позволили высказать точку зрения об альпийском возрасте процессов метаморфизма (Дюфур и др., 1970). Проявление более древних метаморфических процессов в восточной части Центрального Памира ими отрицается. Гальки метаморфических пород в конгломератах мезозоя будто бы отсутствуют.

Согласно исследованиям Ю.К.Буркова, М.С.Дюфура (1973), породы музкольского комплекса, слагающие Белеулинскую антиклиналь, по своим геохимическим особенностям не отличаются от юрских и триасовых отложений, развитых южнее. Эти данные, по их мнению, в совокупности с другими геологическими материалами свидетельствуют об одновозрастности метаморфических пород и осадочных накоплений триаса и юры.

Результаты новейших исследований заставляют нас присоединиться к точке зрения о докембрийском возрасте метаморфических пород Музкольского хребта. В долине р.Бельайрык и в верховьях р.Кукуртджилга установлено, что породы музкольского комплекса стратиграфически несогласно перекрываются толщей мраморизованных известняков с конгломе-

ратами базального типа в основании (Винниченко, Кухтиков, 1969а). Галька в конгломератах сложена кварцем и кварцитами, имеющими тождественный состав сподстилающими их породами бурулюкской свиты. Цемент кварцево-слюдисто-карбонатный. Мощност конгломератов порядка нескольких метров. Следы тектонических нарушений по контакту описанных конгломератов и метаморфических пород как при полевых наблюдениях, так и при микроскопическом изучении пород не устанавливаются. В верховьях долины р.Сарыджилга в районе водораздела с р.Джолбурулюк, а также в верховьях р.Кукуртджилга толща охарактеризованных мраморизованных известняков вверх по разрезу постепенно сменяется зеленоватыми песчаниками и сланцами, которые в свою очередь перекрываются известняками с раннесилурийскими органическими остатками. Согласно приведенным данным, зеленоватые песчаники и сланцы могут быть сопоставлены с толщей среднего-верхнего ордовика, а мраморизованные известняки — с зорбатской свитой кембрия. Подстилающие метаморфические породы следует отнести, таким образом, к докембрию. Изложенной точке зрения ничуть не противоречат указания М.С.Дюфура (1974) о залегании ордовика и силура в других, пусть даже соседних, районах (в верховьях рек Абатджилга и Калакташ), в тектонических покровах на сланцах триаса. По нашим наблюдениям, триасовые сланцы и песчаники в этих районах стратиграфически несогласно залегают на палеозойских отложениях, включая породы ордовика и силура. В ряде районов толща триаса налегает непосредственно на породы музкольского комплекса. В основании толщи повсеместно отмечаются конгломераты, брекчии и песчаники, целиком состоящие из обломков подстилающих гнейсов, мраморов, кварцитов, кристаллических сланцев, сцементированных кварцево-слюдистым песчаным цементом. Обилие кристаллических пород как в обломках, так и в цементе охарактеризованных терригенных отложений создает видимость их внешнего сходства с метаморфическими образованиями. Несомненно, что сходным будет и геохимический состав материнских метаморфических пород и сформированных за их счет обломочных накоплений. Именно в силу указанного сходства данные конгломераты, песчаники и брекчии ранее

обочно включались в состав музкольского комплекса или не рассматривались как зона постепенного перехода метаморфических пород в отложения триаса и юры. Брекчии иногда считались тектоническими по своей природе. Их связи с подвижками по альпийским разрывным нарушениям, осложняющим тектоническую структуру музкольского комплекса.

Полученные нами материалы позволили однако отнести вышеотмеченные породы к осадочным образованиям (Виниченко, Кухтиков, 1969а). В результате площадь распространения музкольского комплекса заметно сократилась за счет смещения границ к центральной части его выступа. Находки органических остатков, ранее считавшиеся приуроченными к площади выхода метаморфических пород (Дюфур и др., 1968), оказались за пределами области распространения музкольского комплекса. Тем самым выяснилось, что одно из, казалось бы, бесспорных доказательств молодого возраста метаморфических толщ музкольского комплекса по существу является не более чем недоразумением. Данные находки определяют возраст несомненно более молодых, чем музкольский комплекс, осадочных, а не метаморфических пород.

Использование цифр абсолютного возраста метаморфических и прорывающих его гранитоидных пород для обоснования принадлежности музкольского комплекса к мезозою в настоящее время не имеет смысла. Л.И.Агеевой (1976) показано на основании радиологического датирования габброидов, прорывающих метаморфические породы, что возраст музкольского комплекса древнее 1500 млн. лет.

Из приведенных данных видно, что представления о молодом мезозойском возрасте музкольского комплекса не выдерживают критики: точка зрения о докембрийском возрасте этих пород представляется достаточно убедительно аргументированной, в связи с чем она разделяется в настоящее время большинством исследователей. Соответственно утверждения, основанные на представлениях о молодом (мезозойском) возрасте музкольского комплекса и, в частности, утверждения об участии метаморфических пород совместно с осадоч-

ными толщами мезозоя в сложении гигантских лежащих складок и тектонических покровов, являются несостоятельными. Высказывания же о простой тектонической структуре выступа музкольского комплекса находят подтверждение в новейших детальном исследованиях. Установлено, что толщи метаморфических пород смяты в систему пологих антиклиналей брахискладчатого облика. Намечается четыре таких антиклинали, расположенных кулисообразно, под острым углом по отношению друг к другу: Шатпутская, Сарымуллинская, Белеулинская и Акбайтальская. Б.Р.Пашков (1975) считает, что каждая из складок носит черты гнейсо-гранитных куполов. Кроме указанных структур, многие исследователи отмечают в пределах территории выступа музкольского комплекса более сложные пликативные дислокации, среди которых встречаются лежащие складки. Наличие их следует признать несомненным фактом. Но этот факт, само собой разумеется, еще не является основанием для утверждений о покровном строении музкольского комплекса. Лежащие складки, как правило, невелики по своим размерам. Они развиваются на крыльях брахискладок, не нарушая общей сравнительно простой структуры комплекса.

Гигантские лежащие складки, изображенные на зарисовках отдельных геологов, при тщательном их анализе оказались искусственной конструкцией, полученной совмещением в одну плоскость разноплановых обнажений, расположенных друг от друга на значительных расстояниях. В частности, небольшая лежащая складка в мраморах в районе ледника Акбайтал рассматривается Э.Я.Левенем (1963) как замок гигантской структуры, охватывающей верховья рек Акбайтал (сев.) и Зорташкол. Горизонт мраморов в правобережье р.Зорташкол, где показывается повернутое крыло складки (Левен, 1963; рис. 6), находится на расстоянии 4-5 км от ледника Акбайтал. Сопоставление столь удаленных обнажений возможно лишь при детальном полевых исследованиях, что в труднодоступных условиях данного района с широким развитием снежного и ледникового покрова не проводилось. Естественно, что в этом случае корреляция мраморов верховий р.Зорташкол и ледника Акбайтал не правомочна и не доказана, следовательно-

но, нет оснований утверждать о наличии здесь гигантской лежащей складки. Аналогичная картина выявляется при анализе ряда других зарисовок и геологических разрезов с изображениями крупных лежащих складок, как будто бы наблюдаемых в толщах музкольского метаморфического комплекса.

Накопленный к настоящему времени геологический материал заставляет отказаться от попыток представить структуру музкольского комплекса как систему лежащих складок и покровов. Здесь будет уместно отметить, что мелкие сложные пликативные дислокации бывают самого различного генезиса. Опыт изучения подобных структур в других областях развития метаморфических пород показывает, что они могут быть как тектонического, так и нетектонического происхождения (Сидоренко, Лунева, 1961; Миллер, 1967 и др.). Роль таких структур в каждом конкретном случае будет неодинаковой. Не всякая мелкая складка может служить указателем степени сложности строения какого-либо района. Например, установленные Ю.В.Миллером (1967) в верхнепротерозойских толщах Восточного Саяна подводно-оползневые дислокации сложного морфологического облика помогают при восстановлении палеотектонических и палеогеографических условий формирования осадков и ни в коей мере не указывают на характер тектонического строения района их распространения. В пределах площади выхода музкольского комплекса вопрос о генезисе мелких складок хотя и затрагивался неоднократно многими исследователями, остался в большинстве случаев еще невыясненным. Следует признать, таким образом, что все тектонические построения, опирающиеся на анализ мелкой складчатости неустановленного происхождения, преждевременны.

Четвертый выход докембрийских образований устанавливается в пределах хр.Зорташкол. Здесь обнажается толща зеленоватых кварцево-хлоритовых, серых кварцево-сланцевых и черных графитистых сланцев, кварцитов, мелкозернистых гнейсов и мраморов общей мощностью около 2000 м. Ранее эта толща рассматривалась в составе палеозоя (Левен, 1960; Бархатов, 1963 и др.). В настоящее время выяснилось, что указанные породы залегают стратиграфически ниже

отложений кембрия —ордовика тузгунтерескэйского комплекса. К.Т.Буданова (1976) выделяет их в ташкольскую серию и условно относит к рифею.

Из вышеизложенного видно, что метаморфические породы во всех выступлениях имеют докембрийский возраст. Повсеместно они занимают самое низкое положение в стратиграфическом разрезе Центрального Памира, выполняя роль фундамента, на котором в палеозое была заложена геосинклинальная область. Геологические наблюдения не дают оснований для предположений о шарьировании метаморфических толщ из соседних регионов.

1У. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА В ГЕРЦИНСКОЙ СТРУКТУРЕ

Роль герцинского тектогенеза в формировании структур Центрального Памира до настоящего времени многими исследователями не дооценивалась. Сложилось мнение, что стратиграфический разрез по всей площади Центрального Памира непрерывный с кембрия до юры, а местами вплоть до мела. Соответственно, проявления палеозойских орогенических движений при этом отрицались. Вся территория Центрального Памира обычно включается в состав альпийского складчатого пояса (Бархатов, 1963) или же в область киммерид (Герасимов, Ренгартен, 1934; Леонов, 1971). М.С.Дюфур (1962) считает, что геосинклиналь Центрального Памира отличается длительным унаследованным развитием на протяжении всего палеозоя и мезозоя. Б.П.Бархатов (1963) продолжительность геосинклинального развития определяет с протерозоя до кайнозоя. Подчеркивается, что в палеозое территория Центрального Памира характеризовалась спокойными однообразными тектоническими условиями. Дифференциация тектонических движений намечается лишь в мезозое. М.С.Дюфур (1962) указывает, что предложенное им тектоническое районирование Центрального Памира касается прежде всего

мезо-кайнозойских структур. Данные М.С. Дюфура (1962) и Б.П. Бархатова (1963) были положены впоследствии в основу представлений о сквозном геосинклинальном развитии Центрального Памира в течение нескольких циклов тектогенеза (Славин, 1964; Белявский, 1965; Хаин, 1969 и др.).

Существуют однако представления, ставящие под сомнение наличие областей со столь длительным непрерывным геосинклинальным развитием ("Тектоника Евразии", 1966). Имеющиеся материалы показывают, что и в Центральном Памире сквозное геосинклинальное развитие нельзя считать доказанным. Еще в первые годы систематического геологического изучения Памира в основании толщ мезозоя было установлено угловое несогласие, свидетельствующее о происходивших здесь позднегерцинских диастрофических процессах (Чуенко, 1934). В южной части Центрального Памира, согласно исследованиям Б.П. Бархатова (1963), мезозойские отложения залегают непосредственно на породах среднего палеозоя. Территория Ванчского хребта нередко относилась к герцинидам (Николаев, 1936; Хамидов, 1967 и др.). Многолетняя дискуссия о положении северной границы альпийской геосинклинали в пределах восточной части Центрального Памира является по существу отражением споров по проблемам герцинского тектогенеза Акбайтальского района и хребта Тузгун-терескей. А.А. Белов (1967) на основе анализа палеозойской истории альпийского пояса юга СССР пришел к выводу, что его северная периферия, включающая и Центральный Памир, была заложена на герцинском складчатом основании. Позднее нами было высказано мнение о необходимости выделения в пределах Центрального Памира как альпийского (мезо-кайнозойского), так и палеозойского структурных комплексов (Виниченко, 1970). В соответствии с имевшимися в то время материалами нами принималось, что в герцинской структуре Центральный Памир представляет единую зону. С поступлением дополнительных данных выяснилось, что приведенная точка зрения требует значительных уточнений. Было установлено, что в палеозое геотектонический режим в различных участках Центрального Памира был существенно неодинаковым. Наши наблюдения позволяют наметить в герцинской

структуре на месте Центрального Памира четыре тектонические зоны: Калакташскую, Язгулемскую, Ванчскую и Акбайтальскую (рис. 1). В приводимой ниже краткой характеристике

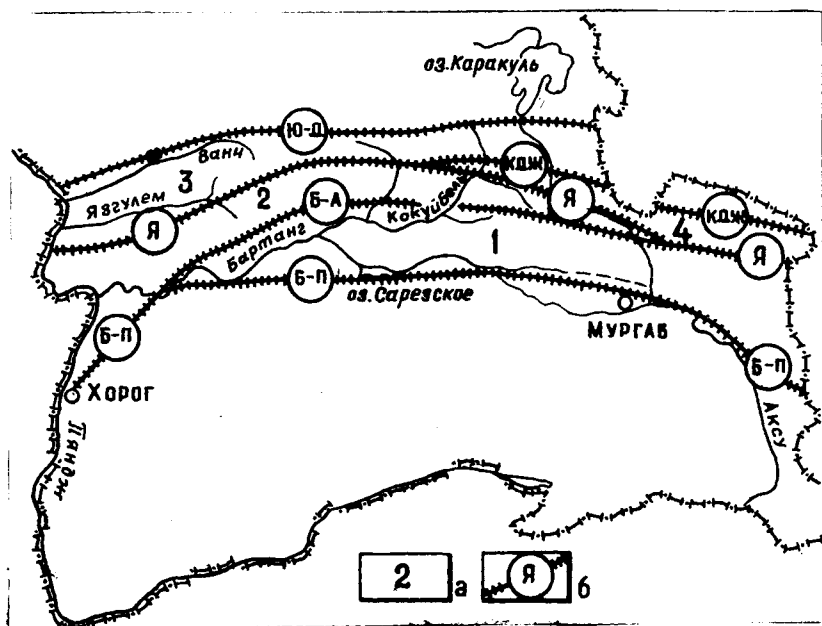


Рис. 1. Тектоническое районирование Центрального Памира в герцинской структуре.

а — тектонические зоны: 1—Калакташская, 2—Язгулемская, 3—Ванчская, 4—Акбайтальская;
 б — межзональные разломы: Б-П—Бартанг—Пшартский, Б-А—Бартанг—Акбайтальский, Я—Язгулемский, КДЖ—Кызылджиикский, Ю-Д—Южно-Дарвазский.

ке перечисленных зон описание магматических проявлений и особенностей метаморфизма в связи с их недостаточной изученностью не дается. Проблемы палеозойского магматизма в области Центрального Памира будут затронуты в заключительной главе.

1. К а л а к т а ш с к а я з о н а охватывает южную часть территории Центрального Памира, включая район Сарезского озера, хребет Музкол и область горных массивов между Рангкульской впадиной и долиной р.Аксу. С юга зона ограничена Бартанг-Пшартским (Кухтиков, 1958), а с севера - Бартанг-Акбайтальским и Язгулемским краевыми разломами (Винниченко, 1970; Кухтиков, Винниченко, 1977).

Стратиграфия. Докембрийское складчатое основание Калакташской зоны сложено породами музкольского метаморфического комплекса (рис. 2). Палеозойские отложения наиболее развиты в восточной части зоны в бассейне р.Калакташ, а также в долинах рек Кукуртджилга, Сарыджилга, Джолбурулюк, Козынды, Чарыкджартар.

Стратиграфический разрез палеозоя начинают породы зорабатской свиты (Дронов и др., 1960). В основании ее в долинах рек Бельайрык и Кукуртджилга устанавливается горизонт базальных конгломератов мощностью несколько метров. Вышележащая часть представлена серыми и полосчатыми мраморизованными известняками с редкими и маломощными прослоями темно-серых, зеленоватых и фиолетовых глинистых сланцев и реже песчаников. Общая мощность зорабатской свиты около 200 м. Возраст свиты вначале определялся по наличию в ее верхней части остатков брахиопод как раннеордовикский (Дронов и др., 1960). Позднее ее стали относить к кембрию - нижнему ордовику (Пашков, 1962). В настоящее время пачка с раннеордовикскими брахиоподами исключена из состава зорабатской свиты. По положению в разрезе свиту целиком стали относить к кембрию (Карапетов, Старшинин, 1976). Фаунистически обоснованные отложения кембрия в пределах Калакташской зоны известны лишь в долине р.Восточный Пшарт. Согласно данным В.И.Дронова (1963б), здесь отмечаются серые, желтоватые и фиолетовые тонкоплитчатые известняки с прослоями кварцевых песчаников и гравелитов. В известняках содержатся остатки трилобитов, указывающих на принадлежность вмещающих их пород нижней половине ленского яруса нижнего кембрия. Мощность описанных отложений исчисляется десятками метров. Взаимоотно-

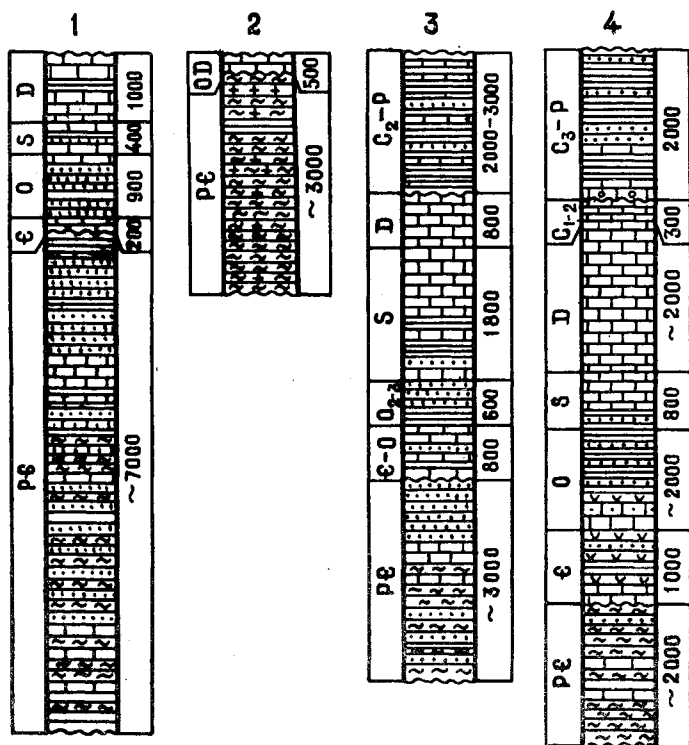


Рис. 2. Стратиграфические разрезы палеозойских зон Центрального Памира.
 1—Калакташской; 2—Язгулемской; 3—Ванчской; 4—Акбайталъ-ской.

шения их с известняками зорабатской свиты неясны. Условно считается, что известняки долины р.Восточный Пшарт соответствуют нижней части зорабатской свиты (Пашков, 1964б).

Более молодые отложения Калакташской зоны представлены породами ордовика, имеющими наиболее широкое распространение в левобережье долины р.Калакташ, в долине Чарыкджартар и в низовьях р.Козынды. Небольшие их выходы отмечаются в долинах рек Кукуртджилга и Джолбурулюк. На подстилающих породах зорабатской свиты ордовикские

отложения залегают согласно с постепенным переходом. Переходная пачка состоит из чередующихся пестроокрашенных сланцев и известняков с редкими остатками раннеордовикских брахиопод. А.И.Лаврусевич, В.И.Лаврусевич, С.С.Карпетов (1976) указывают на наличие туфов и туфолов (?) кератофигов. Мощность пачки около 100 м. Выше следует толща темных-серых, зеленоватых и фиолетовых глинистых сланцев, бурых и зеленоватых плитчатых песчаников общей мощностью около 800 м. По всему разрезу толщи обнаруживаются многочисленные остатки брахиопод, трилобитов, граптолитов, пелеципод и криноидей средне-позднеордовикского возраста (Дронов и др., 1960; Бархатов, 1963; Карпетов, 1965 и др.). В верхах толщи наряду с ордовикскими формами появляются раннесилурийские остатки фауны. Описанная толща обычно обособляется в самостоятельную козындийскую свиту (Дронов и др., 1960). Следует признать, что место выделения и название свиты неудачны. По мнению авторов, выделенная свита, стратотип приурочен к тектоническому покрову. По нашим наблюдениям, ордовик низовьев р.Козынды находится в полосе, ограниченной от окружающих пород тектоническими нарушениями (Винниченко, 1971). Объем свиты здесь не поддается определению. В таких условиях, согласно существующим положениям, выделение свиты неправомерно.

Силурийские отложения в пределах Калакташской зоны имеют ограниченное распространение. Они установлены в низовьях р.Козынды и в верховьях рек Кукуртджилга и Калакташ. На отложениях ордовика толща силура залегают согласно. В низовьях р.Козынды наблюдается постепенный переход между отложениями ордовика и нижнего силура. По данным Б.П.Бархатова (1963), В.И.Дронова (1965) и нашим наблюдениям, песчано-сланцевые накопления ордовика в указанном районе перекрываются толщей органогенно-обломочных плитчатых известняков, глинистых сланцев и песчаников мощностью 350 м. Толща охарактеризована богатым комплексом органических остатков табулятов, брахиопод и криноидей, указывающих на наличие в ее составе отложений планеров и венлока. К лудлову относятся светлые песчаные доломиты и кварцитовидные песчаники общей мощно-

стью 150 м. В них встречаются многочисленные, но, как правило, плохо сохранившиеся остатки брахиопод, кораллов и криноидей. Общая мощность силура в низовьях р.Козынды составляет 500 м.

В долине р.Кукуртджилга разрез силурийских отложений мало чем отличается от вышеописанного. Толща силура слагается здесь серыми плитчатыми известняками с прослоями глинистых сланцев и песчаников. Возраст ее обоснован находками остатков криноидей и брахиопод. В верхней части отмечаются венлок-лудловские наутилоидеи (Бархатов, 1963). Указания С.С.Карапетова (1960) о наличии в разрезе силура р.Кукуртджилга пачек с прослоями малиновых сланцев, песчаников, конгломератов и эффузивов позднее не подтвердились. Эти пачки относятся к более молодым, чем силур, раннедевонским образованиям (Гусев, Пашков, 1971). Мощность силурийской толщи в долине р.Кукуртджилга около 400 м.

Девонские отложения перекрывают породы силура согласно. Наиболее значительные площади они слагают в долинах р.Кукуртджилга и Калакташ. Небольшие выходы имеются на южном склоне Язгулемского хребта в долинах рек Вадут и Супос. В непрерывном разрезе выделяются осадки всех трех отделов девонской системы. Нижний девон представлен серыми плитчатыми известняками с прослоями красноватых и малиновых глинистых сланцев и песчаников. И.А.Гусев, Б.Р.Пашков (1971) отмечают в составе нижнедевонской толщи прослой и линзы эффузивов, туфов и конгломератов. Выше согласно залегают светлые и розоватые массивные и массивно-слоистые известняки с многочисленными остатками кораллов и амфипор среднедевонского возраста. Мощность известняков в районе горы Калакташ достигает 650 м. Верхнедевонские отложения пользуются наименьшим распространением, по сравнению с нижним и средним отделами. В левобережье долины Калакташ по овр.Кичикабатджилга, по данным Б.П.Бархатова (1963), обнажаются темные и красноватые известняки, включающие остатки брахиопод фаменского яруса. Мощность известняков не более 50 м. Аналогичные породы выявлены И.Г. Барановым и В.С.Глазуновым (1937) в долине р.Вадут на южном склоне Язгулемского хребта. Мощность верхнего де-

вона здесь 80–100 м. Западнее, в долине р.Супос, верхне-девонская толща, согласно залегающая на известняках среднего девона, слагается, судя по материалам Б.П.Бархатова (1963), темно-серыми известняками, известковистыми сланцами и песчаниками мощностью 215 м. Общая мощность девонской толщи около 1000 м.

Наличие более молодых палеозойских отложений в пределах Калакташской зоны в настоящее время нельзя признать твердо установленным. По сложившимся представлениям, разрез палеозоя должны продолжить ниже-среднекарбовые отложения, обособленные в сарезскую свиту, и выше – карбонатно-терригенные накопления калакташской свиты (Дюфур, 1962; Карапетов, 1965 и др.). Сейчас уже ясно, что в сарезскую свиту ошибочно объединены разновозрастные образования. В долинах рек Бозбойтал, Кокуйбель, Пангазджилга и в верховьях долины р.Козынды к сарезской свите отнесены метаморфические породы: различные кристаллические сланцы, гнейсы и кварциты с редкими прослоями мраморов. Ранее нами было показано, что данные породы по долинам рек Бозбайтал и Кокуйбель вплоть до Кудары относятся к докембрию, представляя часть музкольского комплекса (Винниченко, 1970). Видимо, докембрийский возраст имеют и метаморфические породы аналогичного состава в бассейне р.Пангазджилга и в верховьях р.Козынды. Здесь, пожалуй, будет уместно отметить, что выводы С.В.Руженцева (1971) о протерозойском возрасте пород сарезской свиты в районе северного побережья Сарезского озера не лишены оснований, хотя с предложенным им сопоставлением данных пород с язгулемским комплексом согласиться нельзя. Предположение о протерозойском возрасте метаморфических пород долин рек Бозбайтал и Козынды высказывают также Г.С.Воскоянц, И.В.Пыжьянов (1972). В ряде районов (долины рек Аюкузюсай, Западный Пшарт) к сарезской свите ошибочно отнесены верхнетриасовые отложения (Винниченко, 1970; 1973; Винниченко, Кухтиков, 1973а). В правобережье р.Балгын в сарезскую свиту включают отложения перми южного крыла Бартанг-Пшартского разлома. В долине Калакташ, по материалам Г.С.Воскоянца, И.В.Пыжьянова (1972), разрез сарезской свиты

отличается большой насыщенностью вулканогенным материалом и наличием прослоев туфосланцев и эффузивов. Аналогичный состав имеют пермские отложения, обнажающиеся несколько южнее в Мынхаджирском горном узле. Возможно, что трасса Бартанг-Пшартского разлома в указанном районе проходит несколько севернее, чем считалось ранее. Для выяснения данного вопроса, очевидно, потребуются дополнительные исследования.

Калакташская свита, как установлено нашими наблюдениями, состоит из глыбово-брекчиевых накоплений и залегает в виде горизонта в разрезе толщи верхнего триаса, являясь составной частью последней (Винниченко, 1970; Винниченко, Кухтиков, 1973а). С учетом изложенного стратиграфический разрез палеозоя Калакташской зоны должен быть представлен согласно пластикующимся от кембрия до верхнего девона включительно.

Тектоника. Тектоническая структура зоны одноярусная. Важнейшие дислокации в пределах зоны характеризуются в целом пологими залеганиями пород. Крупнейшей структурой является синклиналь, сложенная породами силура и девона в верховьях рек Кукуртджилга и Калакташ. Простираение складки широтное. Углы падений пород в ее крыльях $10-15^{\circ}$. С юга синклиналь ограничена крутопадающим разрывом, прослеживающимся вдоль южного склона горы Калакташ, по долине р.Зорабатджилга и через верховья р.Чверьайрык.

Обнажающиеся южнее линии дизъюнктива кембрийские и ордовикские отложения смяты в крупную пологую антиклиналь с углами наклонов пластов пород $10-20^{\circ}$. Крылья осложнены мелкими складками и разрывами. Серия таких дислокаций наблюдается в слоистых светлых известняках в левобережье овра.Кашкачки в районе перевала в долину р.Чверьайрык. Небольшая синклиналь видна по правому борту долины р.Чверьайрык к югу от перевала в бассейн р.Зорабатджилга. Из дизъюнктивных нарушений, осложняющих вышеотмеченную антиклинальную структуру, наиболее крупным является разрыв, прослеживающийся вдоль левого борта овра.Кичикабатджилга. Падение поверхности его сместителя близко к вертикальному. Южное крыло приподнято по отношению к северно-

му на несколько десятков метров.

В районе водораздела между долинами рек Кукуртджилга и Джамбай силурийские отложения характеризуются моноклиналим северным падением под углами $40-50^{\circ}$. Как с юга, так и с севера моноклинали ограничена дизъюнктивными нарушениями. Охарактеризованные структуры, широтно простираясь, погружаются в восточном направлении. В бассейне р.Калакташ палеозойские породы имеют максимальное распространение. В левобережье р.Чверьайрык палеозой уже выступает из-под мезозойских отложений в виде небольших выходов. Далее, в верховьях долины Аюкузюсай, палеозойские толщи полностью скрываются под мезозоем. В низовьях р.Козынды породы ордовика и силура образуют падающую на юг моноклинали с углами наклонов $30-40^{\circ}$ (рис.3). С севера их ограничивает широтно простирающийся дизъюнктив, сместитель которого наклонен на юг под углами $65-70^{\circ}$. В южной части моноклинали под покровом триасовых и четвертичных отложений обрывается Бартанг-Пшартским разломом. Аналогичный облик имеют палеозойские структуры в долине Чарыкджартара (рис.4). Ордовикские отложения слагают здесь моноклинали, падающую на юг - юго-восток под углами $45-50^{\circ}$.

Девонские известняки по южному склону Язгулемского хребта образуют узкие, тектонически ограниченные блоки в зоне Бартанг-Акбайтальского разлома. Пласты пород в таких блоках обычно падают на север - северо-запад под углами порядка $70-75^{\circ}$.

Большинство исследователей, исходя из представлений о непрерывности палеозойского и мезо-кайнозойского разрезов Центрального Памира, считали, что вышеохарактеризованные дислокации оформились или в мезозое (Дронов, 1964а; Бархатов, 1963 и др.) или же в кайнозое (Руженцев, 1968, 1971 и др.). Учитывая наличие регионального углового несогласия в подошве мезозоя возраст структур, сложенных палеозойскими толщами, следует признать домезозойским.

М.М.Кухтиков (1957) на примере ряда районов СССР показал, что время проявления фазы диастрофизма в областях с достаточно сложной тектонической структурой близко или тождественно возрасту наиболее молодых слоев, участвующих

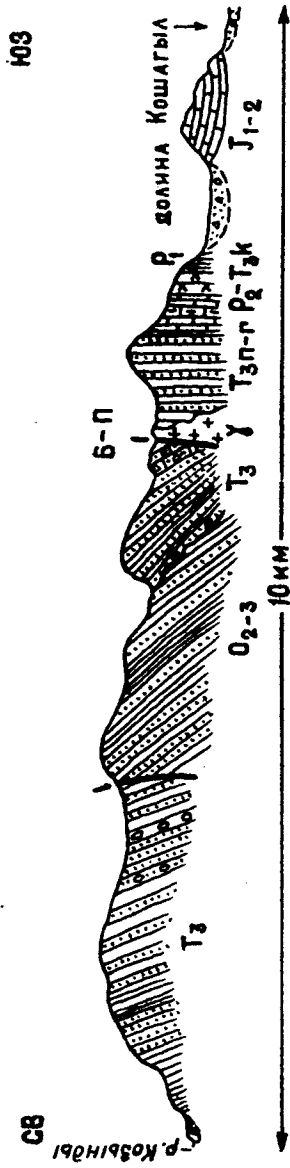


Рис. 3. Геологический разрез вдоль правого борта р. Козымды.
 Б-П - Бартаг-Пшартский разлом.

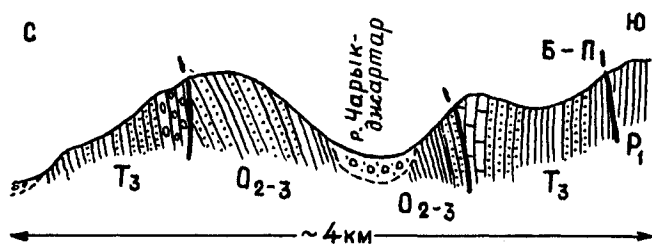


Рис. 4. Геологический разрез через долину р. Чарык-джаржар. Б-П - Бартанг-Пшартский разлом.

в сложении данной структуры. В нашем случае дислокации палеозойского комплекса Калакташской зоны были сформированы в позднедевонское время.

2. Язгулемская зона охватывает низовья р. Бартанг и большую часть территории Язгулемского хребта. На юге и юго-востоке зона ограничена Бартанг-Пшартским и Бартанг-Акбайтальским разломами. На севере граница зоны проходит по Язгулемскому разлому. Древнее основание Язгулемской зоны сложено докембрийскими породами (см. рис. 2). Большая часть площади зоны покрыта отложениями мезозоя. Палеозойские породы устанавливаются лишь вдоль разломов, ограничивающих зону. На южном склоне Язгулемского хребта в долине р. Баджу известен выход песчаников и сланцев с ордовикскими органическими остатками. На северном склоне в долинах рек Магравндара и Кумачдара наблюдается узкая полоса светлых мраморизованных известняков с окаменелостями девонских криноидей. Аналогичные известняки обнажаются в более восточных районах по долине Кызылджилга. Полной уверенности в том, что вышеотмеченные отложения ордовика и девона распространяются по всей территории Язгулемской зоны, нет. Скорее всего выступ докембрия в Язгулемской зоне первично лишен осадков палеозоя, следовательно, наличие здесь герцинского комплекса нельзя считать доказанным.

3. Ванчская зона включает северо-

западные склоны Язгулемского, территорию Ванчского и нижнюю часть южных склонов Дарвазского хребтов, южное побережье оз. Каракуль. Южная граница зоны на всем протяжении выражена Язгулемским и Кызылджикским разломами. С севера она ограничивается Южно-Дарвазским разломом (Виниченко, Кухтиков, 1974).

Стратиграфия. Докембрийское складчатое основание зоны сложено метаморфическими породами ванчского комплекса (см. рис. 2). На них залегает толща карбонатных пород общей мощностью до 800 м. Ранее эта толща обособлялась в андергоэ-дустирозскую свиту. Позднее она была отнесена к зорабатской свите. Переименование свиты, хотя и вопреки правилу приоритета, при необходимости могло быть допустимым, пока вся территория Центрального Памира рассматривалась в составе единой тектонической зоны. В настоящее время, когда появились материалы, свидетельствующие о подразделении Центрального Памира на ряд самостоятельных зон, оно становится неприемлемым. Как было показано выше, распространение зорабатской свиты ограничивается лишь площадью Калакташской зоны. В пределах Ванчской зоны свиту карбонатных пород, залегающих на докембрийских толщах ванчского комплекса, следует выделять под ранее предложенным названием андергоэ-дустирозской. Целесообразность приведенных соображений особенно отчетливо выявляется при сравнении разрезов свит в указанных зонах. Зорабатская свита в Калакташской зоне имеет мощность порядка 200 м. В ее составе преобладают серые и полосчатые мраморизованные известняки. Андергоэ-дустирозская свита в Ванчской зоне наряду с карбонатными породами содержит прослои филлитовидных сланцев и кварцитовидных песчаников. Мощность ее достигает 800 м. Возраст андергоэ-дустирозской свиты определяется по ее стратиграфическому положению под фаунистически охарактеризованными ордовикскими отложениями в пределах кембрия и, возможно, нижнего ордовика. Максимальное распространение свита имеет в долине р. Язгулем и в осевой части Ванчского хребта.

Описанные отложения согласно и с постепенным переходом перекрываются толщей ордовика, состоящей из череду-

ющихся сланцев и песчаников. Наиболее широко они развиты в долине р. Язгулем и в левобережье р. Пяндж западной части Ванчского хребта. Отдельные выходы ордовика имеются в верховьях р. Шаугадо, в правобережье ледника Грум-Гржимайло и в ряде других мест. В нижней части ордовикской толщи в долине р. Язгулем в зеленоватых сланцах содержатся остатки тремадокских трилобитов (Пашков, 1962). Выше залегающая ее часть подразделяется на три пачки. Внизу залегает пачка зеленоватых, реже фиолетовых, глинистых и филлитовидных сланцев с прослоями и линзами белых и серых известняков, включающих остатки среднеордовикских граптолитов и трилобитов. Мощность 50–180 м. Выше следуют черные плитчатые филлитовидные сланцы и алевролиты с прослоями песчаников. Здесь отмечаются остатки трилобитов, граптолитов и криноидей, указывающих на верхнюю половину ландейло. Мощность 120–260 м. Верх ордовика слагает пачка зеленовато-серых филлитовидных сланцев с прослоями песчаников, известняков и доломитов. В данной пачке содержатся граптолиты позднеордовикского возраста. Мощность 100–160 м. Общая мощность ордовика достигает 600 м.

Стратиграфически выше в палеозойском разрезе Ванчской зоны залегает мощная толща, состоящая преимущественно из различных карбонатных пород. Большая часть толщи относится к силуру, а верхи — к девону. Силурийские отложения широко развиты в низовьях р. Язгулем и в правобережье р. Пяндж в районе западных отрогов Ванчского хребта. Нижний силур представлен в основном серыми и черными плотными и песчанистыми известняками с прослоями и пачками глинисто-известковистых сланцев, песчаников и алевролитов. В известняках в долине р. Язгулем обнаруживаются многочисленные органические остатки табулят, брахиопод, криноидей и т.д., свидетельствующие о лландоверь-венлокском возрасте вмещающих их пород (Чуенко, 1938; Бархатов, 1963; Карапетов, 1965; Винниченко, 1970). В верхах нижнесилурийской толщи Б.П. Бархатов (1963) отмечает наличие остатков граптолитов **Monograptus sp.** Мощность описанных отложений 800–1000 м. Верхний силур (800 м) выражен переслаиванием темно-серых плитчатых и светлых песчанистых

известняков, включающих остатки лудловской фауны.

Силурийские отложения вверх по разрезу постепенно сменяются породами девона. В районе водораздела между долинами рек Ванч и Ягулем в западной части Ванчского хребта, выше лудловских известняков, залегают темно-серые плитчатые и листоватые доломитизированные известняки, в которых наряду с силурийскими формами содержатся девонские органические остатки. В правобережье р.Пяндж по уш. Мотравн нами были обнаружены остатки криноидей **Mediocrinus ex gr. medus (Jelt.) Cyclostrema gen. et sp. indet.**, указывающие на принадлежность вмещающих их пород верхнему силуру - среднему девону. Более молодые отложения девонской системы устанавливаются в долине р.Ванч. В низовьях р.Гудживас толща девона сложена преимущественно темно-серыми и черными доломитизированными известняками и массивными доломитами. В низах толщи имеются прослои известково-глинистых сланцев и мергелистых известняков, в верхней части - прослои эффузивов мощностью до нескольких метров. В известняках часто встречаются остатки амфипод, брахиопод и криноидей фаменского яруса. Мощность толщи порядка 500-600 м. Западнее, в устьевой части р.Баравн, обнажаются темно-серые доломитизированные известняки, в которых нами были найдены остатки криноидей, принадлежащие, по определению Т.В.Шевченко, **Hexacrinites sp., Phodocrinites sp., Pentagonocyclicus ex gr. astericus Schew.**, позднесилурийско-раннедевонского возраста. Стратиграфически выше лежат, видимо, известняки по уш.Потау, где, по данным П.П.Чуенко (1938), известны остатки брахиопод и криноидей позднедевонского возраста. В восточной части зоны, в левобережье верховой р.Хаврездара, толща девона имеет состав, близкий к вышеописанному. Здесь обнажаются темно-серые известняки и доломиты с органическими остатками криноидей позднедевонского возраста.

В нижнем течении р.Ванч известняки силура и девона трансгрессивно перекрываются терригенно-карбонатной толщей, имеющей, по нашим данным, среднекарбонный возраст (Винниченко, Кухтиков, 1974). В основании толщи залегает

пачка чередующихся глинистых сланцев, песчаников и тонко-слоистых известняков с горизонтом грубообломочных известняковых брекчий. Выше по разрезу широкое развитие получают зеленовато-серые глинистые и глинисто-серицитовые сланцы с редкими прослоями бурых с поверхности известняков. В устьевой части р. Ванч по саю Широгак в известняковых прослоях содержатся остатки фузулинид, возраст которых, по мнению определявших их В. Д. Салтовской, не ниже среднего карбона. В долине р. Бичхарв в этой же части разреза имеются водоросли, указывающие на возраст вмещающих пород в интервале визе — поздний карбон. Верхи разреза толщи карбона представлены зеленоватыми и малиновыми сланцами с единичными валунами доломитов размером до 1 м. От устьевой части долины р. Ванч каменноугольные отложения прослеживаются вдоль нижней части южного склона Дарвазского хребта к ущелью Арнонад. В районе сел. Садварг в прослоях известняков среди сланцев нами были найдены остатки фораминифер **Plectogyra sp.**, **Endothyra sp.**, **Eostaffella sp.**, **Paleotextularia sp.**, имеющие, по заключению З. З. Муфтиева, ранне-среднекаменноугольный (не ниже визе) возраст. Восточнее стратиграфическим аналогом описанных отложений является нижняя часть толщи сланцев и тонкослоистых известняков, обычно обособляемая под названием музкольской свиты. В карбонатных породах указанной свиты в различных пунктах ее распространения были встречены органические остатки от силура до перми включительно (Романько, Чернер, Таиров, 1970). Совместное нахождение в одной толще разновозрастных остатков указывает на явления переотложения более древней, докаменноугольной фауны. Таким образом, возраст описанной толщи должен определяться в пределах среднего карбона — перми. Мощность толщи около 2000 м.

Тектоника. Из вышеизложенного следует, что герцинский структурный комплекс Ванчской зоны подразделяется на два яруса. Первый из них слагают породы кембрия, ордовика, силура и девона, второй — каменноугольно-пермские отложения. К числу важнейших дислокаций первого структурного яруса относится крупная синклиальная складка в западной

части Ванчского хребта. Наиболее отчетливо синклиналь видна по долине р.Язгулем ниже устья р.Матравндара и в левобережье нижнего течения р.Ванч по долине р.Обирог (рис. 5). Ядерная часть складки выполнена карбонатными породами силура и девона, крылья сложены терригенно-карбонатными

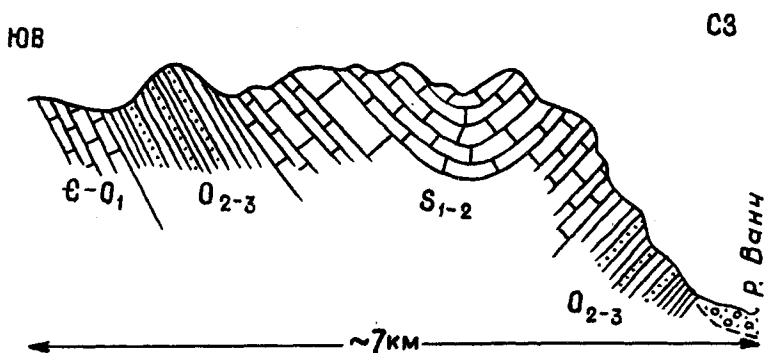


Рис. 5. Геологический разрез по долине р.Обирог.

ми накоплениями кембрия и ордовика. Простираение структуры в правобережье р.Пяндж близко к меридиональному. Падение пластов пород в крыльях изменчивое. Чаще всего отмечаются углы падений в $40-45^{\circ}$. В ядре залегания, как правило, пологие. В левобережье р.Ванч синклиналь плавно меняет простираение с меридионального на северо-восточное. В среднем течении р.Ванч она под острым углом подходит к поверхности крутопадающего на юго-восток дизъюнктива. По существу, здесь наблюдается лишь ее юго-восточное крыло. В низовьях левых притоков р.Ванч породы кембрия, ордовика и силура отличаются северо-западным падением, на фоне которого выявляются мелкие складчатые дислокации.

Отложения девона в низовьях рек Гудживас и Баравн образуют моноклинальную структуру с крутыми северо-западными наклонами пластов слагающих ее пород. Крылья охарактеризованной синклинальной складки западной части Ванчского хребта осложнены системой разрывов и мелких пликативных структур. В устьевой левобережной части р.Ванч ордо-

викские и силурийские отложения северо-западного крыла нарушены серией параллельных разрывов, падающих на юго-восток под углами $50-70^{\circ}$. Нормальная последовательность пород в разрезе крыла при этом не нарушается. Амплитуды перемещений по отмеченным дизъюнктивам невелики, порядка первых десятков метров. Среди пликативных структур, осложняющих описываемую синклинали, следует отметить дислокации современных гравитационных процессов. Они наиболее развиты на крутых, часто вертикальных, склонах в условиях исключительно резкого и глубокого вреза таких рек, как Пяндж, Язгулем, Ванч и их притоков. Ярким примером таких дислокаций могут служить мелкие складки в правобережье р.Пяндж по ущельям Дарх, Мотравн, Шпад и в ряде других мест.

В левобережье нижнего течения р.Язгулем породы первого структурного яруса характеризуются в целом крутыми северо-западными падениями. Толща кембрия и ордовика разбита здесь серией разрывов на ряд блоков, внутренняя структура которых представлена моноклиналями. Вблизи разрывов часто наблюдаются мелкие складчатые структуры. К их числу относятся складки в известняках андергоз-дустирозской свиты по долине р.Матравндара.

В среднем течении р.Язгулем выше сел.Джамак породы кембрия, ордовика и силура образуют узкую синклинали с углами падений на крыльях $40-60^{\circ}$. Простираение складки совпадает примерно с ориентировкой речной долины, т.е. с юго-запада на северо-восток. Река прорезает нередко всю толщу палеозоя, слагающую ядерную часть синклинали, вплоть до кварцитов джамакской свиты. В таких местах отложения кембрия, ордовика и силура сохранились на склонах, в виде двух, падающих навстречу друг другу к руслу р.Язгулем, моноклиналей. Контакты между известняками кембрия этих моноклиналей и подстилающими их кварцитами джамакской свиты обычно считаются тектонически сорванными. Наши наблюдения показали, что указанные контакты лишь внешне сходны с дизъюнктивными нарушениями. Видимость тектонической сложности поверхности стратиграфического налегания известняков на кварциты джамакской свиты

возникла в результате интенсивного проявления гравитационного тектогенеза. На крутых склонах долины р. Язгулем более мягкие породы палеозоя легче запрокидываются под воздействием силы тяжести, чем прочные и жесткие кварциты докембрия. При запрокидывании пласты пород известняков кембрия соскальзывают вниз по склону, сминаясь в мелкие складки. Именно наличие таких складок и рассматривается как один из важнейших указателей тектонической природы контактов между известняками и кварцитами. Приповерхностный характер складок, их строгая приуроченность к резко расчлененным формам рельефа и общая опрокинутость вниз по склону свидетельствуют о несомненно гравитационном происхождении указанных дислокаций.

В более восточных районах Ванчской зоны породы первого структурного яруса герцинского комплекса слагают значительно меньшие площади, чем описанные. Тектонические структуры в этих частях зоны изучены слабее вследствие труднодоступности и широкого развития ледникового покрова. В верховьях р. Шаугадо известняки андергоз-дустирозской свиты и песчано-сланцевые накопления ордовика образуют синклинали, простирающуюся с юга-запада на северо-восток. Породы в крыльях складки падают под углами $40-60^\circ$. Оба крыла синклинали осложнены круто падающими на юго-восток дизъюнктивами. В известняках кембрия, участвующих в сложении описываемой складки, отмечаются мелкие пликативные дислокации. В правобережье ледника Грум-Гржимайло ордовикские отложения обнажаются в узком тектонически ограниченном блоке. Внутренняя структура блока в связи с его труднодоступностью не выяснена. Девонские известняки в левобережье верхнего течения р. Хаврездара характеризуются моноклиальной структурой с падением пород на север - северо-запад под углами $40-50^\circ$.

Породы второго структурного яруса занимают северную окраину Ванчской зоны. Структура их представляется в виде гигантской моноклинали. В западной части в долине р. Ванч пласты пород в моноклинали падают на северо-запад под углами $65-70^\circ$. При движении на восток падение пород становится круче, приближаясь нередко к вертикальному.

В вопросах оценки возраста описанных структур в настоящее время единой точки зрения еще не выработано. Одна группа исследователей считает, что в формировании структур Ванчской зоны ведущую роль сыграли мезозойские (Бархатов, 1963; Дронов, 1964а и др.) или же кайнозойские (Руженцев, 1968) движения. Другая группа пришла к выводу о герцинском возрасте структур зоны (Наливкин, 1932; Николаев, 1936; Чуенко, 1938; Петрушевский, 1940, 1961; Винниченко, 1970 и др.). Последняя точка зрения разделяется в настоящее время большинством геологов. Изложенные выше материалы свидетельствуют о том, что охарактеризованные структуры Ванчской зоны были созданы в процессе проявления двух фаз: дислокации первого структурного яруса оформились в конце девона, толща второго яруса была смята в пермский период.

4. А к б а и т а л ь с к а я з о н а включает северо-восточную часть территории Центрального Памира: площадь хребтов Зорташкол (сев.), Кызылджиик, горное обрамление Рангкульской впадины и бассейн р.Бельутек. С юга зона ограничена Язгулемским разломом, на севере — Кызылджиикским (Кухтиков, Винниченко, 1977). В районе урочища Аильутек указанные разломы сочленяются и Акбайтальская зона здесь выклинивается. К востоку, судя по материалам Н.А.Беляевского (1965), зона прослеживается в северо-западную часть хр.Куньлунь.

Стратиграфия. До недавнего времени считалось, что древнейшие отложения в пределах территории, относимой нами к Акбайтальской зоне, представлены породами тузгуньтерескейского комплекса (Левен, 1960), включающего осадки кембрия и ордовика. В последние годы появились данные, свидетельствующие о наличии здесь докембрийских образований. В пределах хребта Зорташкол (сев.) установлены кристаллические породы, которые могут быть условно отнесены к докембрию. К.Т.Буданова (1976) считает возможным сопоставить их с рифеем. Можно предполагать, таким образом, что Акбайтальская зона, как и вышеописанные, была заложена на докембрийском складчатом основании (см. рис. 2).

Разрез палеозойского комплекса зоны характеризуется наличием отложений от кембрия до перми включительно. Фаунистически охарактеризованные кембрийские накопления в пределах территории Акбайтальской зоны впервые были обнаружены Б.Р.Пашковым (1964б). В нижнем течении р.Тоуташ в небольших изолированных выходах тонкоплитчатых известняков им собраны остатки трилобитов раннекембрийского облика. Аналогичные породы обнажаются в районе Красной горки по северному побережью оз.Шоркуль, где отмечаются остатки, известные из нижней половины ленского яруса. Залегание описанных отложений с кембрийскими остатками фауны, согласно материалам Б.Р.Пашкова (1964б), нарушено разломами. Взаимоотношения их с более молодыми породами ордовика неясны. М.М.Кухтиков (1971) считает, что район Красной горки сложен крупноглыбовыми накоплениями, которые он условно включает в состав нижнего мела. Органические остатки кембрия, по его представлениям, находятся во вторичном залегании в обломках и глыбах брекчий. По нашему мнению, известняки с кембрийскими органическими остатками в районе Красной горки слагают коренные выходы. На них, облекая неровности рельефа, залегает маломощный покров брекчии, представляющий, скорее всего, четвертичные элювиальные накопления. Б.Р.Пашков (1964б) сопоставляет охарактеризованные известняки с кембрийскими остатками фауны с нижней и даже средней частью зорбатской свиты. Как было показано выше, отложения зорбатской свиты развиты в пределах Калакташской зоны, в связи с чем такое сопоставление нельзя признать сколько-нибудь удовлетворительным. С уверенностью можно лишь утверждать, что известняки Красной горки и устья р.Тоуташ являются древнейшими в разрезе Акбайтальской зоны. Взаимоотношения с более молодыми отложениями и истинная мощность известняков остаются невыясненными.

Наибольшее распространение в пределах Акбайтальской зоны имеют вулканогенно-терригенно-карбонатные образования нижнего палеозоя. Э.Я.Левен (1960) обособил их в тузгунитереский комплекс и подразделил на семь свит.

С учетом новейших материалов толщу нижнего палеозоя принято подразделять на четыре свиты (Лаврусевич и др., 1976).

Нижняя ишийская (по Левену ишибулакская) свита широко развита в пределах хребтов Кызылджик и Тузгунтереской. Значительные площади свита слагает в левобережье р. Акбайтал (южн.) и в верховьях р. Бельютек. Во всех перечисленных областях своего распространения свита характеризуется в общем однообразным составом и выдержанными мощностями. В сложении ишийской свиты участвуют эффузивы с прослоями и линзами сланцев и песчаников и мраморизованных известняков.

В хр. Тузгунтереской, в верховьях р. Бельютек, среди эффузивов преобладают породы основного состава: диабазы, спилиты, порфириты. В хр. Кызылджик отмечаются кварцевые кератофиры, ортофиры, сильно измененные альбитофиры и кварцевые порфиры. Сланцы чаще всего по составу кварцево-хлористо-серицитовые, серицито-глинистые, лиловые, зеленовато-серые и серые. В хр. Кызылджик развиты кремнистые разновидности сланцев. Песчаники обычно кварцитовидные, состоящие в основном из обломков кварца и единичных зерен полевого шпата. Известняки, слагающие редкие и маломощные линзы, как правило, мраморизованные, светлые, без органических остатков. Видимая мощность ишийской свиты 1000 м. Возраст ее определяется по положению в разрезе как кембрийский (Карпетов, Старшинин, 1976).

Описанные отложения согласно перекрываются толщей пород тоуташской свиты. В сложении тоуташской свиты принимают участие фиолетовые, зеленоватые и темно-серые кремнистые и глинистые сланцы и желтовато-бурые известняки с редкими прослоями и линзами плитчатых кварцитовидных песчаников и реже пластообразными залежами диабазов. В прослоях известняков содержатся многочисленные остатки водорослей. В левобережье р. Тоуташ некоторые прослои целиком представлены водорослевыми известняками. На правом борту р. Тоуташ в одном из прослоев Э. Я. Левенюм (1960) были найдены остатки водорослей рода *Actinophycus*, свидетельствующие о принадлежности вмещающих пород к нижнему ордовику, точнее-его нижней трети. Позднее, при

повторных сборах здесь же С.С.Карапетов (1963а) обнаружил представителей рода **Radiophycus**, указывающих на возраст пород от верхов позднекембрийской эпохи до низов раннего ордовика. В целом возраст тоугашской свиты принимается раннеордовикским. Мощность ее около 280 м.

Стратиграфически выше согласно залегает кызашуйская свита, обнажающаяся преимущественно на южных склонах хребтов Кызылджиик и Тузгунитерескей. Свиту слагают плотные буроватые и серые кварцитовидные песчаники с редкими прослоями глинистых сланцев и эффузивов. На плоскостях напластования песчаников часто встречаются следы ползания червей, волноприбойные знаки и трещины усыхания. Органических остатков в породах кызашуйской свиты не найдено. Считается, что по возрасту свита соответствует верхам нижнего ордовика (Карапетов, 1965; Лаврусевич и др., 1976 и др.). Мощность ее определяется в 700 м.

Верх. разреза ордовика, включающие осадки среднего и верхнего отделов, широко представлены в районе оз. Ранкуль и в долине р. Акбайтал (сев.). К северу от одноименного перевала толщу средне-верхнеордовикских пород С.С. Карапетов (1963а) предлагает обособлять в козындыйскую свиту. Выше отмечалось, что данное название неудачное. Если еще учесть, что оно предлагалось для отложений среднего — верхнего ордовика, развитых в пределах Калакташской зоны, то неприемлемость его для пород другой зоны, а именно Акбайтальской, окажется несомненной. Целесообразнее в нашем случае принять ранее предлагавшееся уже название ранкульской свиты. Разрез ее по северному побережью оз. Ранкуль, по имеющимся материалам (Дюфур, 1962; Бархатов, 1963; Карапетов, 1963а; Дронов, 1964а и др.) и нашим наблюдениям, представляется в следующем виде. Согласно на породах кызашуйской свиты залегает пачка переслаивающихся серых и желтоватых плитчатых мраморизованных известняков с прослоями глинистых сланцев. Мощность пачки около 200 м. В устье р. Кызашу в сланцах содержатся среднеордовикские остатки трилобитов, брахиопод и криноидей (Карапетов, 1963а; Дронов, 1964а и др.). Выше следует пачка зеленоватых кварцево-серицитовых сланцев с

линзами и прослоями мраморизованных известняков. Мощность их около 100 м. В известняках встречаются многочисленные остатки криноидей среднего ордовика (Бархатов, 1963). Верхи разреза сложены слоистыми известняками с редкими остатками брахиопод и зеленоватые плитчатые песчаники и сланцы. По данным Э.Я.Левена (1960), в этой части разреза ордовика имеются линзы рассланцованных конгломератов. Общая мощность описанной толщи около 1000 м. В Акбайтальском районе в составе средне-верхнеордовикских отложений преобладают зеленоватые, серые и серебристые глинистые сланцы с прослоями и линзами песчаников, доломитов и известняков. В зеленых сланцах содержатся среднеордовикские граптолиты, а в известняках — стебли криноидей и таблички цистоидей (Карапетов, 1963а). Мощность среднего — верхнего ордовика в Акбайтальском районе 600 м.

Более молодые средне- и верхнепалеозойские отложения развиты лишь в южной части Акбайтальской зоны, по южному побережью оз. Рангукуль и в Акбайтальском районе. В целом для них характерно резкое преобладание в составе карбонатных пород и сравнительно умеренные мощности разрезов. Силурийские отложения, согласно перекрывающие породы ордовика, представлены в нижней части от темно-серых до черных, фиолетовыми и реже светло-серыми тонкослоистыми известняками с прослоями темных глинистых сланцев: В известняках обнаруживаются органические остатки криноидей, табулят и брахиопод венлокского и лудловского ярусов (Карапетов, 1960; Бархатов, 1963 и др.). Мощность отложений в долине р. Сарыджилга 150–170 м, в Акбайтальском районе не более 100 м. Стратиграфически выше залегают бурые с поверхности, фиолетовые и буровато-рыжие известняки конгломератовидного облика. Мощность 200–250 м. В них содержатся остатки криноидей, наутилоидей и табулят, указывающих на венлок-лудловский возраст вмещающих пород. Верхи разреза силура сложены черными слоистыми известняками (около 100 м) с органическими остатками табулят, криноидей и рогоз верхов лудлова (Карапетов, 1960). Общая мощность силура около 800 м.

Девонские отложения, согласно залегающие на силу-

рийской толще, представлены почти нацело карбонатными породами. Разрез девона изучен по сравнению с другими системами палеозоя Акбайтальской зоны, пожалуй, с наибольшей степенью детальности. В результате многолетних исследований большого коллектива геологов к настоящему времени фаунистически обосновано наличие отложений всех трех отделов девона (Виноградов, 1958; Бархатов, 1963; Карапетов, 1963б и др.).

Разрез нижнего девона, по данным указанных исследователей, начинают переходные слои, состоящие из массивных и грубослоистых известняков с остатками раннедевонских брахиопод. Мощность 320 м. Выше идут герцинские слои, выраженные массивными и грубослоистыми обломочно-детритусовыми известняками. Мощность 600 м. С.С.Карапетов (1963б) определяет общую мощность нижнего девона в 250 м. Стратиграфически выше следуют известняки и доломиты с обильными остатками табулят, криноидей, реже ругоз и строматопороидей эйфельского яруса. Вверх по разрезу их сменяют детритусовые известняки с кораллами живетского яруса. Мощность среднего девона более 1000 м. В нижней части верхнедевонской толщи наблюдаются зеленоватые тонколистоватые мергели, глинистые сланцы с маломощными прослоями глинистых известняков. На них лежат грубослоистые известняки, мергели и глинистые сланцы. Многочисленные остатки ископаемых брахиопод, колониальных и одиночных кораллов позволяют выделить в разрезе верхнего девона отложения франкского и фаменского ярусов. Более подробное деление на подъярусы, предлагаемое рядом авторов, носит в большой степени условный характер и не всегда может быть применено по всей площади распространения верхнедевонской толщи. Мощность верхнего девона 250-300 м.

Каменноугольные отложения в Акбайтальской зоне отличаются незначительным распространением, преимущественно карбонатным составом и малыми мощностями. Наиболее детально изучены разрезы карбона в Акбайтальском районе. Нижнекарбоновые накопления залегают здесь согласно на породах фаменского яруса. Выделяются связанные между собой постепенными переходами отложения турне, вize и

намюра. Турнейский ярус представлен черными яснослоистыми известняками, иногда доломитизированными, глинистыми и оолитовыми. Мощность их около 100 м. Возраст описанных известняков установлен по наличию в них остатков брахиопод, ругоз, криноидей и мшанок (Карапетов, 1965). Отложения визейского яруса общей мощностью 110 м выражены серыми слоистыми и грубослоистыми брахиоподово-мшанковыми и криноидными известняками с прослоями глинистых сланцев. Богатый комплекс органических остатков позволяет расчленить толщу визе на слои (Карапетов, 1965). К намюру в Акбайтальском районе относят глинистые и детритусовые известняки с прослоями глинистых известняков и песчаников. В нижней части толщи мощностью около 50 м содержатся брахиоподы нижнего намюра, а в верхней — фораминиферы от нижнего намюра до нижнебашкирского подъяруса. Фаунистически охарактеризованные отложения среднего карбона установлены лишь недавно, хотя ранее наличие их в разрезе каменноугольной толщи не вызывало ни у кого сомнений. Согласно данным С.С. Карапетова (1965), башкирский ярус сложен темно-серыми слоистыми детритусовыми известняками с многочисленными остатками мшанок, брахиопод и фораминифер. Московский ярус представлен детритусовыми известняками с прослоями оолитовых разностей. Мощность среднего карбона несколько десятков метров. Верхнекаменноугольные отложения залегают на подстилающих породах трансгрессивно. Литологически толща верхнего карбона подразделяется на две пачки. Нижняя ее пачка сложена красноцветными сильно песчанистыми органигенно-детритусовыми известняками, переслаивающимися с такими же красноцветными песчаниками и конгломератами. Верхняя пачка состоит из различных слоистых известняков с многочисленными окаменелостями. Общая мощность верхнего карбона 50-70 м.

Описанные отложения вверх по разрезу постепенно сменяются известняками, содержащими органические остатки раннепермского возраста. Мощность их невелика, всего несколько десятков метров. Обычно они трудно отделимы от каменноугольных, в связи с чем картируются, как пра-

вило, совместно с ними в виде единой карбонатной толщи.

К верхам палеозойского разреза нами условно относятся терригенная толща, обнажающаяся в низовьях долины р.Джолбурулюк к югу от поселка Рангкуль. Ранее эта толща считалась раннепалеозойской по возрасту (Баранов, 1935). Позднее ее стали рассматривать в качестве аналога каменноугольных отложений сарезской (Карпетов, 1965) или же музкольской свит (Мельник, 1963). Наши наблюдения показали, что здесь обнажаются породы двух разновозрастных толщ. Зеленоватые и фиолетовые песчаники и сланцы граптолитового облика, слагающие крайние северные горки к югу от поселка Рангкуль, являются непосредственным продолжением отложений рангкульской свиты среднего — верхнего ордовика северного побережья оз.Рангкуль. В пользу данного вывода свидетельствуют находки Г.Г.Мельником в 1957 г. позднеордовикских криноидей **Pentagonocyclicus altimarginalis Jelt.** С юга вышеотмеченные породы ограничены дизъюнктивным нарушением.

Толща, обнажающаяся в южном крыле указанного разлома, существенно отличается от пород района северных гор к югу от поселка Рангкуль. В ее составе развиты в основном черные глинистые, глинисто-углистые и глинисто-серицитовые сланцы с редкими прослоями серых песчаных и филлитовидных сланцев. Изредка отмечаются маломощные прослой серых песчаников с мелкой хорошо окатанной галькой кварца. В верхней части разреза наблюдаются прослой и линзы пелитоморфных известняков и доломитов. Глинистые сланцы нередко переполнены кристаллами пирита, а отдельные пачки содержат многочисленные кремнистые желваки и пиритовые конкреции. В средней части разреза в прослоях темных окварцованных известняков нами были обнаружены остатки криноидей, относящиеся, по мнению Т.В.Шевченко, к **Peteriocrinus sp., Moskovicrinus sp.**

Pentagonocyclicus aff. circumvalatus Jelt. намюр-среднекаменноугольного возраста. Здесь же один из прослоев известняков переполнен остатками мелких гонимотитов верхнепалеозойского облика. В шифах

устанавливаются сильно перекристаллизованные фораминиферы, обломки двустворок и брахиопод. В устьевой левобережной части р. Мукурбурулюк в образцах при расшлифовке оказались фораминиферы, которые В. Д. Салтовская определила как *Profusulinella sp.*, *Ozawainella sp.*, *Eostaffella sp.* - формы, указывающие на возраст вмещающих пород не ниже среднего карбона. В нижнем течении р. Джалбурулюк, в описываемых отложениях, Э. Я. Левенюм (1963) обнаружены пермские неофузулиеллы, а к северу от перевала из первого правого притока долины р. Зорбурулюк в долину р. Матек в 1957 г. А. Д. Гольдбергом найдена раковина позднепалеозойской брахиоподы (Левен, 1963).

Приведенный комплекс органических остатков, содержащихся в описанной толще, оказывается разновозрастным. Очевидно, мы сталкиваемся здесь с широко распространенными в складчатых областях явлениями переотложения ископаемой фауны. Возраст отложений определяют при этом по наиболее молодым органическим остаткам. В нашем случае ими являются пермские неофузулиеллы. Учитывая наличие осадков низов перми в карбонатной фации в Акбайтальском районе и на южном побережье оз. Рангкуль, возраст сланцевой толщи очевидно будет охватывать верхнюю нижнюю и верхнюю пермь. Взаимоотношения толщи с более древними отложениями палеозоя и, в частности, с известняками верхнего карбона - нижней перми неясны. Повсеместно она ограничена тектоническими нарушениями. По характеру дислокации известняков и сланцев создается впечатление, что они пластуются параллельно. Видимая мощность сланцевой толщи около 2000 м.

Тектоника. Из вышеизложенного видно, что палеозойский комплекс Акбайтальской зоны, отличающийся наибольшей полнотой стратиграфического разреза, подразделяется единственной четко зафиксированной поверхностью несогласия в основании верхнего карбона на два структурных яруса. Нижний ярус представлен породами от кембрия до среднего карбона включительно; второй - верхнекаменноугольно-пермскими накоплениями. Распространение пород указанных ярусов и морфологический облик их структур существенно не-

одинаковые. Большая часть территории зоны занята породами первого структурного яруса.

Крупнейшей структурой является антиклинальная складка, установленная в хр. Тузгуньтерескей. В ее сложении принимают участие отложения кембрия и ордовика. В ядре складки обнажаются вулканогенно-терригенные образования ишийской свиты кембрия. Крылья ее слагают породы вышележащих свит тузгуньтерескейского комплекса. Простираение структуры в целом широтное. Углы падения пород в крыльях колеблются в пределах $40-60^{\circ}$. К западу описываемая складка полого погружается. Древнейшие породы ишийской свиты, слагающие ее ядро, к западу от долины р. Ишибулак постепенно скрываются под более молодыми отложениями тоуташской и кызашуйской свит. При погружении антиклинали шарнир ее испытывает плавные ундуляции. В районе небольшого воздымания шарнира в среднем течении р. Кызашу в ядре антиклинали из-под отложений кызашуйской свиты обнажаются породы подстилающей ее тоуташской свиты. Углы наклонов пластов пород в крыльях $50-60^{\circ}$. Северное крыло обычно несколько круче.

В восточном окончании хр. Тузгуньтерескей антиклиналь слегка изгибается к юго-востоку и затем скрывается под четвертичными отложениями Рангукульской впадины. Описываемая антиклиналь осложнена более мелкими складками и разрывами. В среднем течении р. Ишибулак ядерная часть антиклинали разорвана крутопадающим на север дизъюнктивом. Северная часть складки приподнята по отношению к южной на несколько сотен метров. К востоку амплитуда разрыва постепенно уменьшается и уже в верховьях сая Охуру разрыв затухает. В южном крыле антиклинали хр. Тузгуньтерескей отмечается серия параллельных разрывов с амплитудой в первые десятки метров. В долине р. Чулук выявлено четыре дизъюнктива, имеющих вертикальное падение сместителя. Толща сланцев среднего — верхнего ордовика, ограниченная двумя из этих разрывов в левобережье нижнего течения р. Ишибулак, смята в асимметричную синклиналь с крутым (до 70°) северным крылом и пологим ($30-40^{\circ}$) южным крылом (рис. 6). К западу от долины р. Ишибулак

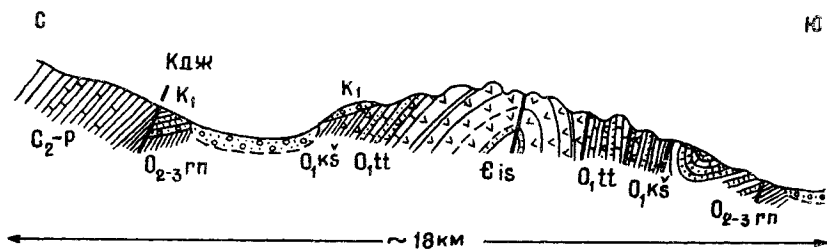


Рис. 6. Геологический разрез вдоль правого борта р.Ишибулак.Кдж — Кызылджиикский разлом.

отмеченные выше дизъюнктивы южного крыла антиклинали, постепенно сближаясь, сливаются в единую разрывную линию, которая прослеживается через среднее течение р.Кызашу в долину р.Акбайтал (южн.) к устьевой части р.Тоуташ. Поверхность сместителя данного тектонического нарушения наклонена на север под углами $60-80^{\circ}$.

Кроме охарактеризованных структур в хр.Тузгунытереской широко развиты мелкие складчатые дислокации. Они приурочены в основном к областям развития сланцевой толщи среднего — верхнего ордовика северного побережья оз. Ранкуль. Размеры складок не превышают первых десятков метров.

Западнее хр.Тузгунытереской в левобережье р.Акбайтал (южн.) и в хр.Кызылджиик простираение нижнепалеозойских толщ меняется с широтного на северо-западное. Лишь в долине р.Акбайтал (сев.) ориентировка структур, сложенных породами нижнего палеозоя, вновь становится широтной.

В пределах хр.Кызылджиик намечается крупная антиклинальная складка, сходная по морфологическому облику с описанной в хр.Тузгунытереской. Антиклиналь образована породами ишийской свиты. Углы падения пород ее крыльев $50-60^{\circ}$. С северо-востока и юго-запада складка ограничена крупными дизъюнктивными нарушениями, крутопадающими навстречу друг другу под углами около 70° .

К юго-западу от антиклинали в левобережье р.Акбай-

тал (южн.) породы тоуташской и кызашуйской свит разбиты серией крутопадающих разрывов на ряд блоков, имеющих моноклиналиную структуру. Сланцы ранкульской свиты в долине р.Акбайтал (сев.) характеризуются выдержанным южным падением пластов под углами $30-40^{\circ}$. Юго-восточнее в верховьях Канайтарта породы тоуташской и кызашуйской свит падают на юго-запад под углами не менее $50-60^{\circ}$. В левобережье р.Акбайтал (южн.) по долинам р.Чакрымюл и Порджилга толща нижнего палеозоя имеет северо-восточное падение. В следующей к юго-востоку долине р.Тоуташ намечаются мелкие складчатые дислокации в породах кызашуйской и ранкульской свит. Крупнейшая из них представлена синклиналью, сложенной сланцами ранкульской свиты. Простирание структуры строго широтное. Углы падения пород в северном крыле $55-60^{\circ}$. Южное крыло несколько положе, здесь наклон пластов не превышает $35-40^{\circ}$. В верховьях р.Тоуташ выявляется синклиналь, простирающаяся в северо-западном направлении. Ядро ее слагают породы кызашуйской свиты. В крыльях обнажаются сланцы, песчаники и известняки тоуташской свиты. Северо-восточное крыло складки крутое. Углы падения в этом крыле достигают 90° , иногда породы бывают запрокинуты на юго-запад. В другом ее крыле пласты пород наклонены на северо-восток под углами $45-50^{\circ}$.

Карбонатные отложения силура, девона и карбона участвуют, как правило, в сложении лишь моноклиналиных структур. В Акбайтальском районе толщи пород указанного возраста характеризуются южным падением под углами $50-60^{\circ}$ (рис. 7). В левобережье р.Акбайтал (южн.) в нижней части склона наблюдается моноклиналиль, сложенная девон-нижнекарбонными известняками, с падением на северо-восток под углами до 70° . По южному побережью оз.Ранкуль толщи силура, девона и нижнего карбона в целом падают на север (рис. 8). Углы падения колеблются в широких пределах от 30 до 80° . В восточной части Акбайтальской зоны структуры первого яруса изучены еще слабо. Известно, что нижнепалеозойские отложения в данном районе отличаются северными падениями. Углы наклонов увеличиваются с юга

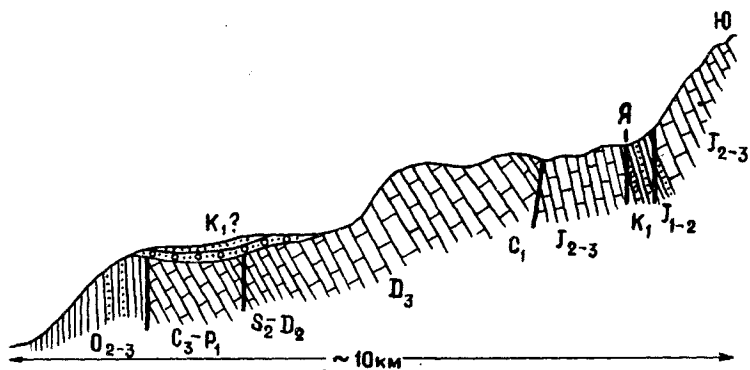


Рис. 7. Геологический разрез вдоль правого борта р. Чинсу. Я-Язгулемский разлом.

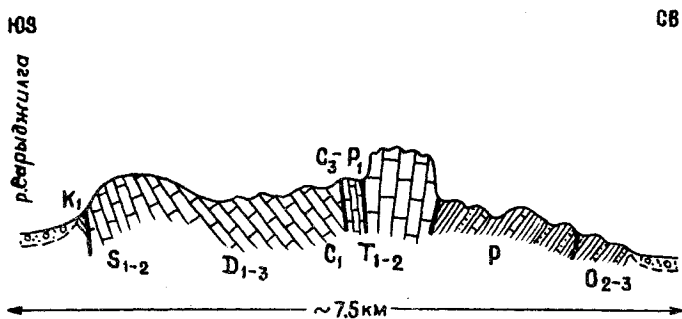


Рис. 8. Схематический геологический разрез Южно-Рангульской гряды.

на север от 50 до 70°.

Породы второго структурного яруса занимают в Акбайтальской зоне небольшие площади. В Акбайтальском районе известняки верхнего карбона - нижней перми слагают

асимметричную синклинали. В юго-западном ее крыле породы падают на северо-восток под углами 50° . Другое ее крыло осложнено разрывом. Здесь пласты пород стоят на головах. По южному побережью оз. Рангуль карбонатные породы второго структурного яруса образуют моноклинали с падением пластов на север под углами $60-70^{\circ}$. Пермская сланцевая толща низовий р. Джолбурулюк, заключенная между двумя дизъюнктивами, характеризуется юго-западными падениями с наклонами пластов в $50-60^{\circ}$. Формирование описанных структур Акбайтальской зоны происходило в герцинский этап тектогенеза. Наличие двух структурных ярусов в палеозойском комплексе зоны свидетельствует о проявлении в ее пределах двух орогенических фаз. В результате первой из них, произошедшей в конце среднекаменноугольной эпохи, были созданы дислокации первого яруса. Во вторую фазу в конце перми оформились структуры второго яруса.

1У. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В АЛЬПИЙСКОЙ (МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ) СТРУКТУРЕ

Тектоническая неоднородность Центрального Памира в послепалеозойском этапе развития установлена уже давно. Считается, что с начала мезозоя территория Центрального Памира распадается на участки, существенно отличающиеся друг от друга своим геотектоническим режимом. Современные материалы позволяют обособить такие участки в альпийской (мезо-кайнозойской) структуре в качестве самостоятельных тектонических зон (Винниченко, 1970). В настоящее время с получением дополнительных данных представляется возможным в значительной степени уточнить ранее предложенную схему тектонического районирования Центрального Памира. В новом варианте схемы намечается пять тектонических зон: 1-Бартанг-Акджилгинская; 2-Бартангская; 3-Язгулем-Акбайтальская; 4-Ванчская и 5-Акбайтальская,

характеристика которых приводится ниже (рис. 9, 10).

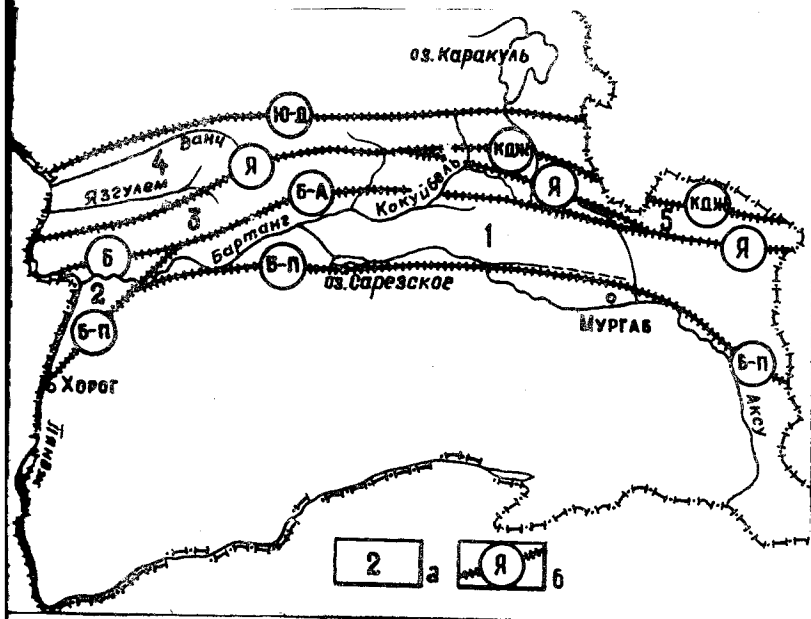


Рис. 9. Тектоническое районирование Центрального Памира в альпийской (мезо-кайнозойской) структуре:

а - тектонические зоны: 1-Бартанг-Акджилгинская, 2-Бартангская, 3-Язгулем-Акбайтальская, 4-Ванчская, 5-Акбайтальская.

б - межзональные разломы: Б-П - Бартанг-Пшартский, Б-А-Бартанг-Акбайтальский, Б - Бартангский, Я - Язгулемский, Кдж - Кызылджиикский, Ю-Д - Южно-Дарвазский.

1. Бартанг-Акджилгинская зона охватывает южную часть Центрального Памира, простираясь от среднего течения р.Бартанг к Сарыкольскому хребту в район р.Акджилга и далее на восток в юго-западные отроги Куньлуня. Территориально зона совпадает с

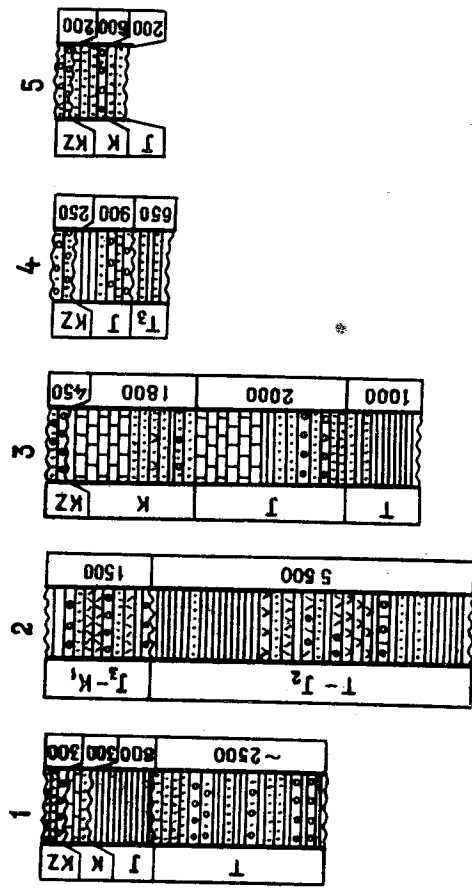


Рис. 10. Стратиграфические разрезы альпийских (мезо-кайнозойских) зон Центрального Памира:
 1-Бартанг-Акджигинской; 2-Бартангской; 3-Язгулем-Акбайтальской; 4-Ванчской;
 5-Акбайтальской.

Калакташской зоной, на герцинских сооружениях которой она была заложена. Границы Бартанг-Акджилгинской зоны, выраженные Бартанг-Пшартским и Бартанг-Акбайтальским разломами, наследуются с палеозойского этапа.

Стратиграфия. Наибольшее значение в составе альпийского (мезо-кайнозойского) комплекса описываемой зоны имеют триасовые отложения. По сложившимся представлениям, толщу триаса принято подразделять на две части. В основании ее выделяется джилгакульская свита, включающая осадки нижнего и среднего триаса. Верхи толщи отвечают верхнему триасу.

Разрез джилгакульской свиты имеет следующее строение. В нижней части залегают бокситоносные породы (40-50 м). На них лежат мергелистые песчаники, мергели с остатками двустворок раннетриасового возраста. Выше следует пачка чередующихся песчаников, глинистых сланцев и мергелей. В последних обнаруживаются окаменелости ископаемых брюхоногих и двустворчатых моллюсков, указывающих на принадлежность вмещающих пород ладинскому ярусу (Чуенко, 1938; Кушлин, 1963). Верхи джилгакульской свиты слагают известняково-доломитовые брекчии, которые вверх по разрезу переходят в толщу верхнего триаса. Считается, что сходный состав джилгакульская свита имеет по всей площади распространения. Мощность ее 150-200 м.

Нашими наблюдениями показано, что джилгакульская свита во многих местах состоит из крупноглыбово-брекчиевых накоплений и образует совместно с подобными отложениями подстилающей ее калакташской свиты единую толщу, залегающую в разрезе верхнего триаса в виде горизонта и имеющую при этом стратиграфические контакты как с подстилающими, так и перекрывающими породами. Необходимо отметить, что в основании разреза джилгакульской свиты в районе оз. Джилгакуль наряду с раннетриасовыми двустворками П.П.Чуенко (1934) обнаружил **Pseudomonotis (Monotis?)** поздне-триасового облика. Совместное нахождение ранне- и поздне-триасовых органических остатков, по мнению П.П.Чуенко, оставляет невыясненным вопрос о

взаимоотношении нижнего и среднего триаса. Б.К.Кушлин однако пишет: "Более полные сборы и лучшая сохранность форм позволили нам отказаться от их отнесения к роду **Monotis**, что подтверждается также находками в вышележащих слоях, среднетриасовых моллюсков, а еще выше в непрерывном разрезе поздне триасовой флоры" (1963, с. 68). Строго говоря, ходки среднетриасовых остатков фауны в вышележащих слоях сами по себе не могут служить основанием для пересмотра прежних определений фауны. Очевидно, здесь мы сталкиваемся либо с наличием надвига, либо с явлениями переотложения ископаемой фауны. Последнее наиболее вероятно, поскольку следы тектонических нарушений в данной части разреза никем не наблюдались. С учетом вышеизложенного следует признать, что отложения как джилгакульской, так и подстилающей ее калакташской свит в большинстве районов их распространения являются составной частью толщи верхнего триаса. Первично породы обеих свит видимо подстилали, а в отдельных местах может быть и в настоящее время подстилают верхнетриасовые отложения, слагая низы мезозойского разреза. В дальнейшем в результате кратковременного подъема Центрального Памира маломощные свиты были уничтожены на большей части территории описываемой зоны денудацией. Осадки верхнего триаса стали отлагаться непосредственно на докембрийских и палеозойских породах. Продукты разрушения калакташской и джилгакульской свит послужили материалом в формировании своеобразных крупноглыбовых образований базальной части толщи верхнего триаса. В Музкольском хребте в основании верхнетриасового разреза залегают грубообломочные брекчии, конгломераты и песчаники, состоящие из обломков подстилающих их метаморфических пород музкольского комплекса (Винниченко, Кухтиков, 1969а). Стратиграфически выше залегает толща темно-серых глинистых сланцев, алевролитов и песчаников с горизонтами бурых с поверхности мелкогалечных конгломератов. Вверх по разрезу количество сланцев и алевролитов постепенно уменьшается. Преобладающее развитие получает конгломераты и песчаники. Верхи верхнетриасовой толщи

состоят из чередующихся серых и зеленовато-серых глинистых сланцев, песчаников и гравелитов. В различных частях описанного разреза общей мощностью 2000–2500 м содержатся многочисленные растительные остатки, указывающие на поздне триасовый возраст вмещающих их пород.

В более восточных районах Бартаг-Акджилгинской зоны в бассейне рек Калакташ, Аюкузю и в верховьях р. Козынды состав обломочного материала нижних горизонтов верхнетриасовой толщи несколько меняется. Здесь отложения верхнего триаса залегают на породах кембрия и ордовика, представленных преимущественно песчано-сланцевыми и карбонатными накоплениями. Широкое развитие в базальных слоях триаса получают грубообломочные конгломераты, гальки которых почти нацело бывают сложены различными сланцами и песчаниками и реже мраморизованными известняками, тождественными по составу подстилающим. Выше по разрезу среди конгломератов появляются песчаники и темно-серые глинистые сланцы. В 500–600 м выше подошвы триаса были встречены отдельные линзообразные тела и горизонты белых и светло-серых кварцево-мраморно-известняковых песчаников и грубообломочных брекчий и конгломератов. В бассейне р. Козынды отмечаются отдельные глыбы белых и желтых мраморов и доломитов размером не более 30 метров. Стратиграфически выше следует толща сланцев и песчаников. В верхах разреза происходит заметное увеличение прослоев конгломератов и песчаников. Нами здесь установлены залежи диабазов. В сланцевых и песчаниковых прослоях в бассейнах рек Калакташ, Козынды, Аюкузю, Сарыкыр встречаются многочисленные поздне триасовые растительные остатки (Кушлин, 1963; Винниченко, 1970 и др.). Мощность верхнего триаса в описанном разрезе около 2000 м. В более восточных районах Бартаг-Акджилгинской зоны в долинах рек Акджилга и Чарыкджартар, а также в долине р. Мамек верхнетриасовые отложения выражены в основном глинистыми, иногда филлитовидными сланцами, песчаниками и конгломератами с многочисленными хорошо окатанными гальками кварца. В западной части зоны толща верхнего триаса имеет в целом сходный с охарактеризованным сос-

тав. В то же время следует отметить, что конгломераты здесь менее развиты. Мощность верхнего триаса колеблется в пределах 2000–2500 м.

Юрские отложения залегают на подстилающих породах несогласно. Они представлены толщей терригенно-эффузивно-карбонатного состава мощностью до 800 м. В отличие от триаса отложения юры занимают в пределах Бартанг-Акджилгинской зоны значительно меньшую площадь. Выходы юрской толщи установлены в Музкольском хребте в левобережье р. Акбайтал (южн.), в долинах рек Кукуртджилга, Джамбай, Калакташ. Наиболее полные разрезы юры наблюдаются в левобережье р. Восточный Пшарт.

Базальная пачка юрской толщи состоит из светлых и зеленовато-серых тонкозернистых песчаников и сланцев с маломощными прослоями белых конгломератов. Иногда в основании разреза юры в соседних районах наблюдается горизонт белых грубообломочных конгломератов, состоящих нацело из галек мрамора и кварца. Мощность пачки 100–150 м. Выше по разрезу появляются плотные серые и фиолетовые гравелиты, грубозернистые песчаники и конгломераты с линзообразными телами белых тонкослоистых мергелей и известняков. В левобережье р. Аксай наблюдаются темные фиолетовые сланцы и залежи эффузивов. В долинах рек Молджуран и Молокараджилга верхи разреза юры представлены слоистыми известняками и доломитами с многочисленными остатками гидроидных полипов *Cladocorapis mirabilis Felix*, указывающих на поздний оксфорд-киммеридж (Винниченко, 1970; Кухтиков, Винниченко, 1971). Общая мощность охарактеризованного разреза 600–650 м. В левобережье р. Бозбайтал юрская толща, как и в долине р. Восточный Пшарт, в нижней части сложена пестроцветными терригенными накоплениями мощностью около 500 м. Верхняя часть выражена различными известняками с остатками брахиопод, двустворок и кораллов, позволяющих отнести вмещающие породы к юрским отложениям (Воскоянц, 1962).

В районе водораздела между долинами рек Кукуртджилга и Джамбай толща юры залегают (Винниченко, 1970) не-

согласно на силурийских известняках. Разрез начинается пачка светло-зеленых и серых песчаников, гравелитов и конгломератов, состоящих из обломков кварца, песчаников, мраморов и известняков с органическими остатками силура. Стратиграфически выше, в устьевой левобережной части долины р. Кукуртджилга, залегают крупногалечные серые конгломераты и песчаники. Галька в конгломератах состоит преимущественно из различных известняков и реже мраморов и песчаников. Размер отдельных валунов достигает 50-60 см, чаще же галька не превышает 8-10 см в поперечнике. В средней части левого борта р. Кукуртджилга среди конгломератов наблюдается тело диабазов мощностью 10-12 м. Общая мощность юры в междуречье Кукуртджилга-Джамбай 550-600 м.

Сходный состав юрская толща имеет в более восточных районах Бартанг-Акджилгинской зоны в верховьях р. Кукуртджилга, в долинах рек Калакташ, Чверьайрык и Аюкузю. Мощность ее здесь колеблется в пределах 100-400 м. В южной части зоны условно к юре нами относится красноцветная терригенно-вулканогенная толща мощностью около 1000 м. В основании разреза этой толщи повсеместно залегают зеленоватые, реже желтоватые тонкослоистые песчаники и гравелиты. Выше заметную роль играют плотные слоистые красные и фиолетовые песчаники, чередующиеся с телами красных измененных базальтов и порфиритов. В верхней части толщи наблюдаются тонкозернистые плотные песчаники, гравелиты и конгломераты с горизонтами лавобрекчий миндалекаменных базальтов. К востоку горизонты вулканогенных пород уменьшаются в мощности и затем постепенно выклиниваются. Описанная толща ранее относилась к юре или же мелу (Занин, 1948; Бархатов, 1959 и др.). Позднее ее стали считать палеогеновой (Левен, Романько, 1960; Карапетов, Воскоянц, 1962; Дронов, 1964а и др.). Несомненно однако, что данная толща имеет дотретичный возраст. На ней с угловым несогласием залегают третичные красноцветные грубообломочные конгломераты с галькой рудистовых известняков. В ряде мест отчетливо видно, что красноцветные песчаники и конгломераты с залежами эффу-

зивов постепенно переходят в зеленоватые породы юры. Ярко-красная окраска оказалась характерной лишь для пород, вмещающих тела эффузивов. При удалении от последних происходит постепенный переход красных тонов вначале в желтые, а затем в серо-зеленые. С учетом этих данных терригенно-вулканогенная толща была отнесена нами к юре (Винниченко, 1970; Кухтиков, Винниченко, 1971).

Меловые отложения имеют ограниченное распространение. На подстилающих породах они залегают несогласно. Фаунистически обосновано наличие верхнемеловых пород. Нижний мел выделяется условно. В устьевой левобережной части р.Аксай разрез мела начинают красноцветные песчаники мощностью 90-100 м. Выше залегают серые и красноватые детритусовые известняки с остатками рудистов маастрихта (Крейденков, Распопин, 1969). Общая мощность меловой толщи около 200 м. В районе пер.Акташ мощность мела увеличивается. Только известняковая часть здесь достигает 200 м. Меловые отложения доказаны в последние годы в правобережье р.Сассык между устьями рек Гурумды и Джалан, где в толще красноцветных песчаников и светлых известняков были обнаружены остатки рудистов маастрихтского возраста. Небольшие выходы меловых пород имеются в левобережье р.Бартанг. Мощность их порядка нескольких десятков метров.

Более молодые отложения в пределах Бартанг-Акджилгинской зоны представлены третичным комплексом пород. Они обнажаются в долине рек Восточный и Западный Пшарт, в бассейне р.Бартанг, в правобережье р.Сассык и в долине р.Сарыджилга. Повсеместно толща третичных пород сложена грубообломочными конгломератами и песчаниками, залегающими на подстилающих отложениях несогласно. Главными отличиями третичных конгломератов, по мнению А.В.Хабарова (1933), и, что вполне согласуется с нашими наблюдениями, являются "...присутствие гальки меловых рудистовых известняков и красноцветных песчаников и конгломератов, обычно незначительная сцементированность пород, общий тон окраски более светлый с резким преобладанием бурых и светло-малиновых, иногда почти густо-розовых тонов.

Третичные конгломераты образуют небольшие полосы, имея широкое синклинальное строение" (с. 107). Мощность третичных отложений порядка нескольких сотен метров.

Тектоника. Бартанг-Акджилгинская зона образует в этане узкую, протяженную дугу, обращенную выпуклостью к северу. Согласно с простираем зоны находится и простираем ее главнейших структурных элементов. На западе в верховьях р. Бартанг структуры имеют северо-восточную ориентировку, восточнее простираем их становится широтным, затем происходит заворот структур к юго-востоку и в долинах Акджилга и Чарыкджартар вновь господствующими становятся широтные структуры.

В мезозойском комплексе описываемой зоны намечается три структурных яруса: первый ярус сложен триасовыми отложениями, второй — юрскими и третий — меловыми. Третичные породы, несогласно залегающие на подстилающих толщах мезозоя, отражают качественно новый этап развития.

Господствующими структурами первого яруса мезозойского комплекса являются широкие и протяженные моноклинали, осложненные, как правило, мелкой складчатостью. Крупные складки встречаются редко. На крайнем юго-востоке зоны породы первого структурного яруса выступают в виде двух крупных полос, каждой из которых свойственна моноклиналиная структура (см. рис. 4). В южной полосе в левобережье Чарыкджартара отложения верхнего триаса характеризуются крутыми преимущественно южными падениями. Восточнее, уже в левобережье р. Акджилга, падение пластов меняется на юго-восточное. Углы падения остаются по-прежнему крутыми. С юга отмеченная полоса триаса ограничена крупным дизъюнктивом, с линией которого совпадает граница характеризующей зоны. На севере породы триаса также по разрыву контактируют с толщей ордовика. Плоскости указанных дизъюнктивов имеют вертикальные падения. Триасовые отложения, слагающие левобережье устьевой части, отличаются изменчивыми простираемиями. В западной части в бассейне р. Чичкакуток пласты падают на юго-запад $220-230^{\circ}$ под углами $45-50^{\circ}$, в районе пер. Кошбель (нижн.) отмечаются

широтные простирания структур с южным падением. В среднем течении р.Акджилга фиксируются крутые юго-восточные (140°) падения. В целом толща триаса в юго-восточной части Бартанг-Акджилгинской зоны образует в плане дугу, обращенную выпуклостью к югу. С юго-запада обе моноклинали срезаются плоскостью Бартанг-Пшартского краевого разлома.

Крупное поле пород первого структурного яруса наблюдается между долинами Аюкузюсай и Кошагыл. Установить характер региональной структуры точно не удастся вследствие широкого развития рыхлых четвертичных делювиальных наносов. По имеющимся выходам все же можно заметить, что толща триаса в этом районе простирается в целом с юго-востока на северо-запад. В левобережье р.Козынды в ее верхнем течении отложения триаса падают на юго-запад 240° под углами $40-60^{\circ}$. Несколько южнее в долине р.Сарыкыр видны меридиональные простирания пластов с наклонами их преимущественно к западу. В низовьях р.Козынды по правому борту породы триаса характеризуются южными падениями напластований, а в левобережье наблюдаются также юго-восточные падения. В долине Аюкузюсай к западу от горы Архарья отложения первого структурного яруса падают по азимуту юго-запад $230-210^{\circ}$ под углами $40-60^{\circ}$. Ниже по течению фиксируются вертикально-стоящие пласты, а в устьевой левобережной части указанной долины верхнетриасовые породы падают к север-северо-западу $355-5^{\circ}$ под углами $60-70^{\circ}$. Видимо, верхнетриасовые отложения левобережья Аюкузюсай имеют синклинальную структуру, осложненную мелкими складчатыми и разрывными дислокациями. В правобережье Аюкузюсай толща триаса падает на юго-запад $215-220^{\circ}$ под углами $40-45^{\circ}$. На левом борту долины Сай-Кунюш отмечаются также северные и северо-восточные падения под углами примерно того же порядка, т.е. $30-40^{\circ}$.

Серия разобренных четвертичными наносами и разрывами выходов пород первого структурного яруса имеется в долине р.Калакташ и в районе водораздела между долинами рек Джамбай и Кукуртджилга. В совокупности они образуют

широотно простирающуюся моноклиналию структуру, ограниченную с обеих сторон разрывами. Пласты пород падают на юго-запад 230° под углами $60-80^{\circ}$. Еще одна моноклинали, сложенная триасом, наблюдается в нижнем течении Джамбая. Здесь преобладают юго-западные падения $190-200^{\circ}$ с углами наклонов слоев $60-70^{\circ}$. Вблизи разрывов, ограничивающих с севера и юга эту моноклинали, углы падения увеличиваются до вертикальных.

В районе водораздела между долинами рек Зорабатджилга и Бельайрык толща триаса, несогласно залегающая на сланцах ордовика, смята в спокойную пологую синклинальную складку с углами падения на крыльях не более $20-25^{\circ}$ (рис. 11). В ядре синклинали пласты залегают практически горизонтально ($3-5^{\circ}$). К западу синклиналь водораздела между долинами рек Бельайрык и Зорабатджилга прослеживается севернее горы Калакташ в бассейн оврага Кень. Простираение структуры с широтного меняется на северо-западное. Углы падения в крыльях синклинали по-прежнему пологие. Южное крыло характеризуется падением к северо-востоку $20-30^{\circ}$ под углами $20-25^{\circ}$, северное — к юго-западу $210-220^{\circ}$ под теми же углами. В районе водораздела между оврагом Кень и долиной р. Кукуртджилга отчетливо наблюдается тетриклинальное замыкание описываемой синклинали. По отношению к палеозойским структурам ось характеризуемой синклинальной складки расположена под острым углом. Создается впечатление, что породы синклинали вложены в неглубокую депрессию, выработанную в складчатом палеозойском фундаменте.

В Мужольском хребте контакт триаса с метаморфическими породами мужольского комплекса стратиграфически, тектонически осложненный в отдельных местах. Последовательное омоложение слоев триасовой толщи при движении вкост ее простираения в направлении с севера на юг указывает на моноклиналиный характер структуры (Винниченко, Кухтиков, 1969а). На фоне общего моноклиналиного падения триаса отмечается серия более мелких складчатых дислокаций, к числу которых относятся синклиналь и антиклиналь, намеченные П.П.Чуенко (1934) и Б.П.Бархатовым

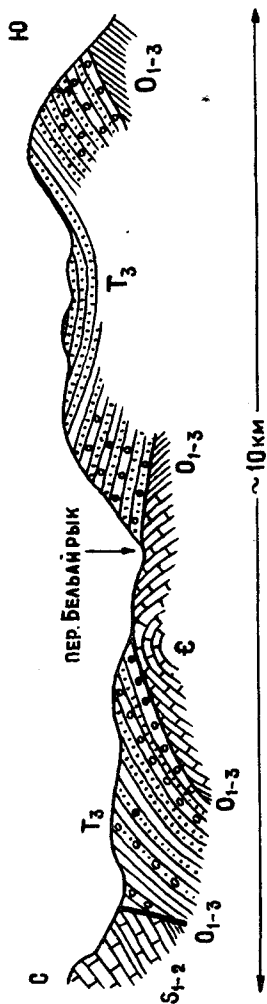


Рис. 11. Геологический разрез водораздела между долинами рек Зорабатджилга и Белыйрык.

(1963) на южном склоне Музкольского хребта (рис. 12). Несколько складок с размахом крыльев в сотни метров наблюдались нами по р. Молокараджилга, в долине р. Молджуран и в правобережье р. Западный Пшарт выше устья р. Сассык. Мелкие складчатые структуры имеются в правобережье р. Западный Пшарт ниже устья р. Сассык.

В бассейне р. Бозбайтал толщина триаса характеризуется изменчивым простираем с преобладанием южных падений под углами 25–45°. В правобережье Бозбайтала наклоны пластов выполаживаются до 10–15°. К северу от Сарезского озера выходы пород первого структурного яруса не установлены, хотя присутствие их здесь вполне возможно. Несколько фрагментов триасовых отложений имеются по обоим бортам р. Кудара в районе устья р. Танымас. Толща триаса на левом борту р. Кудара падает преимущественно

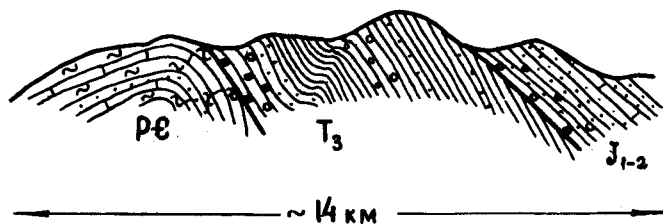


Рис. 12. Схематический геологический разрез через восточное окончание Музкольского хребта.

в южных румбах под углами $20-40^{\circ}$. В южной части выходов наблюдаются более крутые наклоны напластований, тяготеющие, как правило, к зонам разрывных нарушений. На правом борту р. Кудара в междуречье Танымас-Хаврездара триасовые отложения падают по азимуту северо-запад 355° северо-восток 5° , углы падения при движении с юга на север увеличиваются с $5-10^{\circ}$ до 45° . Чаще всего породы наклонены под углами $15-20^{\circ}$. На правом борту р. Хаврездара преобладают северные и северо-западные (355°) падения, а углы падения редко достигают 20° . Еще более пологие залегания были зафиксированы в правобережье р. Бартанг ниже слияния рек Кудара и Мургаб, где при тех же азимутах падения величины углов наклона пластов обычно не превышают $5-10^{\circ}$; нередко отмечаются залегания, близкие к горизонтальным ($3-5^{\circ}$). Западнее меридиана сел. Рошарв происходит отклонение широтно простирающихся структур к юго-западу, сопровождающееся сменой северных падений на юго-восточные, а углы падения возрастают до $35-40^{\circ}$. В отдельных случаях вдоль северной границы Бартанг-Акджилгинской зоны видны углы падения $60-65^{\circ}$.

В левобережье р. Бартанг к югу от сел. Рошарв толща верхнего триаса разбита серией разрывных нарушений на ряд полос моноклинального строения. Все моноклинали падают в основном на юг, а ниже устья Аджирха отмечаются

юго-восточные падения. Углы наклонов пластов порядка 20–25° и лишь в отдельных случаях достигают 45–50°. В правобережье р.Бартанг в районе сел.Чедегив полоса распространения триасовых отложений несколько сужается. Здесь имеется серия мелких складчатых структур, простирание которых близко к широтному. Углы падения пород на крыльях 40–50°. Западнее Чедегива структуры погружаются под более молодые отложения.

Среди структур, сложенных юрскими породами, чаще всего встречаются крупные синклинали и моноклинали. К югу от поселка Чечикты в горном массиве Кичик-Чечикты серые юрские песчаники и конгломераты имеют моноклиналиное южное падение с углами 50–60°. Южнее наклоны пластов становятся круче, достигая в районе небольшого правого притока р.Акбайтал (южн.) 80–85°. Ближе к устью р.Восточный Пшарт серые конгломераты сменяются терригенно-эффузивной толщей, собранной в сложную широтно простирющуюся асимметричную синклинали. В ее северном крыле фиксируются юго-юго-восточные падения пластов с углами наклонов слоев порядка 65–70°. Ближе к ядерной части залегание пород несколько выполаживается, но в то же время появляются мелкие складчатые дислокации с размахом крыльев в первые метры. Южное крыло характеризуется опрокинутыми залеганиями слоев. Здесь наблюдаются южные падения под углами порядка 70–75°.

Отмеченная синклинали прослеживается к западу примерно до горы Караджилга, морфологический облик ее на всем указанном участке в общих чертах сохраняется. Еще западнее в низовьях рек Аксай, Молокараджилга, Молджуран юрским отложениям свойственна: моноклиналиная структура с южными падениями. Породы с северными падениями пластов, составляющие южное крыло синклиналиной структуры, в данном месте отсутствуют. Они частично срезаны эрозией, а в некоторых местах перекрыты более молодыми осадками. В долине р.Аксай, южнее слияния двух ее составляющих, юра падает на юго-восток 160° под углами 40–50°. При движении на юг к устьевой части Аксая углы наклонов выполаживаются до 10–12°. Несколько западнее, в левобережье

р. Восточный Пшарт, между устьями рек Аксай и Молокараджилга по существу те же самые горизонты юры падают уже под углами $30-40^{\circ}$, иногда и круче. В долине р. Молокараджилга происходит некоторое отклонение простираний юрских структур к юго-западу. Падение становится юго-восточным (140°), углы $30-40^{\circ}$. В этом районе наиболее отчетливо можно видеть несоответствие простираний юрских структур с триасовым структурным планом.

В верховьях р. Западный Пшарт полоса юры, представленная в основном песчаниками, конгломератами с телами эффузивов, переходит на северные склоны Пшартского хребта и, постепенно сужаясь, тектонически выклинивается в районе головной части Сарезского озера. Почти на всем протяжении юрские отложения смяты в синклинальную складку широтного простирания. В ее северном крыле породы падают на юг-юго-запад $170-190^{\circ}$ под углами $20-30^{\circ}$. В ядерной части пласты падают более полого. Южное крыло синклинали, ограниченное с юга Бартанг-Пшартским краевым разломом, имеет крутые, иногда вертикальные залегания пластов. К западу породы с северными падениями тектонически срезаются. В низовьях р. Западный Пшарт толща юры моноκлиналино падает на юг под крутыми углами $60-70^{\circ}$.

Восточное продолжение пшартской полосы юры мы находим в левобережье р. Акбайтал (южн.) в районе водораздела между долинами рек Джамбай и Аксу. Пестроцветные песчаники и конгломераты с горизонтами эффузивов при широтном простирании слагают крутопадающую к северу моноκлинали, ограниченную с севера и юга крупными разрывами. На участке между верховьями оврагов Ечкитушар и Бугучиджилга наблюдается еще одна моноκлинали, падающая уже на юг 180° под углами $40-70^{\circ}$. В долине Бугучиджилга эта моноκлинали осложнена мелкой складчатостью и разрывами, а несколько восточнее отмечены уже две тектонически ограниченные узкие полосы юры, каждая из которых имеет моноκлиналиное строение. В южной полосе пласты пород чаще всего стоят на головах, а в районе водораздела между долинами рек Сарыджилга и Бугучиджилга в пестроцветных отложениях юры видны мелкие шликативные дислокации. Для

северной полосы характерны устойчивые северные падения под углами $10-15^{\circ}$. Аналогичные элементы залегания имеют также юрские отложения, слагающие отдельную горку среди четвертичных наносов долины р. Калакташ и в ее левобережье.

В других местах восточной части Бартанг-Акджилгинской зоны породы второго структурного яруса имеют ограниченное распространение. Полоса юры в левобережье р. Чечикты в районе второго от устья левого притока характеризуется моноклиальной структурой. Породы падают к северо-востоку 30° под колеблющимися углами $50-70^{\circ}$. С севера моноклираль ограничивается крутопадающим разрывом, отделяющим ее от музкольского комплекса. В верховьях рек Зорярчичак, Аксай и Чечикты толща юры, несогласно залегающая на верхнетриасовых отложениях, образует пологую изометричной формы синклираль. Углы падения на крыльях не превышают $10-15^{\circ}$. В ядре синклинали породы залегают практически горизонтально. Сходная структура наблюдается в приводораздельной части Музкольского хребта в левобережье р. Бозбайтал. Юрские отложения слагают в указанном районе овальной формы мульдообразную синклираль, простирающуюся с северо-запада на юго-восток. В ядерной части синклираль осложнена слабовыраженным антиклинальным изгибом. В районе центриклинального замыкания складки на западных склонах горного массива с пиком Советских Офицеров пласты юрских пород падают на восток-юго-восток под углами $10-15^{\circ}$. В юго-западном крыле нередко наблюдаются более крутые наклоны слоев, достигающие $40-50^{\circ}$. Северо-восточное крыло по крутопадающему разрыву граничит с метаморфическими породами музкольского комплекса. Здесь нередко встречаются вертикальные падения пород. К востоку описываемая синклираль приобретает широтное простирание, а углы падения в ее крыльях становятся несколько круче. В зоне разрыва, ограничивающего юру с севера, наблюдается опрокидывание пластов.

Серия небольших останцов второго структурного яруса имеется в средней части южных склонов Музкольского

кребта. Все они в совокупности образуют узкую прерывистую полосу, ограниченную с юга крупным дизъюнктивным нарушением. Вблизи линии нарушения юрские породы вздернуты, раздроблены, иногда смяты в мелкие сложные складки. В большинстве же случаев пласты падают в южных румбах под углами $15-20^{\circ}$. В правобережье р. Молокараджилга по элементам залегания в юрской толще устанавливается асимметричная синклиналь широтного простирания. Породы северного крыла падают на юго-восток 160° под углами не более $10-15^{\circ}$. Южное крыло значительно круче, а вблизи дизъюнктива пласты стоят на головах. В левобережье р. Акбайтал (южн.) между устьями рек Кукуртджилга и Джамбай структура юрских отложений, по мнению большинства исследователей, считается антиклинальной. Наши исследования показали, что здесь имеют место две моноклинали, разделенные разрывом, вдоль которого на поверхность выведены силурийские известняки. Северная моноklinаль характеризуется падением пластов по азимуту северо-запад 355° под углами $25-30^{\circ}$. Южная моноklinаль падает на юг-юго-запад $180-190^{\circ}$ под углами более 50° . В нижней части правого борта Джамбая юрская толща по разрыву контактирует со сланцами триаса (рис. 13). В верхних долинах

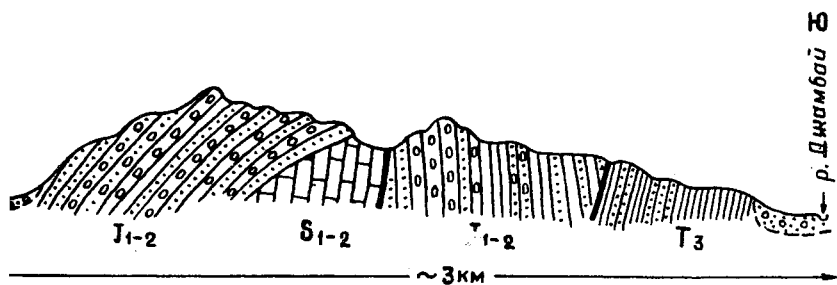


Рис. 13. Геологический разрез левого борта р. Акбайтал (южн.) между устьями рек Кукурт и Джамбай. р. Кукуртджилга структура юрской толщи, залегающей на си-

лурийских известняках, представляется в виде моноклинали, падающей к северо-востоку 35° под углами $15-25^{\circ}$. На севере в правобережье левой составляющей р. Кукуртджилга на юрские отложения по крутопадающему разрыву надвинуты силурийские известняки.

Восточнее, в устье р. Зорабатджилга и в верховьях р. Чверьайрык, наблюдается еще две моноклинали, сложенные юрскими породами, падающими, однако, уже в южных румбах. Обе моноклинали отделяются от палеозойских пород разрывными нарушениями. Несколько фрагментов второго структурного яруса имеются в долине Аюкузюся. В совокупности они образуют пологую изометричную синклиналь, к ядру которой приурочена долина Аюкузюся.

Породы третьего структурного яруса Бартанг-Акджилгинской зоны имеют локальное развитие. Толща мела, слагающая этот ярус, характеризуется более спокойными по сравнению с подстилающими ее породами залеганиями. В верховьях р. Бартанг меловые отложения, несогласно залегающие на триасовых сланцах, образуют мульдообразные синклинали с углами падения на крыльях в первые градусы. Аналогичные структуры наблюдаются также в долине р. Восточный Пшарт в низовьях ее левых притоков Аксай и Молокараджилга. Западнее, по р. Молджуран, породы мела слагают тектонический клин моноκлиналичного строения, простирающийся с северо-востока на юго-запад. Падение пластов крутое, часто вертикальное. Небольшие выходы мела отмечаются в правобережье р. Сассык (правый приток р. Акбайтал (южн.)) между устьями р. Джалан и Гурумд. Здесь толща мела имеет северо-восточные наклоны пластов пород. Контакты ее с окружающими породами тектонические.

Третичные отложения пологоскладчатые, с углами падения пластов до $15-20^{\circ}$. Наибольший по площади выход третичных пород имеется в среднем течении р. Бартанг к востоку от сел. Сипондж. В бассейне р. Даржомч (левый приток р. Бартанг) третичная красноцветная толща образует пологую антиκлиналиль, ось которой вытянута с юго-запада на северо-восток. Углы падения на крыльях $15-20^{\circ}$. В левобережье р. Бартанг третичные конгломераты моноκлиналично

падают на юго-восток под углами 20° . Южнее величина углов наклона пластов постепенно увеличивается, достигая иногда $40-45^{\circ}$.

В других районах третичные накопления распространены незначительно. Повсеместно они отличаются пологими, нередко горизонтальными залеганиями, образуя чаще всего моноклинали, реже-неполные складки.

Описанные выше структуры всех ярусов мезо-кайнозойского комплекса осложнены серией крупных дизъюнктивных нарушений, отличающихся, как правило, крутым падением плоскостей сместителя и согласным с главнейшими структурами простиранием. Поперечные и диагональные разрывы встречаются редко. Наибольшее количество разрывных дислокаций располагается в краевых частях зоны, некоторые из них приурочиваются к выступам древнего палеозойского основания. Разломы, пересекающие мезозойский комплекс осадков, менее развиты.

Серия разрывных нарушений наблюдается в верховьях р.Бартанг, где они пересекают породы первого структурного яруса. Крайние южные из них прослеживаются в широтном направлении от долины р.Бартанг до Сарезского озера. В левобережье р.Бартанг плоскости разрывов иногда падают круто на юг. Восточнее, при тех же азимутах падения, углы наклонов разрывов несколько уменьшаются. В районе Сарезского озера у Ирхтского залива многие из указанных дизъюнктивов сочленяются с Бартанг-Пшартским разломом.

Многочисленные мелкие нарушения устанавливаются в нижней части левого борта р.Бартанг к югу от сел.Рошарв. К востоку указанные разрывы прослеживаются в низовья долины р.Мургаб и далее в левобережье р.Кокуйбель, соединяясь в одну крупную дизъюнктивную линию, которая отграничивает в долине р.Кокуйбель кристаллические породы докембрия от толщ триаса. Характерной особенностью описываемых дизъюнктивов является их строгая прямолинейность в плане. Даже при пересечении разрывами участков с гигантскими эрозионными врезами (1,5-2 км) нигде не отмечается изогнутости линии дизъюнктивов. Эта особенность несомненно обусловлена большой крутизной поверхностей сместителя.

Несколько дизъюнктивных нарушений имеется в пределах Музкольского хребта. Крупнейшее из них — в его южной части. В верховьях рек Бозбайтал и Сассык (правый приток р. Акбайтал (южн.)) дизъюнктив проходит по контакту кристаллических пород докембрия и триасовых и юрских отложений. Плоскость разрыва на большей части строго вертикальная и лишь в некоторых случаях видны южные наклоны поверхности нарушения. Повсеместно разрыв сопровождается мощной зоной дробления, окварцевания, ожелезнения, отмечается мелкая сложная складчатость. Вдоль разрыва наблюдается интенсивная минерализация. В районе водораздела между реками Сассык и Джалан описываемый дизъюнктив отклоняется к северу и постепенно затухает.

Четко выраженное разрывное нарушение отмечается в левобережье р. Чечикты в районе второго от устья крупного левого притока. Метаморфические породы музкольского комплекса контактируют по нему с отложениями триаса и юры. Падает разрыв на северо-восток под углами $65-70^{\circ}$. В долине р. Зорярчичак он уходит в область развития триасовых сланцев и песчаников, где фиксируется мелкими складчатостями дислокациями и окварцеванием. Наличие разрыва в этой части подтверждается также датальными геофизическими работами. В западном направлении амплитуда разрыва постепенно затухает.

В восточной части Бартанг-Акджилгинской зоны важнейшее значение среди дизъюнктивных нарушений придается пологим и горизонтальным надвигам. Нередко здесь отмечают наличие покровных структур (Руженцев, 1968; Дюфур, 1972; Швольман, 1977 и др.). Нами было показано, что мнение о покровном строении указанной части Центрального Памира основывается в значительной степени на противоречивых, а в ряде случаев и ошибочных представлениях о стратиграфическом положении некоторых мезо-кайнозойских толщ и в первую очередь красноцветных отложений (Винниченко, 1970, 1973; Кухтиков, Винниченко, 1971). С уточнением возраста пород мезо-кайнозоя оказалось, что наличие тектонических покровов здесь нельзя считать строго доказанным. Структура данного района стала представляться

более простой. Анализ имеющихся в настоящее время материалов свидетельствует, что дизъюнктивы восточной части Бартанг-Акджилгинской зоны как и на остальной ее территории немногочисленны. Они отличаются, как правило, крутыми падениями сместителей и небольшими амплитудами перемещения. Морфологически это обычно взбросы. Серия дизъюнктивов подобного типа наблюдается в долинах рек Кукуртджилга и Джамбай. Крайний южный из них прослеживается вдоль нижней части левого борта р. Джамбай. На западном фланге в устьевой части Джамбая северное крыло разрыва слагают триасовые песчаники и конгломераты, а южное — толща юры. Плоскость сместителя падает на юго-запад под углами не менее 65° . Восточнее, в северном крыле нарушения, выступают силурийские известняки. Триасовые отложения тектонически выклиниваются. В южном обнажаются породы юры. На водоразделе между реками Джамбай и Калакташ разрыв имеет вертикальное падение, отчленяя силурийские известняки от юрской толщи. Восточнее он скрывается под четвертичными наносами долины р. Калакташ.

Другое дизъюнктивное нарушение протягивается параллельно описанному, в основном, вдоль правого борта Джамбая. По нему контактируют известняки силура и отложения юры и триаса. Разрыв характеризуется крутыми ($80-85^{\circ}$) южными падениями сместителя. При движении на запад разрыв пересекает водораздел Джамбая с Кукуртджилгой и уходит к устью последней. Здесь уже поверхность перемещения либо вертикальная, либо наклонена к северо-востоку под углами $75-80^{\circ}$. К югу от линии разрыва на силурийских известняках сохранились небольшие фрагменты юрских конгломератов.

Несколько менее протяженных дизъюнктивов отмечается в верховьях долины р. Кукуртджилга по ее левому борту. Для них характерны в основном юго-западные наклоны сместителей. Крупное нарушение фиксируется вдоль южных склонов горы Калакташ. Простираение его широтное, падение крутое северное. К западу разрыв пересекает водораздел с долиной р. Кукуртджилга и далее следует к северо-западу

вдоль правого борта левой составляющей р. Кукуртджилга. К югу от линии дизъюнктива обнажаются силурийские и ордовигские известняки и лежащие на них юрские конгломераты, а в северном крыле выступают силурийские известняки. В долине р. Зорабатджилга, куда прослеживается, по-видимому, это нарушение, движениями затронуты также триасовые отложения. Амплитуда его здесь заметно уменьшается.

В долине рек Восточный и Западный Пшарт разрывы, осложняющие мезо-кайнозойские пликративные дислокации, обычно сравнительно небольшие. Амплитуда их, как правило, невелика. Все они сопрягаются с Бартанг-Пшартским разломом. Примером таких дизъюнктивов может служить разрывное нарушение, ограничивающее с юга меловые отложения в устьевой левобережной части Акса, несколько разрывов в нижнем течении р. Молокараджилга и другие.

В юго-восточной части Бартанг-Акджилгинской зоны среди дизъюнктивов, по которым отмечаются тектонические перемещения в мезо-кайнозойский этап, заслуживают внимания разрывные нарушения в низовьях р. Козынды и в бассейне р. Чарыкджартар. В первом из указанных районов толща ордовика по поверхности полого падающего на юг дизъюнктива надвинута на отложения триаса. Считалось, что "ордовик как бы выполняет ядра синклиналей, образованных сланцами верхнего триаса" (Мельник, 1963, с. 171). Нами было предпринято тщательное структурное обследование каждого участка, где отмечались тектонические покровы. В результате выяснилось, что толща ордовика слагает непрерывную полосу моноклиального строения, ограниченную от окружающих пород триаса крутопадающим разрывом (Винниченко, 1971). В долине р. Чарыкджартар, где также указывались покровные структуры (Руженцев, 1968), нами установлено, что толща ордовика прослеживается через ее верховья в левобережье р. Акджилга, образуя моноклиаль с юго-восточным падением слагающих ее пород. От окружающих пород первого структурного яруса толща ордовика отделяется двумя разрывами, падающими на юго-восток под углами не менее 70°. В низовьях р. Чарыкджартар оба разрыва имеют широтное простирание. При прослеживании их на восток ли-

нии разрывов отклоняются к северо-востоку (рис. 14). В левобережье р. Акджилга плоскости их сместителей наклонены на юго-восток 140° , углы падения остаются прежними, т.е. порядка 70° .

В заключение характеристики тектонических структур Бартанг-Акджилгинской зоны следует рассмотреть вопрос о структуре района водораздела между долинами рек Джолбурулюк и Бельайрык. Здесь развиты своеобразные желто-бурые конгломераты и брекчии, которые иногда по недосмотру принимаются за силурийские известняки, надвинутые на отложения верхнего триаса. Аналогичные брекчии установлены также и в других частях восточной части Бартанг-Акджилгинской тектонической зоны. В частности, крупные поля их наблюдаются на водоразделе между реками Джамбай и Калакташ, в бассейне рек Сарыджилга, Шатпут и т.д. Имеющийся в нашем распоряжении материал о вещественном составе брекчий, их взаимоотношении с более древними отложениями, о положении в рельефе свидетельствует о принадлежности этих пород к продуктам так называемой "твердой коры выветривания" (Винниченко, Кухтиков, 1969б). Возникновение коры подобного типа происходит за счет разрушения первичных пород на остроугольные обломки различных размеров с одновременным их обогащением окислами и гидроокислами железа и марганца, а также частично выносом легкорастворимых компонентов. Время формирования данной коры относится к концу неогена — началу четвертичного времени.

Охарактеризованные выше структуры были сформированы, по одним данным, в мезозое (Бархатов, 1963; Дронов, 1964а и др.), по другим — в кайнозое (Руженцев, 1968 и др.). Причем как первые, так и вторые утверждают, что толщи палеозоя и мезозоя дислоцированы конформно. Приведенный материал свидетельствует о проявлении на территории Бартанг-Акджилгинской зоны нескольких фаз складчатости, следствием чего явилась многоярусность альпийской (мезо-кайнозойской) структуры. Первая фаза произошла в конце триаса, вторая — в поздней юре и третья — в поднемеловую эпоху или в самом начале третичного вре-

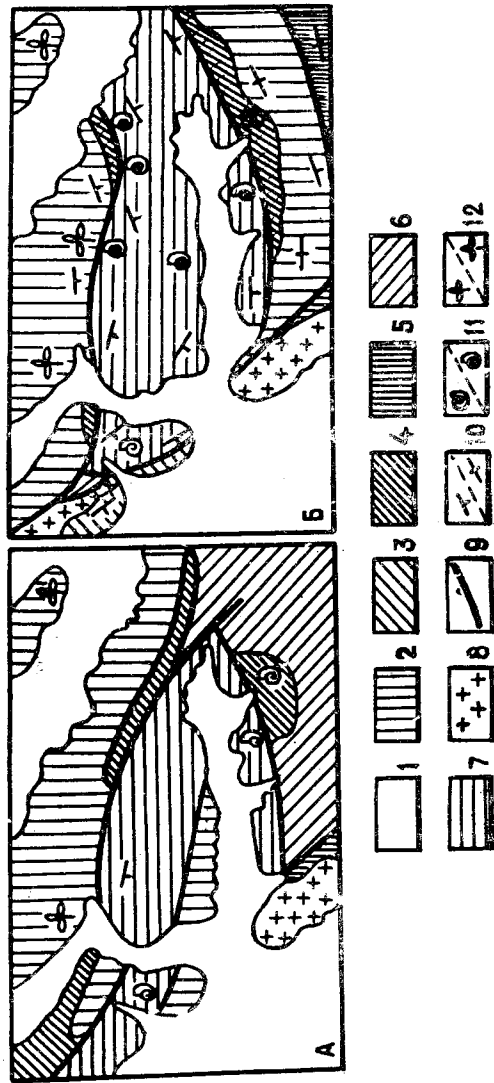


Рис. 14. Схема геологического строения бассейна р. Чарыкджартар:

А—по данным предшествующих исследователей; Б—по данным автора.
 1—четвертичные отложения; 2—верхний триас; 3—юрский и рэтский ярусы верхнего триаса; 4—нижний—средний триас (карбонатно—обломочные отложения джилгаульской свиты); 5—пермь; 6—нижний—средний карбон (сарэская свита); 7—средний—верхний ордовик; 8—гранитоиды; 9—линии разрывных нарушений; 10—наклонные и вертикальные залегание пластов; 11—места сборов остатков ископаемой фауны предыдущими исследователями и автором; 12—места сборов остатков ископаемой флоры предыдущими исследователями и автором.

мени. Судя по степени дислоцированности отложений, главной фазой была первая. Последующие движения были менее интенсивными.

Интрузивный магматизм. Большая часть интрузивных проявлений, установленных в пределах территории Бартанг-Акджилгинской зоны, доказана в выступах метаморфических пород докемория восточной части зоны. Схема магматизма указанного района с учетом новейших материалов впервые разработана Э.А.Дмитриевым, В.Е.Минаевым (1972). Древнейшие интрузивные породы выделяются в Зорбурулюкский комплекс, объединяющий пластообразные тела гнейсогранитов. Крупнейший Зорбурулюкский массив расположен в верховьях р.Зорбурулюк. В плане очертания массива близки к овалу, форма тела пластообразная, изогнутая согласно с антиклинальной структурой вмещающих его метаморфических толщ музкольского комплекса. В сложении Зорбурулюкского интрузива принимают участие мелкозернистые аплитовидные гнейсограниты, состоящие из альбита-олигоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, биотита, роговой обманки, апатита, сфена, циркона, турмалина, рутила, рудного минерала (Буданов и др., 1976). С гнейсогранитами связаны многочисленные жилы пегматитов и пегматоидных гранитов, образующих Достарский пегматитовый пояс. В формировании гранитоидов Зорбурулюкского массива важнейшую роль играют магматические замещения, метамоматоз, анатексическое плавление. Интрузив сопровождается мощным ареалом мигматитов, достигающим ширины первых сотен метров. Более мелкие тела аналогичного состава отмечаются в долинах рек Кукурт, Акджилга, Бельальма. С внедрением гранитоидов зорбурулюкского комплекса Э.А.Дмитриев, В.Е.Минаев (1972) связывают ранние этапы метаморфизма музкольского комплекса. К более молодым интрузивным образованиям, развитым в пределах музкольского комплекса, относятся небольшие, но многочисленные тела основных и щелочных пород, обособленных в кукуртский комплекс (Дмитриев, Минаев, 1972). Размеры массивов обычно небольшие, не превышающие в диаметре 2 км. Форма тел линзообразная или пластообраз-

ная, иногда штокообразная. Э.А.Дмитриев, В.Е.Минаев (1972) считают, что все интрузивы многофазные. В первую фазу внедрились пироксениты и габбро-пироксениты; во вторую — габбро и габбро-диабазы, в третью — диориты и в четвертую — гранодиориты, плагиограниты и плагиоклазиты. Закончилось формирование внедрением даек диабазов, диабазовых порфиритов и лампрофиров. Полный набор пород всех интрузивных фаз наблюдался лишь в двух массивах. Остальные тела сложены преимущественно породами первых двух фаз с преобладанием габброидов.

После кукуртского комплекса в породы докембрия внедрились гранитоиды. В.И.Буданов, А.М.Месхи (1976) выделяют их в сарыкольский комплекс, сформировавшийся в три интрузивные фазы. Первая фаза представлена кварцевыми диоритами и диоритами; вторая — кварцевыми сиенитами, граносиенитами; третья — гнейсовидными биотитовыми гранитами. Э.А.Дмитриев, В.Е.Минаев (1972) породы каждой из перечисленных фаз относят к самостоятельным комплексам. Наиболее ранними по времени внедрения считаются интрузивы кварцевых диоритов и диоритов. Крупнейший среди них Пангазджилгинский массив имеет шпатообразную форму, вытянутую согласно с простираем вмещающих пород с северо-запада на юго-восток на расстояние 18 км. Ширина тела около 5 км. В краевых частях Пангазджилгинский массив распадается на мелкие sillolodобные залежи, чередующиеся с метаморфическими породами музкольского комплекса. В сложении массива участвуют в основном кварцевые диориты, переходящие местами в диориты. Изменения в экзоконтактах выражены слабым ороговикованием пород музкольского комплекса. В эндоконтактах появляются гнейсовидные разновидности диоритов. Несколько массивов сходного состава имеются также в долинах рек Бельальма, Каинды, Караджилга. Все они, как правило, небольшие по своим размерам.

Описанные кварцевые диориты и диориты прорываются, согласно данным Э.А.Дмитриева, В.Е.Минаева (1972), породами тузакчинского комплекса, включающего Тузакчинский, Чичендырский и Акджилгинский массивы. В составе

комплекса выделяются породы трех фаз. В первую фазу внедрились пироксен-амфиболовые, амфиболовые, биотит-амфиболовые кварцевые сиениты; во вторую — граносиениты и биотит-амфиболовые граниты и в третью фазу произошло образование средне-крупнозернистых биотитовых гранитов. Жильные производные представлены граносиенитами, гранитными пегматитами, аплитами, микросиенитами и гранитами. В.И.Буданов, А.М.Месхи (1976) считают, что указанные три массива являются частями единого интрузива. Сиениты северной и южной частей данного интрузива слагали единое пластообразное тело. Граниты, занимающие центральное положение в интрузиве, образуют штокообразное тело, согласное с антиклинальной структурой вмещающих метаморфических пород докембрия. Контактные изменения шириной до 500 м. выразились в формировании кристаллических и узловатых сланцев.

Более поздние интрузивные образования в пределах восточной части выступа метаморфических пород докембрия представлены гранитоидными телами шатпутского комплекса (Дмитриев, Минаев, 1972). Крупнейший из них Шатпутский интрузив приурочен к ядру одноименной антиклинали. Площадь его около 600 кв.км. Интрузив вытянут в широтном направлении. Все контакты послонно-инъекционные, согласные. В.И.Буданов, А.М.Месхи (1976) предполагают, что Шатпутский интрузив имеет пластообразную форму. В краевой части тело его расщепляется на ряд мелких межпластовых залежей. По составу среди пород, слагающих интрузив, выделяются биотитовые, двуслюдяные и биотит-амфиболовые гнейсовидные граниты. Жильные производные гранитоидов образуют редкие жилы аплитов, пегматитов, гранитов и альбититов. В контактовой зоне интрузива широко проявились процессы палингенеза и магматических замещений.

В верховьях рек Акджилга и Бердыш среди массивов тузакчинского комплекса встречаются многочисленные дайки, штоки и трещинные тела гранитоидов, сходные по петрографическому составу с шатпутскими. В отличие от последних они имеют резко выраженный гипабиссальный облик,

проявившийся в образовании миароловых, порфировых и стекловатых разностей, в связи с чем Э.А.Дмитриев, В.Е.Ми-наев (1972) считают необходимым выделить их в самостоятельный бердышский комплекс.

Наиболее молодые интрузивные образования в пределах восточной части выхода музкольского комплекса представлены многочисленными дайками, трубками взрыва и субвулканическими телами щелочных сиенитов и щелочных габброидов; они впервые установлены А.И.Проскурко (1961) и позднее детально охарактеризованы и выделены в дункельдыкский комплекс Э.А.Дмитриевым (1964).

В западной части территории Бартанг-Акджилгинской зоны интрузивные породы пользуются значительно меньшим распространением. Крупнейший здесь Кударинский массив обнажается в районе водораздела между реками Кокуйбель и Танымас у их слияния. Небольшой своей частью интрузив заходит в левобережье рек Кокуйбель и Кудара. Тело интрузива приурочено к ядру вытянутой в широтном направлении крупной брахиантиклинали. По своему отношению к структуре массив принадлежит к ядерному типу плутонов. Контакты его имеют секущий характер с падением в сторону вмещающих пород. Северный контакт падает под углами $70-75^{\circ}$. На юге линия контакта довольно сложная, с многочисленными жилами и апофизами. Наиболее пологое падение поверхности контакта отмечается в восточной части интрузива, где фиксируются углы падения $18-20^{\circ}$. Здесь широко развиты многочисленные ксенолиты. Часто встречаются ксенолиты также вдоль западного контакта, падающего под углами $50-55^{\circ}$. Они имеют угловатую форму и ориентированы параллельно поверхности контактов. В районе горы Кудара сохранились реликты кровли интрузива, представленные гнейсами, кристаллическими сланцами и мраморами.

Интрузив сложен биотитовыми мелко-среднезернистыми гранитами, имеющими в основном массивное строение. В приконтактных зонах распространены гнейсовидные граниты, граодиориты и диориты. Среди гнейсовидных разновидностей отмечается наличие пироксеновых и амфиболовых гранитов. В южной части интрузива на контакте с вмещаю-

шими гнейсами и мраморами устанавливались розовые лейкократовые породы, имеющие состав щелочных сиенитов. Структура бывает как равномернозернистая, так и порфировидная. Вкрапленники образуют калиевый полевой шпат, плагиоклаз, иногда кварц. Калиевый полевой шпат представлен чаще всего ортоклазом и микроклином. С перечисленными породами связаны жильные дериваты примерно того же состава. В постмагматическую стадию были сформированы скарны и маломощные кварцевые жилы. В последующую фазу внедрились лейкократовые граниты и плагиограниты. Преобладают лейкократовые граниты, среди которых устанавливаются биотитовые, двуслюдистые и мусковитовые разновидности. Плагиограниты нередко связаны с ними постепенными переходами. Форма тел: жилы и мелкие тела неправильной формы. Развита она как в самом интрузиве, так и во вмещающих породах.

Жильные производные исключительно широко развиты, особенно в южной и западной приконтактных зонах. Наблюдаются жилы аплитов, пегматитов, альбитовых гранитов и гранит-порфиров. Последние по составу отвечают обычным гранитам, но отличаются повышенным содержанием ортита (Каткова, 1933). Одной из особенностей пегматитов является развитие турмалина.

Постмагматические образования представлены кварцевыми, карбонатными, баритовыми, кварц-карбонатными и другими жилами. Характерны процессы турмалинизации и альбитизации. В краевых частях массива встречаются милониты и катаклазиты. Многие исследователи указывают на интенсивные контактные изменения вмещающих пород.

К западу от Кударинского интрузива обнажается несколько меньших размеров Полизский массив. Считается, что современная эрозия вскрыла лишь самую верхнюю апикальную часть данной интрузии на глубину не более 500 м. Тело имеет форму пологого купола, понижающегося в направлении на восток. В сложении Полизского интрузива участвуют две разновозрастные группы пород. Наиболее развиты мелко-среднезернистые биотитовые граниты. Отличительной их особенностью является резко выраженная гнейсовидность

и широкое распространение в них ксенолитов вмещающих пород. Подавляющая масса ксенолитов, также как и гнейсовидность, ориентирована согласно с залеганием контактов интрузива. Вторую группу составляют лейкократовые граниты, которые чаще всего отмечаются преимущественно в кровле интрузива и реже в самом интрузиве в виде жил и мелких неправильных тел. Гранитоиды обеих групп секутся жилами альбититов, аплитов, пегматитов, реже натровых сиенитов. Большинство исследователей указывают на широкое проявление контактового метаморфизма.

Небольшой гранитоидный массив наблюдается в низовьях р.Бозбайтал. Геологическая позиция и состав его близки к Кударинскому интрузиву. По форме массив представляет штокообразное тело, слегка вытянутое согласно с простираем основных структур. Вмещающими породами служат гнейсы и кристаллические сланцы, относящиеся, с нашей точки зрения, к докембрию. Контакты интрузива крайне извилистые, с многочисленными жилами и апофизами. Падения плоскостей контактов крутые, в сторону от интрузива. В приконтактной зоне встречаются многочисленные слабо ориентированные угловатые ксенолиты метаморфических пород. Характеризуемый интрузив сложен светло-серыми мелкозернистыми биотитовыми гранитами. В краевой части нами наблюдались гнейсовидные разности. Широко развиты жильные производные, которые локализуются в основном по периферии интрузива. Небольшая часть жил отходит от массива во вмещающие породы.

Серия гранитоидных тел имеется в области распространения метаморфического комплекса в верховьях рек Бозбайтал, Акбайтал (сев.), Зорташкол и Сассык (сев.). Изучены они к настоящему времени слабо. Все же, судя по имеющимся материалам, можно подметить некоторое сходство их с Кударинским интрузивом и массивом нижнего течения р.Бозбайтал. Интрузивные породы в палеозойском комплексе встречаются редко. Они представлены маломощными дайками и жилами диабазов и порфиритов, установленными в бассейнах рек Калакташ, Кукурт, Сарыджилга и в ряде других мест.

Интрузивные образования в мезозойском комплексе Бартаг-Акджилгинской зоны слагают небольшие тела и дайки основного, среднего и кислого составов. Небольшое тело основных пород обнажается в восточной части Музкольского хребта в верховьях правой составляющей р.Зорярчичак. Интрузив сложен габбро-диабазами зеленоватого и зеленовато-серого цвета. Породы состоят из роговой обманки, плагиоклаза, биотита и рудных. Из вторичных минералов отмечаются альбит, эпидот, хлорит, актинолит, карбонат, акцессорные - сфен и апатит. В центре интрузива наблюдаются массивные и среднезернистые породы, а в краевой части - крупнозернистые. Вмещающие верхнетриасовые песчано-сланцевые отложения у контакта превращены в мелкозернистые амфиболовые роговики. Мощность роговиков до 5 м.

Несколько гранитоидных тел установлено в верховьях р.Бартаг. Как и в предыдущем случае, вмещающими породами являются сланцы и песчаники верхнего триаса. Тела имеют вид неправильных штоков, контакты обычно крутопадающие, неровные, с мелкими апофизами. Основная масса указанных интрузивов сложена гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами. Менее развиты кварцевые диориты. Все перечисленные породы связаны друг с другом постепенными переходами и являются разновидностями одной интрузивной фазы. Следующую фазу представляют жильные породы: апатиты, пегматиты, микрограниты, которые локализуются преимущественно в теле интрузивов. Дайки микродиоритов и диоритовых порфиритов встречаются также и во вмещающих отложениях триаса.

Кроме описанных интрузивных образований в мезозой-

ском комплексе Бартанг—Акджилгинской зоны, главным образом в первом структурном ярусе, имеются многочисленные дайки порфиров, диабазовых порфиров, кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы, не обнаруживающие связи с каким-либо интрузивным массивом. Дайки наблюдаются в верховьях р.Бартанг, в левобережье долины Аюкюзусай и в других местах.

Формирование описанных интрузивов обычно связывается с проявлением орогенических движений в мел-палеогеновый этап развития. Определение возраста интрузивных пород производилось на основе представлений о сквозном геосинклинальном развитии Центрального Памира с докембрия до мела и с учетом имевшихся в то время данных абсолютной геохронологии. Появление материалов, свидетельствующих о многоярусности структуры Центрального Памира, позволило высказать Н.Г.Власову (1969) и затем нам (Винниченко, 1970, 1974) предположение о возможности установления интрузивов нескольких разновозрастных комплексов. В настоящее время это предположение получило достаточно надежное обоснование как геологическими, так и радиологическими данными (Дмитриев, Минаев, 1972; Винниченко, 1972, 1973; Агеева, 1976 и др.). Несомненно, что имеются интрузивные породы как докембрийского, так и более молодого возраста. К допалеозойским образованиям следует относить не только гранитоиды бурулюкского (Акрамов и др., 1971; Дмитриев, Минаев, 1972; Буданов, Месхи, 1976) и щелочные габброиды кукуртского комплексов (Агеева, 1976), граниты Кударинского интрузива (Винниченко, 1972), но и большую часть других интрузивных пород, локализованных в музкольском метаморфическом комплексе докембрия. Палеозойскими по возрасту, видимо, являются лишь немногочисленные дайки и жилы диабазов и порфиров. С альпийским (мезо-кайнозойским) циклом тектогенеза связаны, скорее всего, небольшие тела основного, среднего и кислого составов. При этом возраст их следует признать доюрским, поскольку все они приурочены к первому структурному ярусу. Интрузивы, прорывающие юрские, меловые и третичные отложения,

в настоящее время неизвестны.

2. Бартангская зона располагается на крайнем юго-западе Центрального Памира, охватывая низовья р.Бартанг и правобережье р.Пяндж севернее сел.Тым. Ее юго-восточной границей служит Бартанг-Пшартский разлом. Северо-западная граница проводилась нами по линии Бартанг-Акбайтальского разлома (Винниченко, 1970, 1973). С получением дополнительных данных выяснилось, что указанный разлом в среднем течении р.Бартанг отклоняется к юго-западу и в районе сел.Хиджис причленяется к Бартанг-Пшартскому разлому, ограничивая зону лишь на незначительном расстоянии с северо-востока. Дизъюнктив, проходящий по границе Бартангской зоны с северо-запада, ранее считавшийся западным флангом Бартанг-Акбайтальского разлома, представляет самостоятельную тектоническую линию, которой следует присвоить название Бартангского разлома. По имеющимся материалам (Славин, 1976), зона продолжается за пределами исследований территории в левобережье р.Пяндж.

Стратиграфия. Домезозойские отложения на дневной поверхности в пределах изученных районов Бартангской зоны не обнажены. Исходя из материалов по смежным регионам, можно предполагать, что в строении фундамента зоны принимают участие докембрийские образования язгулемского комплекса.

Мезозойский комплекс отличается однообразным терригенно-вулканогенным составом и сравнительно большой мощностью (см.рис. 10). Разрез начинают верхнетриасовые песчано-сланцевые накопления. Фаунистически доказывается присутствие пород верхнего триаса в двух областях. В правобережье р.Пяндж в районе сел.Рушан верхнетриасовые отложения представлены темными кварц-полевошпатово-биотитовыми песчаниками и кварцево-хлоритовыми и углистыми сланцами с многочисленными, но, как правило, плохо сохранившимися растительными остатками познетриасового возраста (Баранов, Глазунов, 1937; Кушлин, 1963; Винниченко, 1970 и др.). Мощность отложений триаса в указанном

районе порядка 1500 м. Восточнее, в долине р.Бартанг, у сел.Багу наблюдаются более высокие горизонты верхнего триаса, образующие с нижне-среднеюрскими отложениями единую толщу. Преобладающими породами здесь являются мягкие черные глинистые сланцы с редкими прослоями тонко-слоистых темных песчаников. Вверх по разрезу количество песчаников увеличивается. Появляются прослои грубозернистых песчаников с отдельными гальками кварца и глинистых сланцев. Песчаники полимиктового состава, образованы слабоокатанными обломками кварца, плагиоклаза, дистена, турмалина, кремнисто-глинистых сланцев и т.д. Цемент глинистый, серицитовый, карбонатный. В некоторых местах в сланцах встречаются кремнисто-глинистые желваки и мелкие кристаллы пирита. В песчаниках и сланцах содержатся отпечатки растений поздне триасового возраста (Баранов, Глазунов, 1937; Кушлин, 1963; Винниченко, 1970 и др.). В левобережье р.Бартанг выше сел.Ахзев в черных глинистых сланцах обнаружены остатки двустворок и растительные отпечатки, позволяющие отнести вмещающие их породы к верхнему триасу — нижней юре. В долине Пишдара и у пер.Ахзев найдены двустворки ранне-среднеюрского возраста. Таким образом, наряду с верхнетриасовыми отложениями в охарактеризованной толще устанавливаются также породы нижней и средней юры. Общая мощность описанных отложений в низовьях р.Бартанг 2000-2500 м.

Из долины р.Бартанг данная толща вдоль северо-западных склонов Рушанского хребта прослеживается на юг в правобережье р.Пяндж в район между селениями Тым и Сохчарв. Характер разреза ее здесь в общих чертах сохраняется, хотя породы становятся несколько плотнее и заметно увеличивается степень метаморфизма. В долинах рек Буне, Барчитдара встречаются обильные растительные остатки поздне триасового возраста. Общая мощность песчано-сланцевых отложений в правобережье р.Пяндж приблизительно оценивается в 2000-2500 м.

Кроме песчано-сланцевых отложений в пределах исследованной территории Бартангской зоны широким распространением пользуются вулканогенно-обломочные породы. Они

обнажаются в устьевой части р.Бартанг и на северо-востоке зоны к западу от сел.Сипондж. Вулканогенная толща устьевой части р.Бартанг нами относится к верхнему триасу — средней юре (Винниченко, Кухтиков, 1973б). Разрез ее схематически может быть представлен в следующем виде. Нижняя часть, выделяемая Х.С.Таджидиновым (1963) в баджударинскую свиту, выражена лавами, лавобрекчиями, лавоагломератами и туфами андезитов и андезито-базальтов. Выше следуют туфы кварцевых порфиров и альбитофиров. Мощность свиты 700–900 м. Верхняя часть вулканогенной толщи низовий Бартанга (шуджанская свита, по Х.С.Таджидинову) сложена туфосланцами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. Последние приурочены, в основном, к средней части свиты. Вулканогенные породы, по В.И.Дронову (1963а), перекрываются свитой мергелистых сланцев. Маломощные горизонты таких сланцев встречаются и внутри вулканогенной толщи. Общая мощность толщи достигает 2000 м. В целом разрез верхнего триаса — средней юры имеет следующее строение. В основании разреза залегают темные сланцы и песчаники бассейна р.Вомардара. В них содержатся остатки флоры верхнего триаса. Стратиграфически выше следуют вулканогенные породы устьевой части р.Бартанг. Далее идут черные глинистые сланцы и песчаники с растительными и органическими остатками позднего триаса — средней юры. Общая мощность порядка 4000–5000 м.

Терригенно-вулканогенная толща, обнажающаяся в правобережье р.Бартанг в районе сел.Сипондж, относится нами условно к верхней юре — нижнему мелу (Винниченко, Кухтиков, 1973б). В основании разреза этой толщи преобладают обломочные накопления: песчаники, конгломераты, туфоконгломераты. Выше залегают темно-зеленые и лиловые лавы и кластолавы андезитов, андезито-базальтов, базальтовых порфиров и их туфы. В верхней части среди эффузивов наблюдаются горизонты песчаников, мергелей и грубообломочных конгломератов. Согласно В.И.Дронову (1963а), разрез венчают зеленоватые и желтоватые тонкослоистые мергели, сильно насыщенные туфовым материалом (разучская свита). В верховьях р.Багу и в правобе-

режье р.Баджудара среди вулканитов отмечаются прослои и линзы крупнозернистых белых мраморов. Общая мощность 1000–1500 м. Таким образом, описанные вулканогенные породы правобережья р.Бартанг залегают трансгрессивно и несогласно не на верхнемеловых отложениях, а на сланцах, песчаниках и эффузивах верхнего триаса – средней юры. Более молодые отложения в пределах исследованной территории Бартангской зоны не установлены.

Тектоника. Главнейшие структурные элементы Бартангской зоны простираются в соответствии с ее вытянутостью с юго-запада на северо-восток. В северо-восточном окончании наблюдается постепенный заворот структур к востоку. Здесь господствующие простираения близки к широтным.

Из описания стратиграфического разреза Бартангской зоны следует, что мезозойский комплекс делится поверхностью углового несогласия на два структурных яруса. Наибольшую площадь занимают породы первого структурного яруса. В его сложении участвуют терригенно-вулканогенные накопления верхнего триаса – средней юры, образующие в целом огромную моноклираль, осложненную мелкими складчатыми и разрывными дислокациями. Общее падение пород северо-западное или же восток – юго-восточное, углы падения колеблются в диапазоне 40–90° (рис. 15).

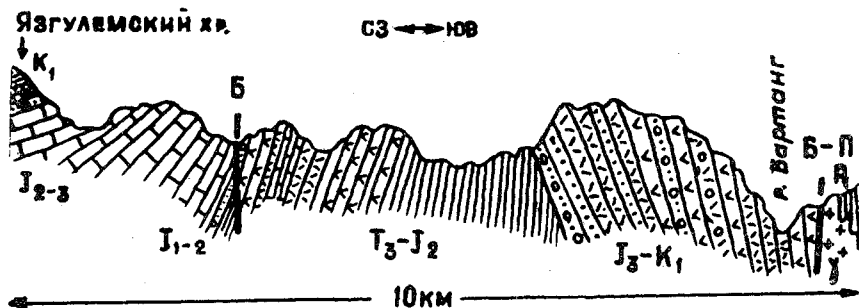


Рис. 15. Схематический геологический разрез долины р.Бартанг в ее нижнем течении. Б-П-Бартанг-Пшартский разлом; Б-Бартангский разлом.

В бассейне р.Вомардара черные сланцы и песчаники с флорой позднего триаса характеризуются восток — юго-восточным падением пластов ($90-110^{\circ}$). Углы падения обычно крутые — $70-80^{\circ}$. В верховьях р.Вомардара преобладают юго-восточные наклоны слоев. Здесь нередко наблюдаются мелкие сложные складчатые дислокации, не нарушающие однако общей моноклиальной структуры. Северо-восточнее, в верховьях р.Обурин, в верхнетриасовых сланцах отмечается небольшая пологая антиклиналь с размахом крыльев в $600-800$ м. В юго-восточном крыле породы имеют юго-восточные падения напластований под углами $40-50^{\circ}$, в северо-западном — $20-30^{\circ}$. Ближе к ядру антиклинали происходит постепенное выполаживание падений до $10-15^{\circ}$. Вулканогенная толща, сменяющая к юго-востоку сланцы и песчаники бассейна р.Вомардара, по мнению ряда геологов, имеет синклинальное строение. Х.С.Таджидинов (1963) указывает, что ядро этой синклинали, сложенное зеленоватыми мергелями, отчетливо наблюдается в левобережье р. Бухтург у сел.Емц. Углы падения пластов пород в ядерной части довольно крутые — $70-80^{\circ}$, на крыльях — несколько положе, $50-60^{\circ}$.

Наши исследования однако показали, что в современном эрозионном срезе вулканогенная толща устьевой части р.Бартанг повсеместно характеризуется моноклиальным восток — юго-восточным падением, на фоне которого развиты мелкие складчатые и разрывные дислокации. К числу таких осложняющих структур относится и синклиналь района сел. Емц. В верховьях р.Багу пласты зеленоватых мергелей, конгломератов и эффузивов круто падают на юго-восток $130-140^{\circ}$. По долине р.Бартанг между сел.Емц и Багу отмечаются восток — юго-восточные наклоны слоев под углами $60-70^{\circ}$. В устьевой части р.Бартанг к востоку от сел.Рушан вулканогенные породы падают по азимуту юго-восток $110-120^{\circ}$, углы падения $60-70^{\circ}$. На левом борту р.Бартанг у сел.Ахзев углы наклонов напластований пород выполаживаются до 25° . В правобережье р.Пяндж преобладают восточные падения под углами в $40-60^{\circ}$.

Песчано-сланцевые отложения верхнего триаса — сред-

ней юры, обнажающиеся к востоку от вулканогенной толщи, на всем своем протяжении отличаются моноклиальным юго-восточным падением. В районе сел. Падруд пласты сланцев и песчаников наклонены по азимуту восток — юго-восток $90-110^{\circ}$ под углами 60° . Аналогичные элементы залегания свойственны также породам триаса — юры бассейна рек Риддара и Пастхуф. Южнее, по долинам рек Баджудара и Сохчарв, морфологический облик моноклинали в общих чертах сохраняется. По-прежнему преобладающими являются юго-восточные падения ($120-130^{\circ}$). Южнее азимут падения сланцев и песчаников колеблется в пределах юго-восток $110-130^{\circ}$. Углы падения $40-55^{\circ}$. Общее моноклиальное падение триасово-юрской толщи осложняется многочисленными мелкими пликативными и дизъюнктивными нарушениями.

Среди разрывов, рвущих отложения первого структурного яруса Бартангской зоны, заслуживает внимания крупный меридиональный дизъюнктив в правобережье р. Пяндж. Он имеет крутые восточные падения плоскости сместителя и сопровождается зоной дробления и окварцевания. Амплитуда его несколько сотен метров. Небольшие разрывы имеются в левобережье р. Бухтург, в бассейне р. Вомардара и в других местах. Все они, как правило, отличаются небольшой протяженностью и малой амплитудой.

Выходы второго структурного яруса, сложенного породами верхней юры — нижнего мела (?), устанавливаются в северо-восточном окончании описываемой зоны в районе сел. Сипондж. В.И. Дронов (1963), Х.С. Тадждинов (1963) и другие исследователи намечают в вулканогенных породах правобережья р. Бартанг антиклиналь, погружающуюся к северо-востоку. Ясно выраженного замка антиклинали нигде не видно, в связи с чем существование этой структуры, с нашей точки зрения, сомнительно. По отдельным обнажениям, где удается замерить элементы залегания вулканитов верхней юры — нижнего мела (?), можно лишь с уверенностью отметить, что в левобережье р. Бартанг к западу от сел. Хиджис преобладают юго-восточные падения слоев $120-130^{\circ}$, углы наклонов $40-50^{\circ}$. В зоне Бартанг-Пшартского

разлома пласты стоят на головах. К северу от сел. Сипондж мергели и эффузивы, слагающие второй структурный ярус Бартангской зоны, характеризуются северо-западными падениями, а в верховьях р. Падруд — восток — северо-восточными. По долине р. Бартанг между сел. Падруд и Хиджис наблюдаются преимущественно крутые восток — северо-восточные падения. Разрывные нарушения, осложняющие пликативные дислокации второго структурного яруса, немногочисленны и, как правило, небольшой протяженности и амплитуды. Большинство из них приурочено к краевым частям зоны.

Охарактеризованные структуры Бартангской зоны согласно принятой нами методике определения возраста складчатости, были сформированы в две фазы. Первая фаза проявилась в средней юре, вторая — в раннем мелу (?). Последующие движения существенных изменений в структурный план описываемой зоны не внесли.

Интрузивный магматизм. Интрузивные проявления Бартангской зоны представлены преимущественно мелкими телами разнообразного состава от габбро до лейкократовых гранитов. Согласно имеющимся данным, внедрение интрузий на территории исследованной части зоны происходило в три фазы. Древнейшими породами считаются габбро, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты. Во вторую, главную фазу, образовались мелко-среднезернистые биотитовые граниты и гранодиориты. С третьей фазой связаны мелкозернистые лейкократовые и аляскитовые граниты. Не исключено, что породы, относимые к первой фазе, являются гибридной разновидностью главной интрузивной фазы.

Крупнейший в пределах зоны Сохчарвский массив обнажается по долине р. Пяндж между сел. Сохчарв и Пастбаджу. Вокруг него наблюдаются более мелкие тела, соединяющиеся, очевидно, на глубине с основным интрузивом. Вмещающими породами служат сланцы, песчаники и эффузивы верхнего триаса — средней юры. В зоне экзоконтакта развиты биотитовые, реже биотит-андалузитовые роговики. В целом описываемый интрузив характеризуется резко несогласным

залеганием. Типично интрузивные контакты с жилами и апофизами секут вмещающие породы под острым углом. В строении центральной части Сохчарвского интрузива, принимают участие микроклиновые граниты, плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты, граносиениты и кварцевые сиениты. Перечисленные породы, представляющие главную интрузивную фазу, связаны между собой взаимными переходами. Общим для них является наличие биотита и роговой обманки. Плагиоклаз отличается высоким содержанием анортита. В микроклиновых гранитах плагиоклаз соответствует олигоклаз-андезину. В периферической части Сохчарвского массива обнажаются кварцевые диориты, диориты, габбро, габбро-диориты гибридного происхождения. Отмечаются многочисленные ксенолиты, часто породы имеют порфиروбластическую структуру. В заключительную фазу становления Сохчарвского интрузива внедрились лейкократовые граниты, аплиты и пегматиты, которые пользуются небольшим развитием в краевой части массива. К важной особенности Сохчарвской интрузии относится наличие связанных с ней жил метасоматических альбититов, имеющих нередко большую мощность.

Другие интрузивы Бартангской зоны более мелких размеров, 1-2 км в поперечнике. Как и Сохчарвский все они приурочены к первому структурному ярусу и состоят в основном из пород, аналогичных описанным.

Риговдаринский массив вскрыт по саю Риговдара, левому притоку р.Баджудара. Он имеет вытянутое согласно с простираанием структур эллипсоидное тело с крутыми контактами. Преобладающим развитием в массиве пользуются лейкократовые граниты, плагиограниты и аляскиты.

Пастхуфский массив, расположенный вблизи одноименного селения на правом берегу р.Пяндж, слагают преимущественно биотитовые граниты и гранодиориты. Породы имеют светло-серый, серый цвет, массивное сложение. Структура в основном гипидиоморфная, гранитовая, в отдельных случаях монзонитовая. По минералогическому составу породы близки гранитоидам главной интрузивной фазы Сохчарвского интрузива.

В устьевой части р. Бархудар (правый приток р. Баджудара) среди эффузивов верхнего триаса — средней юры наблюдается еще один массив, заслуживающий внимания. Его оваловидное тело, достигает в поперечнике 2 км. В отличие от других, описанных выше интрузивов, в Бархуфском массиве широко распространены крупнозернистые, иногда порфирированные, черного или темно-серого цвета габбро и габбро-диориты. Гранитоиды менее развиты, они обладают всеми признаками пород главной интрузивной фазы.

При определении возраста описанных интрузивов обычно считают, что вулканогенные породы, прорываемые гранитоидами, относятся к палеогену. Нами же была показана принадлежность вулканогенной толщи к мезозойским образованиям, что позволяет высказать предположение о более древнем возрасте интрузивных тел. Учитывая приуроченность гранитоидов к первому структурному ярусу, внедрение их следует связывать с проявлением среднеюрской орогенической фазы.

3. Язгулем-Акбайтальская тектоническая зона протягивается в виде узкой полосы вдоль северных склонов Язгулемского хребта через среднее течение рек Танымас и Кокуйбель, в бассейн р. Зорташкол и затем к верховьям р. Акбайтал (южн.). На юге границей зоны служат Бартаг-Акбайтальский и Бартагский разломы, на севере — Язгулемский краевой разлом.

Стратиграфия. Древнее основание Язгулем-Акбайтальской зоны сложено кристаллическими породами язгулемского комплекса докембрия (см. рис. 10). В нижней части альпийского (мезо-кайнозойского) комплекса зоны залегает толща верхнего триаса. Разрез ее почти повсеместно имеет в общем однотипное строение. В основании верхнетриасовой толщи в Язгулемском хребте и в междуречье Танымас-Кокуйбель наблюдаются сланцы, песчаники, алевролиты и конгломераты общей мощностью 200-250 м. Стратиграфически выше следует пачка ритмично чередующихся сланцев и песчаников (500-800 м). В верхних горизонтах толщи верхнего триаса появляются прослойки серых мелкогалечных кварцевых конгломератов. По всему разрезу описанных отложений

содержатся многочисленные растительные остатки, указывающие на поздне триасовый возраст вмещающих их пород. Мощность верхнего триаса 900–1000 м. Юрские отложения перекрывают породы триаса согласно и с постепенным переходом. По всей территории зоны толща юры имеет отчетливо выраженное двучленное строение. Нижняя часть ее, включающая осадки нижнего и низов среднего отделов юры, представлена терригенными накоплениями. Верхняя часть сложена средне-верхнеюрскими карбонатными породами.

На востоке Язгулем-Акбайтальской зоны в хр. Акбайтал разрез толщи юры, по нашим наблюдениям с учетом материалов П.Д. Виноградова (1958), имеет следующий вид. В основании юры залегают плотные серые яснослоистые песчаники с редкими маломощными прослоями темных глинистых сланцев и кварцевых мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Мощность 250–300 м. Вверх по разрезу они постепенно сменяются известняками и мергелями с остатками двустворок и аммонитов бат-келловейского возраста. Выше следуют черные грубослоистые массивные, иногда оолито-детритусовые известняки с обильными остатками двустворок, брахиопод, кораллов и других групп фауны. Здесь же нами обнаружены многочисленные остатки гидроидных полипов, из которых определены *Cladocorapsis mirabilis Felix*, характерные для оксфорда – киммериджа. Общая мощность разреза около 2000 м.

Из Акбайтальского района юрские отложения узкой, но непрерывной полосой широтного простирания прослеживаются на запад в левобережье р. Зорташкол и далее в бассейнах рек Кокуйбель и Танымас. В указанных районах более полно представлены нижние горизонты юры. На песчаниках и сланцах с растительными остатками верхнего триаса залегают зеленоватые, серые и темно-серые песчаники, конгломераты с редкими прослоями глинистых сланцев. Мощность около 350 м. Вверх по разрезу следует почка чередующихся пестроцветных глинистых сланцев и бурых с поверхности мергелей и известняков. Стратиграфически выше наблюдаются серые слоистые известняки и мергели с многочисленными остатками брахиопод и двустворчатых моллю-

сков позднеюрского возраста. Нами в этой части разреза найдены остатки кораллов оксфорда — киммериджа *Pseudocoenia radisensis* (d'Orb.), *Pseudocoenia ex gr. fallax* (Becker.), *Rhabdophyllia ex gr. finiculus* (Micholin.), *Pseudocoenia macfadnyi* (Thomas) и двустворок кепловей-оксфорда *Pinna cf. lanceolata* Sow., *Aequispecten* sp. indet., *Astarte* sp. indet., *Astarte ex gr. Carinata* Rep., *Astarte ex gr. asperata* Rep., *Chlamys cf. recondita* Andreeva.

В верхней части разреза ведущее место занимают массивно-слоистые темные и черные известняки с многочисленными остатками гидроидных полипов *Cladocorapis mirabilis* Felix, оксфорд-киммериджского возраста. Известняки согласно перекрываются пачкой зеленых песчаников и известняков. Затем следуют красноватые конгломераты с галькой подстилающих юрских известняков. Это, очевидно, уже нижнемеловые отложения. Общая мощность описанных отложений более 1500 м.

Из бассейна рек Кокуйбель и Танымас через верховья р. Чабаранг толща юры прослеживается в западном направлении в район северного склона Язгулемского хребта. В долине р. Хуан, по данным П. П. Чуенко (1938), верхнетриасовые отложения без видимых угловых несогласий сменяются пестроцветными глинистыми и песчанистыми сланцами общей мощностью 200–300 м. Пестроцветные породы переходят в мощную толщу известняков внизу сланцевых и песчанистых, в средней части массивных, а вверху — тонкослоистых. Некоторые горизонты известняков имеют оолитовое строение. П. П. Чуенко (1938) в известняках были найдены колониальные кораллы, которые, по мнению В. Ф. Пчелинцева, наиболее близки к лужитанским формам. При расшлифовке известняков обнаружены строматопоры, отнесенные В. И. Яворским предположительно к формам, встречающимся в верхней юре Крыма. Г. Л. Юдин (1932) в районе пер. Камочдара отмечает известняки с позднеюрскими кораллами, устрицами и гастроподами. В осевой части и по северному склону Язгулемского хребта содержатся окаменелости лужитанских аммонитов.

Мощность юры по долине р.Хуан около 1500 м. В юго-западной части Язгулемского хребта мощность юрской толщи сокращается до 850 м.

Изложенные материалы свидетельствуют о том, что юрские отложения по всей Язгулем-Акбайтальской зоне отличаются однообразным строением. Для юго-западной части Язгулемского хребта характерны сокращенные разрезы юры. Например, по долине р.Звирдара (правая составляющая р.Матравндара) мощность песчано-сланцевой юры в два раза меньше, чем в долине р.Кокуйбель. Менее мощные и средне-верхнеюрские известняки. Если в Акбайтальском районе мощность карбонатной юры 1000 м, то в Язгулемском хребте она снижается до 600-700 м. Меловые отложения в Язгулем-Акбайтальской тектонической зоне пользуются широким распространением. Породами мела сложены обширные площади в пределах Язгулемского хребта, в районе водораздела рек Танымас-Кокуйбель, в бассейне р.Зорташкол и в хр.Акбайтал. Нижняя часть мелового разреза всюду представлена красноцветными терригенными накоплениями мощностью 600-700 м, иногда до 1000 м. В сложении верхней части участвуют карбонатные породы с многочисленными остатками позднемеловых рудистов. Мощность известняков до 800 м.

В Язгулемском хребте меловые отложения залегают на юрских известняках согласно. Наиболее полные разрезы мела отмечаются в верховьях рек Ванау, Баджудара, Зайч и в других местах. Переходная пачка в большинстве случаев сложена зеленоватыми тонкозернистыми песчаниками, органогенно-обломочными известняками с тонкими прослоями алевролитистых сланцев. Мощность переходной пачки несколько десятков метров. Стратиграфически выше залегают фиолетовые мергелистые сланцы, с редкими и маломощными прослоями буроватых полимиктовых песчаников. Более высокие горизонты мела сложены ритмично чередующимися красновато-бурными кварцево-плагноклазовыми мелко-среднезернистыми песчаниками и известково-глинистыми сланцами. Среди них изредка отмечаются линзы зеленоватых песчаников с известковистым цементом. Вверх по разрезу

появляются отдельные быстро выклинивающиеся горизонты мелкогалечных конгломератов и гравелитов. В самых верхних частях красноцветной толщи мела количество конгломератов постепенно сокращается и вновь начинают преобладать песчаники и сланцы. Общая мощность нижнего мела северного склона Язгулемского хребта порядка 600-700 м. По южному склону мощность нижнемеловых отложений достигает 1000 м (Баранов, Глазунов, 1937).

Верхнемеловые известняки в пределах Язгулемского хребта сохранились в виде небольших выходов на его северо-западном склоне, в труднодоступных районах, в связи с чем разрез их изучен меньше других отложений Язгулем-Акбайтальской зоны. Известняки мела серые, темно-серые, тонкозернистые, часто похожие на юрские. Отмечаются также светло-серые или желтовато-белые с розоватым или кремовым оттенком. Как первые, так и вторые известняки очень плотные, массивные или же массивно-слоистые. В.И. Дроновым (1964а) внутри меловых известняков наблюдались пачки красноцветных сланцев и алевролитов. Возраст известняков обосновывается немногочисленными находками позднемеловых рудистов.

В вопросе взаимоотношения рудистовых известняков с породами нижнего мела в настоящее время единой точки зрения нет. Первыми исследователями Памира указывалось, что верхнемеловые отложения залегают на породах нижнего мела согласно (Баранов, Глазунов, 1937). После работ В.И. Дронова (1962, 1964а) стало считаться, что известняковая толща верхнего мела залегают на подстилающих толщах, включая нижнемеловые отложения, резко трансгрессивно и несогласно.

Наши исследования в водораздельной части Язгулемского хребта в верховьях рек Багу и Вану показали, что характер дислокаций в отмеченных толщах нижнего и верхнего мела в общем одинаковый. Сколько-нибудь значительного срезания пластов нижнего мела нигде не зафиксировано. Породы, которые принимаются за базальные конгломераты, не относятся к таковым. Это по существу конгломератовые и брекчиевидные рудистовые известняки, которые

формируются обычно в условиях мелководья. Следы размыва и продукты переотложения подстилающих красноцветных пород в известняках не обнаружены. Северо-восточнее, в верховьях рек Чабаранг, Хаврездара и Башурвдара, по данным К.Н.Паффенгольца, М.И.Шабалкина (1935) и нашим наблюдениям, в составе нижнемеловой красноцветной толщи появляются пластообразные залежи и прослои вулканогенных пород: красно-фиолетовые альбитизированные плагиоклазовые порфириды, альбитофиры и их туфы. Состав и мощности верхнего мела оказываются сходными с вышеописанными в Язгулемском хребте. В долине р.Кокуйбель нами установлено, что юрские темные известняки с позднеюрскими остатками фауны согласно и с постепенным переходом перекрываются пачкой зеленоватых песчаников и известняков с остатками гастропод позднеоксфордско-раннетитонского возраста. На ней с отчетливо выраженным размывом залегают красноцветные песчаники и конгломераты с многочисленными хорошо окатанными гальками подстилающих зеленоватых известняков, песчаников и темных известняков с позднеюрской фауной. Выше лежащая часть нижнемеловой толщи представлена чередующимися песчаниками и сланцами с прослоями мелкогалечных конгломератов общей мощностью 500-600 м. Г.Л.Юдин (1932) в нижней части разреза выше базальных конгломератов наблюдал прослои красноцветных известняков с раннемеловыми остатками фауны. Рудистовые известняки в данном районе неизвестны.

В бассейне р.Зорташкол характер разреза нижнего мела в общих чертах сохраняется. Толща верхнего мела, слагающая в основном наиболее труднодоступные участки, на водоразделе с р.Базбайтал представлена различными известняками, в которых содержатся маастрихтские остатки рудистов.

В крайних восточных выходах разрезы мела менее полные. Наиболее низкие горизонты мела в хр.Акбайтал выражены слоистыми мелкогалечными бурыми конгломератами, в составе галек которых преобладают молочно-белый кварц, реже песчаники, кремни, кварциты. Выше следует пачка красноцветных слоистых полимиктовых песчаников

мощностью 80–100 м. На ней залегают темно-фиолетовые и бурые сланцы, алевролиты и песчаники. В левобережье р. Кызылджилга в этой части нижнемеловой толщи наблюдаются тела темно-красных эффузивов, мощностью в несколько десятков метров. Стратиграфически выше следуют кирпично-красные грубозернистые слоистые песчаники, гравелиты и кварцевые конгломераты. По р. Акбайтал (сев.) встречаются линзообразные тела и горизонты светлых песчаников и конгломератов, мощность которых нередко достигает нескольких десятков метров. В левобережье р. Акбайтал (сев.) горизонт таких песчаников ошибочно принят некоторыми исследователями за рудистовые известняки, на основании чего здесь сконструирована сложная чешуйчатая структура. В действительности этот горизонт оказался сложенным полностью песчаниками и конгломератами, а при прослеживании его на запад он замещается красноцветными породами. Заканчивается разрез нижнего мела в хр. Акбайтал пачкой малиново-фиолетовых сланцев и алевролитов. Общая мощность около 500 м.

Рудистовые известняки залегают на отложениях нижнего мела согласно и имеют мощность 800–1000 м. Литологически толща верхнего мела подразделяется на две части: нижняя сложена темными и серыми слоистыми известняками с многочисленными остатками рудистов; в верхней преобладают плотные темно-серые глинистые известняки с остатками мелких тонкостенных двустворок, оказавшихся неопределимыми.

Более молодые кайнозойские отложения, представленные красноцветными конгломератами и песчаниками, имеют в пределах Язгулем-Акбайтальской зоны незначительное распространение в бассейне рек Зорташкол, Чабаранг, Хаврездара и в некоторых других местах. На подстилающих породах они залегают резко несогласно. Мощность – первые сотни метров.

Тектоника. Отложения триаса, юры и мела Язгулем-Акбайтальской тектонической зоны дислоцированы конформно, образуя единый структурный ярус. Третичные отложе-

ния слагают второй ярус, отражающий, видимо, как и в Бартаг-Акджилгинской зоне качественно новый этап тектонического развития.

Структура зоны в общем сравнительно проста. Сложные дислокации в подавляющем большинстве тяготеют к зонам крупных разрывных нарушений. При удалении от разрывов породы приобретают спокойные и пологие залегания. Эта особенность структур территории Язгулем-Акбайтальской зоны была отмечена еще первыми исследователями Памира И.Г.Барановым, В.С.Глазуновым (1937), П.П.Чуенко (1938), а позднее М.С.Дюфуром (1962), Б.П.Бархатовым (1963) и др. Некоторые геологи считают, что структуры в пределах зоны носят брахискладчатый характер (Дюфур, 1962; Бархатов, 1963 и др.). Наиболее представительные примеры, на которых отчетливо видна специфика структур Язгулем-Акбайтальской зоны, наблюдаются в пределах Язгулемского хребта и в междуречье рек Танымас - Кокуйбель. В мезозойских отложениях Язгулемского хребта намечаются две крупные синклинали и одна несколько меньших размеров антиклинальная складка, разделяющая их.

Крайняя северная синкираль прослеживается в основном вдоль северо-западного склона Язгулемского хребта из верховьев р.Звирдара до устья р.Ракзоу. Ее ядро в юго-западной части сложено известняками юры, а на северо-востоке - отложениями мела. В крыльях синклинали выступают песчаники и сланцы верхнего триаса и нижней - средней юры. Общее простирание структуры северо-восточное 20-30°. В верховьях р.Камочдара наблюдается юго-восточная опрокинутость структуры (рис. 16). На правом борту р. Ужомдара выше лет. Ижон отчетливо видна узкая синкираль, в ядре которой обнажаются слоистые юрские известняки, а в крыльях - песчаники и сланцы верхнего триаса - средней юры. Падение пластов пород северного и южного крыльев на северо-запад 315° под углами 60-65°. С севера синкираль отделяется от метаморфических пород и девонских известняков крутопадающим разрывным нарушением. Юго-восточное крыло в верховьях рек Вану и Камоч-

дара также осложнено разрывом, вдоль которого прослежена узкая полоса юрских известняков. Юго-западнее, в бассейне р.Звирдара, синклиналь более пологая. Песчаники и

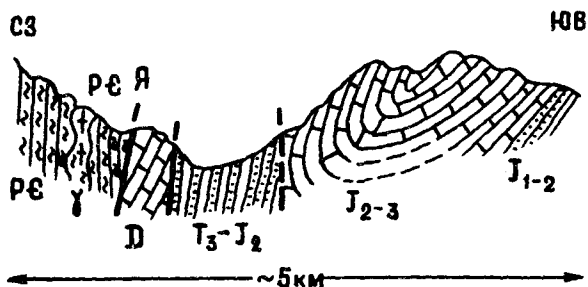


Рис. 16. Геологический разрез правого борта р.Ванау. Я-Язгулемский разлом.

сланцы триаса и юры, залегающие на метаморфических породах, образуют отчетливо выраженный синклинальный перегиб с углами падения на крыльях $30-35^{\circ}$, реже $40-45^{\circ}$. Ядро складки выполнено юрскими известняками, имеющими еще более пологое залегание. Нередко пласты наклонены под углом не более $10-12^{\circ}$. При движении с севера на юг по р.Звирдара наблюдается постепенная смена падений пород с юго-восточных на северо-восточные, т.е. фиксируется центриклинальное замыкание структуры.

В области, расположенной северо-восточнее долины р.Ванаудара, складка опрокинута к северо-западу. Здесь юго-восточное крыло описываемой синклинали всюду несколько короче северо-западного. Вдоль ее северо-западного крыла в ряде мест выступают тектонические клинья палеозойских пород. Далее складка значительно расширяется и в ее ядре появляются меловые отложения. Падение поверхностей напластований пород становится спокойным и пологим. В ядерной части отмечаются почти горизонтальные залегания пластов. Местами, преимущественно в глинистых слан-

пах мела, наблюдается мелкая складчатость, не нарушающая, однако, общего характера региональной структуры (Баранов, Глазунов, 1937).

Синклинали южного склона Язгулемского хребта сложена породами триаса, юры и мела. Б.П.Бархатов (1963) утверждает, что структура симметрична. М.С.Дюфур (1962) считает, что синклинали опрокинута к юго-востоку. Наши исследования показали, что породы бывают опрокинуты как к северу, так и к югу. В юго-западной части Язгулемского хребта синклинали в общем близка к симметричной, как и указывает Б.П.Бархатов (1963). Падение пород на крыльях порядка $30-40^{\circ}$. В местах, где складка осложнена мелкими разрывами, имеются более крутые падения пластов, до $60-65^{\circ}$. Северо-восточнее уже видна некоторая асимметрия структуры. Осевая поверхность ее круто наклонена к северу. В южном крыле пласты падают к северо-западу под более пологими углами, чем в северном. В краевой части зоны у разлома имеются вертикальные падения пород.

В центральном секторе Язгулемского хребта для южной синклинали характерно запрокидывание пластов к северо-западу. Южное крыло ее более крутое, чем северное. Меловые породы, слагающие ядро синклинали, отличаются пологими наклонами пластов. Мелкие локальные осложнения структуры выражены небольшими разрывами и складчатостью.

В бассейне р.Ракзоу описанные выше синклинали складки теряют свою самостоятельную обособленность. Здесь по существу имеется уже одна крупная пологая синклинали, осложненная в ряде случаев небольшими брахискладками. По данным Ш.Ш.Деникаева (1972), ряд таких брахиструктур устанавливается в нижнем течении р.Мархдара, по Ракзоу, Биджафдара. Углы падения пород $10-15^{\circ}$, реже $30-40^{\circ}$. Отчетливо вырисовывается крупная синклинали в верховьях рек Роштдара, Биджаф и ледн.Лялмазар. Восточнее синклинали несколько сужается и возможно прослеживается в бассейн ледн.Федченко. Всюду здесь в ее ядре залегают меловые красноцветные накопления, а на крыльях юрские известняки. Падение пластов пород на крыльях не более $30-35^{\circ}$. Северо-западное крыло структуры осложнено се-

рией мелких разрывов, в связи с чем изредка отмечены более крутые углы падения.

В осевой части Язгулемского хребта в его центральном секторе в мезозойском комплексе изображается крупная антиклиналь, в ядре которой выступают песчаники и сланцы триаса и юры, а в крыльях — известняки юры и красноцветные породы нижнего мела. В верховьях р. Камочдара юрские и меловые отложения прорваны интрузией кварцевых диоритов. Антиклиналь имеет ярко выраженный брахискладчатый характер. Углы падения на крыльях не более $30-35^{\circ}$. В зоне контакта с Камочдаринским интрузивом меловые породы характеризуются изменчивыми элементами залегания. При удалении от контакта падения становятся устойчивыми. По своим размерам антиклиналь неравноценна охарактеризованным двум синклиналям. Условно ее можно считать структурой, осложняющей единую крупную синклиналь мезозойских отложений Язгулемского хребта. Нередко эту структуру рассматривают как сложный синклиниорий (Бархатов, 1963 и др.).

Аналогичный тип дислокаций мезозоя характерен и для более восточных областей Язгулем-Акбайтальской зоны. Некоторые исследователи однако считают, что в правобережье р. Талымас и по долинам рек Хаврездара, Башурвдара, Хабарвивхат, Рохацдара (правые притоки р. Бартанг) толщи мезозоя участвуют в сложных структурах типа пологих шарьяжей (Руженцев, 1968, 1971; Деникаев, 1972 и др.). Вертикальные разрезы мезозойских отложений в верховьях боковых притоков р. Талымас — Чабаранг, Шукорджилга, Дамаматсай и др., представляют "переслаивание тектонических пакетов юрских и меловых отложений, разорванных к тому же сбросами" (Паффенгольц, Шабалкина, 1935, с. 349). Формирование шарьяжей сопровождалось интенсивным брекчированием и дроблением пород с образованием мощных тектонических брекчий. В некоторых случаях целые зоны значительной ширины перекрыты такими брекчиями, среди которых нормальные и нераздробленные породы сохранились в виде небольших фрагментов. Указание Н.К. Паффенгольца и М.И. Шабалкиной (1935) о широком развитии брекчий в бассейне р. Талымас и в ряде других мест впоследствии стало приводить-

ся как бесспорное доказательство наличия тектонических покровов в данном участке Центрального Памира. Распространению и упрочению представлений о большой сложности альпийской (мезо-кайнозойской) структуры бассейна р.Танымас способствовало принятое в последние годы, тем не менее ошибочное, мнение об отнесении красноцветных отложений, обычно подстилающих в разрезе верхнемеловые известняки, к палеогену.

В настоящее время ясно, что вышеотмеченные брекчии ошибочно считались тектоническими по происхождению (Винниченко, 1970; Кухтиков, Винниченко, Черенков, 1971). Вопрос о возрасте красноцветных отложений можно считать исчерпанным и решенным. Дополнительные сборы органических остатков и переопределение прежних коллекций из этой толщи (Крейденков, Распопин, Фроленкова, 1970) показывают принадлежность их к отложениям нижнего мела. Исчезла, таким образом, основа представлений о перевернутом залегании свит в тех разрезах, где рудистовые известняки верхнего мела лежат на красноцветных образованиях.

Нашими наблюдениями установлено, что строение правобережья р.Бартанг по долинам рек Хаврездара, Башурвдара, Хабарвивхат, Рохацдара как и в западной части Язгулемского хребта сравнительно простое, на что в свое время указывал Б.П.Бархатов (1963). Здесь намечается крупная пологая брахиантиклиналь, кулисообразно сменяющая описанную синклинали. Структура имеет восток-северо-восточное простирание. Наиболее отчетливо антиклиналь видна в среднем течении р.Башурвдара и в верховьях рек Хабарвивхат и Хатфат. В долине р.Башурвдара ясно наблюдается смена падений пластов пород с северо-западного на юго-западные. Преобладающие углы падения 20-25°. Северное крыло антиклинали более пологое. В долине р.Хабарвивхат в южном крыле породы падают под углами 25-30°, в северном наклон пластов не превышает 25°. В восточной, в ядерной части антиклинали, отмечаются почти горизонтальные залегания. В приводораздельной части Язгулемского хребта в отдельных выходах среди ледниковых и снежных полей выступают меловые породы, структуру которых выя-

снить трудно. Устанавливаются как северные, так и южные падения. Вполне возможно, что здесь имеется пологая синклиналь, но твердой уверенности в этом нет. Описанная антиклинальная структура осложнена многочисленными мелкими складками и разрывами. Характерным является микро-складчатость и гофрировка, которые наиболее развиты вдоль контактов между пачками различного литологического состава, например, между известняками и глинистыми сланцами. При этом не исключены и послойные скольжения, но амплитуда перемещения невелика, поскольку заметного срезания пластов не наблюдается.

Кроме складчатых структур в данном участке Язгулем-Акбайтальской зоны отмечается ряд разрывных нарушений. Наибольшее количество разрывов наблюдается в осевой части Язгулемского хребта. Крупнейший дизъюнктив прослеживается от пер. Хурджин на восток по левому склону р. Хурджин, затем переходит на ее правый борт, круто заворачивает на юг на правый склон долины р. Хатфат. В районе горы Лялназар прослеживается другая линия разрывов. В направлении верховий р. Бархаудара проходит еще одно дизъюнктивное нарушение. Следует отметить, что широкое развитие снежного и ледникового покрова ограничивает возможности прослеживания разрывов по простиранию и выяснению направления перемещения по ним. Чаще всего разрывы падают на северо-запад, углы падения сместителей $60-65^{\circ}$. Амплитуды перемещений точно замерить не удастся, но, как правило, они невелики.

В междуречье Хаврездара - Танымас Язгулем-Акбайтальская зона сужается, а строение ее еще более упрощается. В северной части зоны выступает полоса меловых пород, смятых в серию мелких складок с углами падения на крыльях до $50-60^{\circ}$. К югу меловые породы сменяются юрскими известняками, падающими к северу под углами $10-40^{\circ}$. Еще южнее водораздел между реками Танымас и Хаврездара сложен терригенными отложениями верхнего триаса-средней юры, падающими к северу. Таким образом, в целом вырисовывается довольно крупная моноклиналь, осложненная мелкой складчатостью. Общее падение пластов

северное, преимущественны углы падения $15-20^{\circ}$. У разрывов, ограничивающих эту моноклираль, отмечаются более крутые наклоны слоев. В правобережье р.Танымас песчано-сланцевые отложения триаса-юры, известняки юры и нижнемеловые красноцветные песчаники и алевролиты смяты в серию пологих и спокойных складок с углами падения на крыльях не более $10-15^{\circ}$. Лишь вблизи разрывов наклоны пластов увеличиваются до $40-50^{\circ}$ (рис. 17).

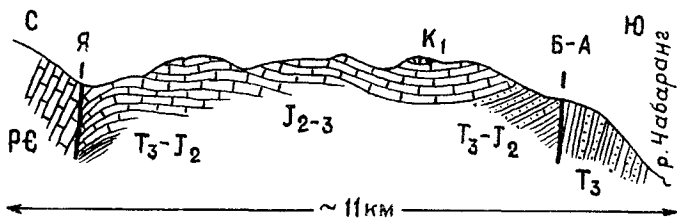


Рис. 17. Геологический разрез правобережья р.Танымас. Я- Язгулемский разлом; Б-А- Бартанг-Акбайтальский разлом.

Исключительно сложная структура свойственна, по мнению некоторых геологов, устьевой части р.Кызылтукай (Руженцев, 1971; Деникаев, 1972). Считается, что в сложении указанного района принимают участие нижнемеловые красноцветные породы и известняки верхнего мела и юры, образующие сложную систему тектонических блоков. Наши наблюдения показали, что здесь к верхнему мелу и юре ошибочно отнесены мраморы ванчского комплекса, протягивающиеся сюда из бассейна ледн.Федченко. С юга и с севера мраморы ограничены крутопадающими разрывами. В районе водораздела между долинами рек Кальтатур и Кызылтукай мраморы выклиниваются. Падение пластов пород устойчивое северное, углы падения достигают $65-70^{\circ}$. К югу от мраморов наблюдаются терригенные породы верхнего триаса - средней юры, имеющие непосредственно у контакта крутые, часто вертикальные наклоны слоев. При уда-

лении от разрыва падение выполаживается (рис. 18). В верховьях рек Кальтагур и Кызылтукай сланцы и песчаники верхнего триаса – средней юры и залегающие на них средневерхнеюрские известняки образуют серию мелких складок с углами падения на крыльях 20–25°.

В правобережье р.Кокуйбель намечается крупная синклиналь с меловыми породами в ядре. Падение пород в ее южном крыле 10–15°, в северном несколько круче – до 30–35°. В бассейне р.Дамаматсай и в верховьях р.Кальтагур складчатые структуры осложнены серией крутопадающих

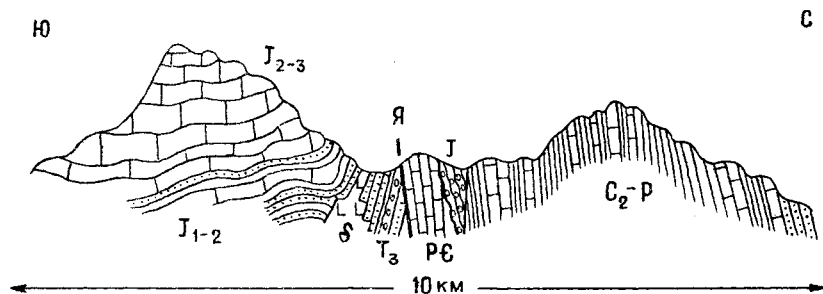


Рис. 18. Геологический разрез по долине р.Кальтагур. Я–Ягулемский разлом.

разрывов, сопряженных с разломом, ограничивающим зону с юга. Крупный разрыв прослеживается с левобережной устьевой части Дамаматсая в широтном направлении. Вдоль него в известняках юры наблюдается микроскладчатость и гофрировка. Падение плоскости сместителя вертикальное.

В левобережье р.Кокуйбель в южной части гряды Кюстинтюбе мезозойские отложения образуют асимметричную неравнокрылую синклиналь (рис. 19). В южном крыле, сложенном триасово–юрскими отложениями, пласты наклонены на северо–запад 345° под углами 30–40°. Северное крыло частично срезано вертикально падающим разрывом.

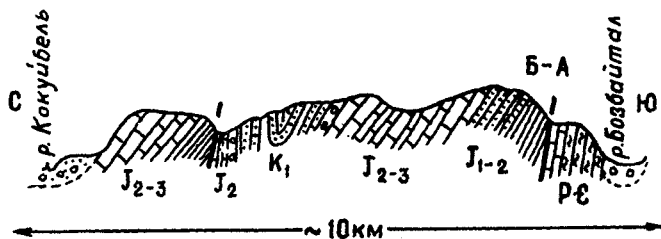


Рис. 19. Геологический разрез левобережья р.Кокуй-
бель. Б-А-Бартаң-Акбайтальский разлом.

Здесь выступают лишь самые верхние горизонты известняковой толщи юры, имеющие азимут падения юго-восток 170° , углы падения $60-70^{\circ}$. Для зоны разрыва характерны вертикальные и иногда опрокинутые залегания. Ближе к ядру складки в меловых красноцветных породах фиксируются более пологие залегания.

Структура территории горных массивов междуречья Зорташкол - Бозбайтал слабо изучена, что связано, в первую очередь, с ее труднодоступностью. Представление о тектонике указанного района дают работы Г.Л.Юдина (1932) А.В.Хабакова (1933), Б.П.Бархатова (1963), С.В.Руженцева (1968) и других. С.В.Руженцев (1968) относит водораздел между реками Зорташкол и Бозбайтал к районам, "покровная структура которых доказывается непосредственными наблюдениями" (с. 168). Необходимо заметить, что многие места междуречья Зорташкол - Бозбайтал из-за исключительно резкой расчлененности рельефа, больших высот, широкого развития снежного и ледникового покровов мало доступны для "непосредственного наблюдения". Там, где все же удастся провести такие наблюдения, нами получены материалы, не согласующиеся с представлениями сторонников развития покровных структур. Оказалось, что толща мезозоя слагает здесь пологие брахискладчатые

структуры с углами падений на крыльях не более 20–25° [Кухтиков, Винниченко, Черенков, 1971).

На востоке Язгулем–Акбайтальской тектонической зоны в хребте Акбайтал и в верховьях р. Акбайтал (сев.) для мезозойских отложений характерны структуры несколько другого облика. В северной части юрские терригенно-карбонатные породы падают в целом на юг под крутыми углами. Южнее, в бассейне р. Сассык, юрская толща сменяется породами мела, имеющими простую синклимальную структуру с углами падения на крыльях 65–70° (рис. 20).

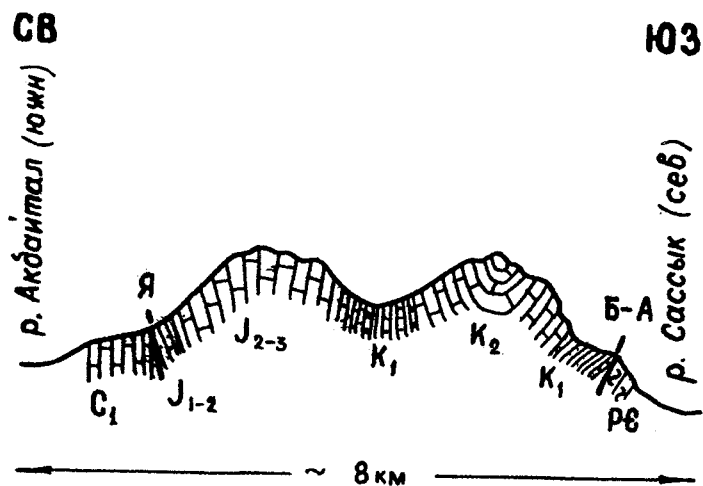


Рис. 20. Схематический геологический разрез хр. Акбайтал в районе одноименного перевала. Б-А – Бартанг–Акбайтальский разлом; Я – Язгулемский разлом.

Несколько западнее, в верховьях рек Кызылджилга и Акбайтал (сев.), меловые отложения образуют круто наклоненную к югу моноклираль. По контакту юры и мела проходит дизъюнктивное нарушение, поверхность сместителя падает вертикально. Юрские известняки в зоне разрыва вздернуты и образуют неравнокрылую асимметричную синклираль. Южное

крыло ее характеризуется вертикальным падением, северное — крутыми (до 60–65°) южными падениями. Местами породы по разрыву интенсивно раздроблены.

На водоразделе между реками Зорташкол и Акбайтал (сев.) наблюдаются две моноклинали, разделенные разрывом. Северная сложена юрой, падающей на юг под углами 60–70°, а южная — мелом, падающим на север под углами того же порядка. В левобережье р.Зорташкол южная моноклинали по простиранию сменяется синклиналью с рудистовыми известняками в ядре.

Охарактеризованные структуры Язгулем–Акбайтальской тектонической зоны были созданы в основном в поздне-меловую эпоху. Последующие движения лишь несколько усложнили созданные в мелу структуры, не нарушив их общего плана.

Интрузивный магматизм. Наибольшее количество интрузивных образований Язгулем–Акбайтальской зоны приурочено к кристаллическим породам докембрийского складчатого основания юго-западной части Язгулемского хребта. Древнейшие среди них интрузивы среднего, основного и реже ультраосновного составов, обособлены в зайчский комплекс (Акрамов, Халилов, Норметов, 1977). Один из массивов, сложенных породами указанного комплекса, расположен в центральной части северо-западных склонов Язгулемского хребта (Зайчский интрузив). Он имеет вытянутую в соответствии с простиранием основных структур форму. Ширина его 1,5–2 км, длина около 25 км. Массив представляет пластообразное тело, крутопадающее к юго-востоку. Контакты его чаще всего согласные с породами вмещающих толщ докембрия. Экзоконтактовые изменения выражены амфиболитизацией, пиритизацией и гематитизацией кристаллических пород язгулемского комплекса. Основную роль в строении интрузива играют габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты (Бархатов, 1963). Вдоль юго-восточного контакта в бассейне р.Вобзур отмечаются пироксениты, горнблендиты и габбро. На правом склоне долины р.Камочдара несколько ниже устья р.Ванау обнажаются мелкозернистые

темно-серые биотит-амфиболовые диориты и кварцевые диориты, прорывающие крупнозернистые амфиболовые и биотит-амфиболовые кварцевые диориты. В центральной части массива в бассейне р.Зайч имеются гранодиориты и гнейсовидные крупнозернистые граниты. Многочисленные ксенолиты, встречающиеся в теле Зайчского интрузива, как правило, ориентированы согласно с простиранием структур вмещающих пород. Жильные породы представлены аплитами, пегматитами, гранитами. Контактные изменения выразились в амфиболитизации, пиритизации и гематитизации вмещающих пород.

Более мелкие тела аналогичного состава установлены у сел. Дарзуд, в междуречье Вамд-Дерушан, в верховьях Барушана и в других местах. Все они характеризуются линзовидной формой тела, согласной со структурой вмещающих пород и имеющей субмеридиональную ориентировку. В сложении Дарзудского массива принимают участие, главным образом, диориты. В других телах имеются также габбро-диориты, переходящие в краевых частях в габбро-диабазы. Породы сильно изменены и отличаются высокой степенью метаморфизма.

Более поздними по отношению к описанным средним, основным и ультраосновным породам, по существующим в настоящее время представлениям, считаются сложные по составу, структуре и соотношениям друг с другом гранитоидные породы, которые выделяются в ванч-язгулемский комплекс (Буданов, Месхи, 1976). Общим для них является согласное со складчатой структурой залегание в виде полос от нескольких сотен метров до нескольких километров. Вокруг гранитоидных интрузий почти повсеместно развиты мощные ореолы мигматизации и метасоматического преобразования пород. Часто встречающиеся в интрузивных телах ксенолиты имеют нечеткие и расплывчатые контакты и ориентированы в соответствии со структурами вмещающих пород. Характерной особенностью гранитоидов является их гнейсовидность. В маломощных пластовых интрузивах чаще всего преобладают гнейсо-граниты и гранито-гнейсы. В крупных массивах ими сложены краевые части, в то время

как в центре выступают обычно граниты массивного сложения.

Крупнейшим среди гранитоидных интрузивов является Роушарвдаринский массив. Он расположен в правобережье р.Пяндж, прослеживаясь в пределах исследованного района в соответствии с господствующим простираем структур от сел.Шидз на северо-восток к долине р.Матравн, где, постепенно сужаясь, выклинивается. Главную роль в сложении массива играют крупнозернистые граниты, гранито-гнейсы, гнейсо-граниты и мелкозернистые гранито-гнейсы, с которыми связано огромное количество даек аплитов, пегматитов (Бархатов, 1963; Акрамов и др., 1977). Граниты состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца, биотита, близ контакта с вмещающими породами встречается роговая обманка. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом, цирконом, иногда титаномагнетитом, частично замещаемым лейкоксеном. Вторичные минералы: серицит, хлорит, каолин. Гнейсо-граниты отличаются по сравнению с гранитами повышенным содержанием плагиоклаза. Чаше, чем в гранитах в них наблюдается эпидот и мусковит. Характерным для всех разновидностей пород является присутствие ортита. Несколько меньшим распространением пользуются мелко- и среднезернистые граниты и гнейсо-граниты, представляющие продукты более поздней интрузивной фазы. Данные породы, образующие тела небольших размеров, располагаются обычно в приконтактных частях. Однако имеются их выходы и на значительном удалении от контакта. Среди мелкозернистых гранитов наряду с разностями обычного гранитного состава встречаются плагиограниты, в которых плагиоклаз явно преобладает над калиевым полевым шпатом.

Кроме Роушарвдаринского интрузива в юго-западной части Язгулемского хребта отмечаются менее крупные гранитоидные тела. Интрузивы, обнажающиеся к северо-востоку от Роушарвдаринского массива, являются как бы его продолжением. Некоторые геологи предполагают, что все они на глубине связаны между собой. Многочисленные линзообразные тела крупнозернистых гнейсо-гранитов и мелкозерни-

тых биотитовых гранитов наблюдаются к северо-западу и к юго-востоку от Роушарвдаринского интрузива. Состав гранитоидов в этих телах аналогичный гранитоидам Роушарвдаринского интрузива. В северной части Звирского гребня установлены выходы кварцевых плагиоклазовых сиенитов. С гранитоидами юго-западной части Язгулемского хребта связано огромное количество жильных производных. Большая часть их представлена кислыми разностями, аплитами и пегматитами и в меньшем количестве основными лампрофирами, диабазами и диабазовыми порфиритами. Изредка отмечаются мелкозернистые граниты. Часто встречаются кварцевые жилы.

Внедрение описанных гранитоидов сопровождается интенсивным проявлением мигматизации и метасоматоза. С.П.Кириллов (1963) выделяет две крупные разновозрастные группы пород метасоматического происхождения: 1) натриевые метасоматиты и кварциты, 2) калиевые метасоматиты. Породы первой группы встречаются в экзо-контакте интрузивных тел, сложенных крупнозернистыми порфирированными и мелкосреднезернистыми биотитовыми гранитами. Нередко они образуют самостоятельные тела, не имеющие видимой связи с интрузивами. Вторая группа метасоматитов менее развита и приурочена к массивам лейкократовых гранитов, аплитов и пегматитов. Отмечается наложение калиевого метасоматоза на натриевый. По мнению С.П.Кириллова (1963), Дерушанский массив — метасоматического происхождения представлен крупным пластообразным телом с нечеткими контактами и останками вмещающих пород, залегающими в виде довольно протяженных пачек и линз. В строении участвуют в основном натриевые метасоматиты. Центральную часть слагают метасоматические граниты. В них отмечаются маломощные пачки альбититов. По периферии преобладают метабластические метасоматиты, которые иногда образуют секущие тела и линзы во вмещающих породах. Контактново-метасоматические образования устанавливаются и в других гранитоидных телах. Мощность ореола метасоматитов Роушарвдаринского интрузива достигает 500 м.

Интрузивы, прорывающие мезозойские отложения Язгулем-Акбайтальской зоны, немногочисленны. К ним относятся Камочдаринский интрузив и мелкие тела, жилы и дайки, обнажающиеся в приводораздельной части Язгулемского хребта. Все они довольно резко отличаются от вышеописанных. Наиболее крупный Камочдаринский массив расположен в верховьях р. Камочдара в районе одноименного перевала. В плане он имеет форму меридионально ориентированного неправильного овала. Длина его равна 6 км, ширина 2-3 км. Площадь составляет 11-12 км². Интрузив прорывает нижнемеловые красноцветные песчаники и известняки юры. Вокруг него наблюдается мощная зона зеленых роговиков, резко выделяющихся своей окраской на красном фоне отложений нижнего мела. Согласно данным Б.П. Бархатова (1963), Камочдаринский интрузив представляет многофазное асимметричное штокообразное тело, несогласное со структурой вмещающих нижнемеловых и юрских пород. Восточный контакт его более крутой. Ширина экзоконтактовых изменений в этой части не превышает 200-300 м. Западный - несколько положе, а ширина полосы контакто измененных пород (роговиков) значительно бóльшая. Контакты, как правило, неровные с апофизами и жилами, отходящими во вмещающие породы мела и юрские известняки. Возможно, что в водораздельной части имеются останцы кровли интрузива. В отличие от интрузивных образований, локализованных в кристаллических породах докембрийского фундамента, данный интрузив лишен каких-либо следов огнейсования и имеет массивное сложение.

Более всего среди пород, образующих Камочдаринский интрузив, развиты кварцевые диориты. Реже встречаются гранодиориты, габбро, габбро-диориты. Кварцевые диориты имеют гранитовую структуру. Главнейшими минералами являются плагиоклаз, роговая обманка, биотит и в небольшом количестве кварц. Вторичные минералы: эпидот, серицит, хлорит, соссюрит, кальцит. Акцессорные: сфен, апатит, рудный минерал. Плагиоклаз представлен основным андезином, сильно соссюритизирован, серицитизирован и эпидотизирован. В слабо измененных вкрапленниках наблюдается зональное стро-

ение. Роговая обманка выделяется в виде крупных идиоморфных кристаллов до 1–2 мм, часто замещается хлоритом. Кварц обычно ксеноморфно замещает промежутки между другими минералами. Характерной чертой кварцевых диоритов и диоритов является неравномерное распределение минералов, что свидетельствует о влиянии процессов гибридизма на формирование этих пород.

Габбро и габбро-диориты, представляющие продукты наиболее ранней интрузивной фазы, встречаются в виде ксенолитов преимущественно в центральной части массива. Они мелкозернистые, массивные, богатые темноцветными минералами, вследствие чего имеют почти черную окраску. Отмечаются редкие зерна пироксена. Контакты ксенолитов обычно четкие и ясные.

В западной части Камочдаринского массива среди кварцевых диоритов наблюдаются маломощные жилы и неправильные линзы розоватых гранитов. Здесь же отмечаются гранодиориты и монцонитоиды, имеющие постепенно переходы с кварцевыми диоритами. Как внутри массива, так и во вмещающих породах устанавливаются многочисленные дайки и жилы, сложенные аплитами, пегматитами, лампрофирами. Пространственно с Камочдаринским интрузивом связаны дайки диабазовых и диоритовых порфиритов. Одна из таких даек отмечается в верховьях р. Ванау. Ее мощность примерно 20 м, расстояние, на которое она прослеживается, около 300 м. Породы имеют порфировую структуру с голокристаллической структурой. Вкрапленники представлены удлинненными лейстами плагиоклаза, почти нацело серицитизированного или сосюритизированного. Основная масса состоит из плагиоклазов, роговой обманки, хлорита и эпидота, в большом количестве присутствуют рудный минерал, серицит и сосюрит. Широко представлены альбитовые и кварцево-полевошпатовые жилы, которые являются наиболее молодыми породами Камочдаринского массива. Некоторые кварцевые жилы секут дайки диабазовых порфиритов.

Небольшой выход интрузивных пород среди юрских известняков встречен в верховьях р. Хуан (левый приток

р.Вану). Его площадь около 150 м². Сложен этот выход сильно измененными диоритами и кварцевыми диоритами, близкими по составу к описанным в Камочдаринском массиве.

Интрузивные тела, прорывающие отложения мезозоя, в последнее время установлены в восточной части Язгулемского хребта (Деникаев, 1972). Все интрузивы имеют форму штоков с крутыми падениями контактов под вмещающие породы. В их сложении принимают участие мелко- и среднезернистые граниты. Жильные дериваты представлены аплитами, пегматоидными и лейкократовыми гранитами, локализованными чаще всего внутри гранитоидных массивов. Широко развиты в пределах мезозойского комплекса крутопадающие жилы и дайки диабазов и альбитофиров, генетическая связь которых с крупными интрузивными телами не устанавливается.

Все описанные интрузивы объединены в единый мелпалеогеновый Ванч-Язгулемский комплекс. Однако, учитывая резкие различия интрузивных проявлений, приуроченных к кристаллическим породам докембрия, с одной стороны, и к мезозойскому комплексу с другой, многие исследователи считают их разновозрастными образованиями (Николаев, 1936; Чуенко, 1938; Бархатов, 1963 и др.). На наш взгляд, формирование Камочдаринского интрузива и других тел, локализованных в мезозойских отложениях, связано с проявлением главной орогенической фазы, создавшей складчатую структуру Язгулем-Акбайтальской зоны. Внедрение интрузивов юго-западной части Язгулемского хребта произошло значительно раньше, скорее всего в домезозойский этап, П.П. Чуенко (1938) считает их древними, палеозойскими по возрасту.

4. Ванчская зона располагается в пределах Ванчского и, частично, Язгулемского хребтов. На юго-востоке зона по Язгулемскому краевому разлому граничит с Язгулем-Акбайтальской тектонической зоной, на севере — ее граница совпадает с Южно-Дарвазским разломом. Фундаментом Ванчской зоны в альпийской (мезо-кайнозойской) структуре служат палеозойские и докембрийские складчатые сооружения одноименной зоны герцинского структурного комплекса.

Стратиграфия. В отличие от других альпийских (мезо-кайнозойских) зон (Ягулем-Акбайтальской, Бартангской и Бартанг-Акджилгинской) Ванчская зона характеризуется ограниченным распространением и маломощностью разрезов мезозоя и кайнозоя, развитых в ее пределах. Наиболее древние горизонты мезозоя в пределах зоны представлены верхнетриасовыми отложениями, обнажающимися в узкой тектонической чешуе по ущ. Арзахо. По имеющимся материалам, толщина верхнего триаса общей мощностью 650 м в указанном районе состоит из переслаивающихся черных плитчатых песчаников и сланцев с многочисленными отпечатками флоры. В основании толщи имеются конгломераты. Стратиграфические взаимоотношения верхнего триаса как с более молодыми, так и с более древними отложениями непосредственно не наблюдаются. Наличие в конгломератах галек известняков с остатками позднедевонского возраста и особенности дислокаций герцинского и альпийского (мезо-кайнозойского) комплексов позволяют считать, что первичные стратиграфические контакты триаса и палеозоя носили несогласный характер.

Стратиграфически выше в разрезе мезозоя Ванчской зоны залегают пестроцветные терригенные накопления, слагающие узкую полосу по долине р. Ванч. По совокупности полученных к настоящему времени материалов возраст их можно считать юрским (Чуенко, 1938; Хамидов, 1967; Крейденков, Распопин, 1969; Винниченко, 1970; Кухтиков, Винниченко, Черенков, 1971 и др.). Наиболее полные разрезы юрской толщи наблюдаются в низовьях р. Ванч. Базальные слои юры в приустьевой части ущ. Бичхарв выражены грубообломочными массивно-слоистыми серыми и палевыми конгломератами. Галька в них различной степени окатанности нередко достигает 50-60 см, чаще же 10-15 см. По составу преобладают гальки, сложенные розовыми кварцитами, молочно-белым кварцем, несколько реже известняками. Цемент песчанистый серовато-палевого цвета. В ущ. Дарайбадауд среди конгломератов встречаются линзы плотных палевых туфогенных песчаников. Мощность конгломератов порядка 100-150 м. Выше следуют сиреневые и фиолетово-красные конгломе-

раты. На них залегает пачка палево-серых конгломератов и песчаников мощностью около 200 м. Обломки в конгломератах бывают совершенно неокатаны и представлены исключительно кварцем, заключенным в сланцевую массу. Отмечаются также линзы сиреневых грубообломочных конгломерато-брекчий, состоящих почти целиком из сиреневых сланцев, аналогичных палеозойским сланцам, обнажающимся несколько севернее, в средней части южных склонов Дарвазского хребта. Характерным для данных конгломератов является отсутствие какой-либо сортировки обломочного материала.

Выше конгломератов залегают мелкозернистые песчаники буроватого цвета, переслаивающиеся в верхних горизонтах с тонкослоистыми известково-глинистыми сланцами зеленоватого, фиолетового и желтоватого цветов. Здесь же встречаются линзы плотных конгломератов с галькой красных кварцитовидных песчаников и серых известняков. Завершает разрез пачка сиреневых конгломератов и брекчий. В ущ. Ускоро в гальках серых известняков содержатся плохой сохранности раннедевонские брахиоподы и криноидеи. Общая мощность юрской толщи в правобережье нижнего течения р. Ванч 700-900 м. К востоку от р. Бунай толща юры скрывается под аллювием р. Ванч и вновь появляется уже в ее левобережье в устьевой части р. Гудживас, где мощность отложений уменьшается до первых сотен метров.

В устьевой части р. Дарайшимбе юрская толща представлена плотными серыми конгломератами и песчаниками мощностью в несколько сотен метров. Конгломераты грубообломочные, иногда глыбовые, состоят в основном из галек белых мраморов и серых силурийских известняков, обнажающихся в непосредственной близости. Изредка отмечаются обломки песчаников и розовых кварцитов. Цемент песчано-известковистый. От устьевой части р. Дарайшимбе полоса конгломератов прослеживается в верховья ущ. Арзахо и далее, постепенно сужаясь, выклинивается на водоразделе с ущ. Хихик.

Третичная толща в Ванчской зоне представлена красноватыми конгломератами, песчаниками, глинами и гипса-

ми. Выходы, как правило, небольшие. Они устанавливаются у северо-западной окраины сел. Бунай, на левом борту р. Ванч ниже устья р. Дарайшимбе и в районе пер. Кызылбелес. На подстилающих породах третичные отложения залегают резко несогласно. Мощность не более 250 м.

Тектоника. В альпийском (мезо-кайнозойском) комплексе Ванчской зоны устанавливаются три структурных яруса. Первый из них слагают породы триаса, второй — юры, третий — третичные отложения. Широким развитием пользуются разрывные нарушения, разбившие консолидированное к началу мезозоя складчатое палеозойско-докембрийское основание на ряд крупных и протяженных блоков. Наиболее крупные альпийские нарушения приурочены к краевым частям зоны. Во внутренних районах разломов крупных амплитуд не отмечается.

Фрагменты мезозойского структурного комплекса установлены лишь по северо-западной окраине зоны. В правобережье р. Ванч толща верхнего триаса слагает крутопадающую к западу моноклираль меридионального простирания. От палеозойских пород верхнетриасовые отложения отделены дизъюнктивными нарушениями, поверхности которых наклонены навстречу друг другу под углами 80–85°.

Юрские отложения долины р. Ванч, по представлениям ряда авторов, образуют чрезвычайно сложную складчаточешуйчатую структуру (Чуенко, 1938; Дюфур, 1962 и др.). Полоса пород юры ограничивается с северо-запада и юго-востока двумя встречными надвигами, которые в верховьях р. Ванч сближаются и соединяются в одну структурную линию. Заключенная между указанными надвигами юрская толща интенсивно дислоцирована и разбита серией диагональных разрывов. У нас сложилось несколько другое мнение о структуре долины р. Ванч. Было установлено, что юрские отложения ограничены дизъюнктивными нарушениями лишь с северо-запада. На юго-востоке контакт на значительном протяжении имеет не тектонический, а стратиграфический характер. Сложных пликативных дислокаций в отложениях юры не отмечается. Пласты пород характеризуются преимущественно запад-северо-западными наклонами, хотя углы падения бывают до-

вольно крутыми. В северо-западной части Ванчского хребта юрские отложения имеют меридиональное простирание с вертикальным падением напластований пород. Севернее, в левобережье р. Ванч, по ущелью Дарайшимбе конгломераты и песчаники юры падают на северо-запад 340° под углами $70-80^{\circ}$. Изредка отмечаются крутые (85°) запрокинутые залегания слоев с азимутом падения юго-восток 120° . На правом борту р. Ванч юрские породы повсеместно падают на северо-запад 340° под углами $50-60^{\circ}$. В зоне разлома, ограничивающего с северо-запада полосу юры, пласты пород стоят на головах. Выше сел. Ванч простирание структур близко к широтному. Падение пластов становится северо-западным $355-0^{\circ}$, углы падения $50-60^{\circ}$. В левобережье р. Ванч выше сел. Бунай юрские красноцветные отложения отличаются несколько другими элементами залегания. Против сел. Бунай юрские конгломераты и песчаники чаще всего имеют вертикальный наклон пластов. С юга толща юры отграничена от палеозойских известняков крутопадающим на юго-восток разрывом. Аналогичные соотношения наблюдаются и в устье р. Ситварг. Северо-восточнее сел. Баравн до устья р. Вышхарвак юрские породы, обнажающиеся прерывистой полосой вдоль нижней части левого борта р. Ванч, находятся в стратиграфических взаимоотношениях с метаморфическими породами докембрия и девонскими известняками. Падение пластов пород запад-северо-западное $280-300^{\circ}$, углы наклонов слоев $60-65^{\circ}$. В долинах рек Гудживас и Равгада конгломераты и песчаники юры, выступающие вдоль разрывов между известняками девона и породами ванчского комплекса, падают на юго-восток $130-140^{\circ}$ под углами $60-65^{\circ}$.

В целом альпийская структура долины р. Ванч по характеру структурных форм, в которых участвует толща юрских отложений, представляет односторонний грабен. Дизъюнктив, ограничивающий полосу юры с северо-запада, по нашим наблюдениям, от устьевой части до верховьев р. Ванч имеет крутое падение поверхности перемещения. В правобережье р. Ванч преобладают северо-западные наклоны сместителя, углы падения $70-75^{\circ}$. В верховьях р. Ванч

линия разрывного нарушения переходит на левый борт, и здесь уже поверхность разрыва падает на юго-восток под углами $70-80^{\circ}$. На некоторых участках (например, долина р. Бунай) сместитель характеризуется сравнительно пологими падениями до 30° . Однако во всех подобных случаях не следует упускать из виду возможность значительного выполаживания падений под воздействием гравитационных процессов. На крутой наклон описываемого разрывного нарушения указывает его прямолинейность в плане даже при пересечении им районов с огромными эрозионными врезами. Учитывая сказанное, можно сделать вывод о том, что по морфологическим особенностям данный дизъюнктив следует относить к взбросам.

Структура третичных отложений, образующих третий структурный ярус альпийского комплекса, недостаточно выяснена в виду разрозненности выходов и слабой их обнаженности. Третичные глины, гипсы, конгломераты и песчаники выступают обычно в виде узких тектонических чешуй моноклиналиного строения.

В вопросах оценки возраста структур Ванчской тектонической зоны к настоящему времени единой точки зрения нет. Ряд авторов считают, что в формировании структур зоны ведущую роль сыграли альпийские движения (Дюфур, 1962 и др.). Приведенные выше данные о резком различии в характере и сложности структур палеозойского и мезо-кайнозойского комплексов, а также разница в степени метаморфизма трудно согласуются с этим выводом. Особенности стратиграфического разреза и структур мезозойских толщ Ванчской зоны свидетельствуют о том, что уже к началу позднего триаса территория зоны представляла консолидированную складчатую область. Альпийская же складчатость наложилась на уже сформированные структуры.

Интрузивный магматизм. Интрузии Ванчской зоны представлены преимущественно многофазными гранитоидными телами, локализованными в палеозойском складчатом основании. Они детально охарактеризованы в ряде специальных работ, среди которых имеются сводки монографическо-

го характера (Хамидов, 1967; Акрамов и др., 1977; Буданов, Месхи, 1976). Ограничимся лишь кратким изложением материалов, касающихся основных черт и особенностей интрузивных проявлений, устанавливаемых на территории зоны. Древнейшие интрузивные породы в ее пределах представлены габбро-амфиболитами и амфиболитами, образующими согласные пластообразные тела среди метаморфических толщ докембрия Ванчского хребта. По новейшим представлениям, их выделяют в допалеозойский дустирозский комплекс (Акрамов и др., 1977). Средняя длина тел достигает 8 км, ширина 70-200 м. Центральные части интрузивов обычно сложены габбро-амфиболитами, краевые - амфиболитами. Указанные породы темно-зеленого цвета мелко-среднезернистые, обычно сильно огнейсованные, особенно в краевой части. Амфиболиты образовались за счет габбро. Контактные изменения вмещающих пород незначительны. Жильные производные, достоверно связанные с габбро-амфиболитами и амфиболитами, не отмечаются.

Более поздние интрузивные породы Ванчской зоны образуются в ванч-язгулемский комплекс, объединяющий многочисленные интрузивы преимущественно гранитоидного состава. Один из них, Джамакский массив, находится на юго-восточном склоне Ванчского хребта, обнажаясь по долинам рек Ахи, Рам, Вышхарь, Бдун и Гушхон. Общая площадь его около 80 км². Интрузив представляет многофазное асимметричное штокообразное тело. Форма его неправильная, изометричная, несколько вытянутая в соответствии с господствующим простиранием вмещающих пород. Северный и западный контакты пологие. Юго-восточный контакт более крутой, с падением поверхности контакта на юго-восток под углами 75-80°. В верховьях р. Гушхон наблюдаются остатки кровли интрузива. Центральную часть Джамакского интрузива слагают, главным образом, диориты и кварцевые диориты. Среди них отмечаются ксенолиты и мелкие тела габбро-норитов, габбро и амфиболитов, представляющих, по мнению В.И. Буданова (1964б), продукты наиболее древней интрузивной фазы. Диориты и кварцевые диориты внешне представлены темно-серыми с зеленоватым оттенком мелкозер-

нистыми породами массивного сложения. Под микроскопом они обнаруживают призматически-зернистую структуру. В участках с кварцем и реже с микроклином наблюдается гипидиоморфная структура. В бассейне р.Ахи кварцевые диориты и диориты прорываются множеством тел гранитов и пегматитов. Постмагматические производные представлены разнообразными скарнами.

В следующую фазу по ослабленной периферической зоне произошло внедрение гранитов и гранодиоритов из серии рапакиви (Буданов, 1964б). Гранодиориты расположены непосредственно по контакту с кварцевыми диоритами, за счет которых они образовались в результате микроклинизации и частичного переплавления. Граниты развиты в периферической части интрузива и в виде отдельных мелких тел. В типичных рапакиви основная масса гранитного состава содержит оvoidы размером до 4 см, состоящие из микроклина, плагиоклаза или обоих минералов. Состав оvoidов может меняться, в связи с чем меняется и их форма. В приконтактной зоне наблюдаются порфиридные граниты. Жильные производные фазы гранитов и гранодиоритов серии рапакиви представлены многочисленными жилами и апофизами гранитов, пегматитов, аплитов. Отмечаются микроклиновые прожилки. Из постмагматических производных имеются скарны и кварцевые жилы.

Заключительный этап формирования Джамакского интрузива ознаменовался образованием лейкократовых сиенито-гранитов, являющихся крайними дифференциатами серии рапакиви (Бархатов, 1963; Буданов, 1964б). Породы этой фазы образуют в верховьях р.Гушхон изометричное штокообразное тело диаметром не более 50 м. В экзоконтакте граносиенитов отмечаются роговики.

Гранитоидные интрузивы северо-восточной части Ванчского хребта (Ванчско-Гумасский, Верхнеязгулемский, верховьев ледн.Федченко и др.) в целом имеют несколько иное, чем у вышеописанных, строение. Все они являются многофазными плутонами вытянутыми согласно с общим простиранием складчатых структур. М.Х.Хамидов (1967) предполагает, что на глубине интрузивы соединяются друг с дру-

гом. Наиболее изученный Ванчско-Гумасский интрузив располагается в средней части северо-западных склонов Ванчского хребта, прослеживаясь от ледн. Федченко до долины р. Чихох. Тело интрузива представляет пластообразную залежь с локальными раздувами и согласными крутопадающими контактами. Среди гранитоидов преимущественно в краевой части интрузива отмечаются ксенолиты, ориентированные параллельно плоскости контакта. Описываемый массив сформировался в результате внедрения магмы в четыре фазы.

Диориты, кварцевые диориты и монцониты слагают тела первой интрузивной фазы. Указанные породы наиболее широко развиты в юго-западной части интрузива включительно по бассейну р. Раванд и в северо-восточной части от бассейна р. Шаугадо до бассейна р. Абдукагор. Они образуют пластообразные тела переменной мощности. В области развития гранитов породы данной фазы слагают ряд мелких пластовых жил. Среди диоритов и кварцевых диоритов устанавливаются мелко- и среднезернистые темно-серые пятнистые разновидности с ярко выраженными явлениями катаклаза и протоклаза. Имеются также равномернозернистые темно-серые и зеленовато-серые диориты и кварцевые диориты с неравномерным распределением составляющих породу компонентов. Вторая разновидность пород является более молодой по сравнению с первой. Из жильно-магматических производных развиты пегматиты и жилы и апофизы диоритового состава. По контактам диоритовых тел наблюдаются разнообразные скарны.

Породы следующей фазы, роговообманковые граниты и гранодиориты, развиты в бассейнах рек Шаугадо, Абдукагор, Лянгар, Чихох. Во всех случаях устанавливаются постепенные переходы от нормальных гранитов к гранодиоритам через биотит-роговообманковые и роговообманковые. В эндоконтактной полосе встречаются порфириовидные и гнейсовидные биотитовые граниты, имеющие постепенные переходы с массивными и равномернозернистыми разновидностями. В порфириовидных гранитах крупные вкрапленники микроклина оvoidной формы окружены оболочками плагиоклаза, что сближает данные породы с рапакиви Джамакского массива. Жильная стадия выражена аплитами и пегматитами,

а постмагматическая — скарнами и кварцевыми жилами.

В третью фазу происходит внедрение мелкозернистых биотитовых гранитов, образующих ряд секущих жилообразных тел и мелких штоков в бассейнах рек Сунгат и Шаугадо. И в заключительную интрузивную фазу образуются широко развитые тела лейкократовых мелко- и среднезернистых гранитов с турмалином и молибденитом. Повсеместно в породах наблюдаются следы протоклаза и катаклаза. Пегматиты и аплиты, связанные с фазой лейкократовых гранитов, содержат турмалин и молибден. Контактные изменения проявились в эпидотизации, хлоритизации, альбитизации, серицитизации и грейзенизации.

Верхнеязгулемский интрузив обнажается на правом борту долины ледн. Язгулемского и в водораздельной части Ванчского хребта. Для него характерна пластообразная форма тела, вытянутая в направлении господствующего простирания структур. Контакты с вмещающими породами полусогласные, в плане извилистые, а по падению как согласные, так и секущие. Вокруг интрузива наблюдаются более мелкие гранитоидные тела, связанные, очевидно, на глубине с основным массивом. М.Х.Хамидов (1967) предполагает также наличие связи Верхнеязгулемского интрузива с Ванчским. В эндоконтактной части иногда встречаются ксенолиты вмещающих пород, ориентированных согласно с простиранием поверхностей контакта. Сложен Верхнеязгулемский массив в основном гнейсовидными, слабо порфиоровидными гранодиоритами и гранитами. Гнейсовидность пород и ксенолиты параллельны контактам. Менее развиты мелкозернистые биотитовые граниты. Лейкократовые граниты, аплиты и пегматиты, играющие резко подчиненную роль, образуют жилы и штоки небольших размеров как среди гранитов и гранодиоритов, так и во вмещающих породах. Жилы обычно ориентированы согласно с простиранием интрузива.

Интрузив верховьев ледн. Федченко по морфологическим особенностям представляет крупное штокообразное тело, слегка вытянутое по простиранию вмещающих пород. Эрозией вскрыта лишь апикальная часть интрузива. Форма тела неправильная, линия контактов извилистая, кое-где со-

хранились остатки кровли интрузива. Характерной особенностью этого массива является обилие ксенолитов вмещающих пород, ориентированных параллельно контактам. Слагают массив граниты, плагиограниты, гранодиориты гнейсовидного сложения. Исключительно широко развиты жильные производные, которые встречаются как в теле интрузии, так и на значительном удалении от нее. В жильном комплексе выделяются две разновозрастные группы: 1) граниты, плагиограниты, аплитовидные граниты, аплиты, пегматиты; 2) лампрофиры.

Описанные выше интрузивы гранитоидов обычно сопоставляются с массивами соседней области Язгулемского хребта. В частности, многие исследователи указывают на сходные черты между Джамакским и Камочдаринским интрузивами. При этом территория Ванчского хребта рассматривается как составная часть альпийского складчатого пояса. На основании данных определения абсолютного возраста все гранитоидные интрузивы, расположенные на территории Ванчской зоны, рассматриваются как молодые мел-палеогеновые (Буданов и др., 1961) или третичные (Хамидов, 1967) образования. Ранее П.П.Чуенко (1938) отмечал, что отсутствие прямой связи Камочдаринского интрузива с гранитоидами Ванчского хребта не позволяет с полной ответственностью устанавливать альпийский возраст последних. Он склонен считать ванчские интрузивы палеозойскими. Различия между Камочдаринским интрузивом и гранитоидными телами Ванчского хребта, по нашему мнению, вполне закономерны, поскольку приурочены они к разным тектоническим зонам с разновозрастной структурой. Необходимо отметить, что различие тектонических условий формирования сравниваемых интрузий признается многими геологами. И если принять во внимание тесную пространственную и временную связь гранитоидного магматизма с главнейшей орогенической фазой, то тогда интрузивы Ванчского хребта нужно будет считать значительно более древними по сравнению с Камочдаринским массивом, по крайней мере домезозойскими. Конечно, следует учитывать возможные случаи выхода интрузивных об-

разованый за пределы зоны, в связи с чем не исключено, что в Ванчской зоне все же имеются возрастные аналоги Камочдаринского интрузива. Решить этот вопрос могут лишь дальнейшие детальные исследования.

5. А к б а й т а л ь с к а я з о н а территориально соответствует вышеописанной Акбайтальской зоне герцинского структурного комплекса. Ранее южная часть этой зоны — область южного побережья оз. Рангкуль, обследовалась нами в самостоятельную Южно-Рангкульскую зону (Винниченко, 1970). С получением дополнительных данных необходимость ее выделения отпала.

Стратиграфия. В разрезе послепалеозойского осадочного чехла Акбайтальской зоны, согласно новейшим исследованиям, установлены породы юры, мела и третичные отложения (см. рис. 10). Юрские отложения с угловым несогласием перекрывают породы палеозоя. В основании юры к северу от горы Акбайтал залегают красноцветные мелкогалечные конгломераты и песчаники мощностью около 10 м. Выше идут коричневатые и зеленовато-серые алевролиты, достигающие мощности 50–60 м. Стратиграфически выше наблюдается пачка чередующихся серых, зеленовато-серых и коричневатых алевролитов, известняков и доломитов с многочисленными остатками юрских двустворчатых моллюсков (Крейденков, Расопин, 1969). Общая мощность около 200 м. Сходные разрезы наблюдаются и в более западных районах в долине р. Акбайтал (сев.), хотя мощности здесь несколько меньше.

Меловые отложения залегают на подстилающих породах юры согласно, с постепенным переходом. В то же время следует отметить, что площади, занятые меловыми осадками, значительно больше по сравнению с областью распространения юрских отложений, в связи с чем в ряде мест породы мела залегают непосредственно на палеозое. Наиболее полные разрезы меловых отложений наблюдаются в долине р. Кызылджиик и по северному борту Рангкульской котловины. Также как и в других областях Центрального Памира, толща мела Акбайтальской зоны подразделяется на

две части. Нижняя часть, относящаяся по возрасту к нижнему мелу и, очевидно, сеноману, представлена красноцветными породами. Верхи мегового разреза сложены известняками и мергелями. Наибольшим развитием пользуются красноцветные образования.

По северной периферии Акбайтальской зоны в районе пер.Иши в основании разреза мела залегают коричневатые мелкогалечные конгломераты мощностью более 100 м. Они перекрываются тонкоплитчатыми песчаниками мощностью 130 м. Далее следует пачка (40 м) переслаивающихся красноцветных алевролитов и желтовато-серых мелкозернистых песчаников и глин. Выше лежат алевролиты, глины и гипсы сеномана, которые сменяются зеленовато-серыми глинами, известняками и мергелями с многочисленными остатками позднемеловых двустворок. В ряде случаев толща верхнего мела по фауне подразделяется на ярусы. Общая мощность мела у пер.Иши 400-420 м. Западнее, по северным склонам хр.Зорташкол (сев), в верховьях рек Кокчукур, Муксу и в устьевой части р.Зорташкол устанавливаются лишь породы нижнего мела и, возможно, сеномана. Разрез их в общих чертах аналогичен описанному.

В Акбайтальском районе меловые отложения в большинстве случаев залегают с базальными слоями в основании, на неровной поверхности, срезающей палеозойские отложения (Кухтиков, Винниченко, 1971). Выступы этой поверхности как бы протыкают чехол красноцветных осадков. Наглядные примеры подобных соотношений можно видеть в районе пер. Акбайтал, в долинах рек Канайтарт, Чинсу и некоторых других местах. Величина относительных превышений древнего рельефа в отдельных случаях достигает первых сотен метров. Часто под красноцветами наблюдаются ярко-желтые породы, представляющие остатки древней коры выветривания. Мощность меловой толщи в Акбайтальском районе колеблется в пределах от нескольких десятков до 500 м.

Третичные отложения в пределах Акбайтальской зоны наблюдаются в долине р.Кызылджиик, по северному борту Рангкульской котловины, в районе пер.Кызылбелес и в других местах. Повсеместно они представлены красноцветными

песчаниками и конгломератами мощностью не более 100-150 м.

По южной периферии Акбайтальской зоны кроме описанных отложений имеются небольшие выходы триаса и юры, в разрезах которых устанавливаются фации, характерные для соседних, расположенных южнее Язгулем-Акбайтальской и Бартанг-Акджилгинской зон. По южному побережью оз. Ранкуль в виде узкой, тектонически ограниченной полосы, обнажается толща известняков триаса. В сложении ее принимают участие массивные, массивно-слоистые, иногда конгломератовидные известняки и грубообломочные известняковые конгломераты. По всему разрезу толщи встречаются многочисленные органические остатки двусторчатых моллюсков, брахиопод и аммонитов, указывающих на возраст вмещающих их пород от раннего триаса до карнийского яруса поздне триасовой эпохи. Здесь же отмечаются стебли триас-юрских криноидей (Виноградов, 1958; Баржазов, 1963; Кушлин, 1963 и др.). Мощность описанных отложений 600-800 м. Видимо, раннемезозойский мелководный морской бассейн Бартанг-Акджилгинской зоны захватывал южную краевую часть Акбайтальской зоны. В зоне пограничного разлома в области устойчивых опусканий были созданы благоприятные условия для накопления карбонатно-обломочных пород. Последующие перемещения по разлому привели к интенсивной дислокации отложившихся известняков, тем самым предохранив их, в отличие от более южных районов Бартанг-Акджилгинской зоны, от уничтожения денудацией.

В Акбайтальском районе по границе с Язгулем-Акбайтальской зоной устанавливаются породы верхнего триаса и юры. Верхнетриасовые отложения обнажаются в долине р. Чинсу (приток р. Акбайтал (сев.)) в виде узкой тектонической чешуи. Они представлены песчаниками и темными глинистыми сланцами с растительными остатками (Карпетов, 1965). Юра образует узкую полосу вдоль нижней части правого борта широтного отрезка р. Акбайтал (южн.). К югу от пер. Акбайтал юрские отложения имеют следующий разрез. Нижняя часть сложена серыми массивно-слоистыми грубообломочны-

ми конгломератами с редкими прослоями плотных серых песчаников. Хорошо окатанная галька в конгломератах представлена в основном молочно-белым кварцем. Очень редко встречаются кварциты и песчаники и, как исключение, известняки и мраморы. Цемент песчано-кварцевый. Аналогичный состав имеют и песчаники. Мощность порядка 250–300 м. Конгломераты согласно, с постепенным переходом перекрываются пачкой серых тонкослоистых известняков, чередующихся с глинистыми сланцами и песчаниками. Выше следуют черные массивные и пахучие известняки с обильными остатками гидроидных полипов. Мощность известняков около 100–110 м. Далее залегают серые слоистые известняки с многочисленными остатками пелеципод и брахиопод плохой сохранности. Встречаются членики криноидей и гидроидных полипов. Мощность верхней пачки 50–70 м. Общая мощность 550–600 м.

По сравнению с верхним триасом и юрой Язгулем-Акбайтальской зоны приведенные разрезы отличаются сокращенными мощностями и заметным увеличением количества грубообломочного материала, что связано с особенностями тектонического режима Акбайтальской зоны в период осадконакопления.

Тектоника. Тектонические структуры Акбайтальской зоны сравнительно просты. Мезозойские и третичные отложения отличаются спокойными и пологими залеганиями, образуя чаще всего моноклиальные либо синклиальные структуры. В верховьях р.Кызылджиик наблюдается синклиальная складка, ядро которой выполнено третичными конгломератами. Простираение синклинали близко к широтному. Углы падения на крыльях 20–25°. Пологая синклиаль имеется также в районе пер.Кызылбелес. В левобережье р.Кызылджиик породы мела залегают на неровной поверхности, срезающей породы ордовика, образуя своеобразные "структуры облакания" (рис. 21). Аналогичные структуры описаны нами по долине р.Акбайтал (сев.) южнее сел.Музкол (Винниченко, 1970, 1973). Полоса меловых песчаников и конгломератов, обнажающихся по северному склону хр.Зорташкол (сев.),

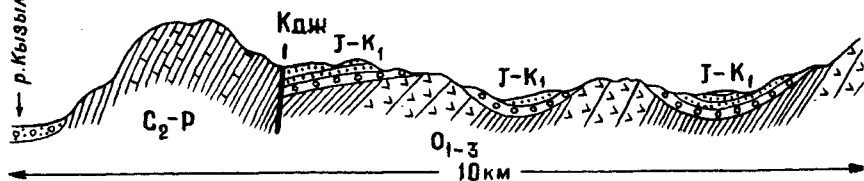


Рис. 21. Геологический разрез правого борта р. Акбайтал (сев.) выше устья р. Кызылджик. Кдж—Кызылджикский разлом.

в устьевой части р. Зорташкол, в верховьях рек Муксу и Кокчукур, в целом образует крупную моноклираль, ограниченную с севера дизъюнктивным нарушением. Падение пластов пород преимущественно северное. В ряде районов моноклиральная структура осложнена серией мелких, иногда довольно сложных складок и разрывных нарушений. Юрские и меловые отложения к северу от горы Акбайтал характеризуются синклиальной структурой, южное крыло которой осложнено разрывом. Углы падения в ее северном крыле $25-30^{\circ}$, в южном — $60-70^{\circ}$. В Акбайтальском районе до недавнего времени считалось, что альпийские дислокации исключительно сложные (Хабаков, 1933; Дюфур, 1962; Карапетов, 1964; Руженцев, 1968 и др.). Лишь в последние годы нами было показано, что по степени сложности структур указанный район не отличается от остальной части зоны. Мезозойские отложения характеризуются и здесь пологими дислокациями. В ряде случаев пласты юрских и меловых пород Акбайтальского района залегают практически горизонтально (см. рис. 7). Необходимо заметить, что разрывные нарушения, пересекающие подстилающие палеозойские породы, чаще всего не затрагивают отложений мезозоя, а если затрагивают, то амплитуда перемещений, как правило, невелика (Кухтиков, Винниченко, 1970).

Структуры мезо-кайнозойского комплекса Акбайталь-

ской зоны были сформированы в позднемеловое — третичное время. Мезо-кайнозойские движения проявились слабо. Юрско-меловые и третичные накопления отличаются спокойными, пологими дислокациями.

Интрузивный магматизм. Интрузивные образования, находящиеся в пределах намеченной нами в альпийской структуре Акбайтальской зоны, малочисленны. Все они приурочены к палеозойскому фундаменту зоны. Интрузивы, имеющие активные контакты с мезозойскими отложениями, не установлены. В.И.Будановым (1963) были отмечены в районе пер. Акбайтал эссекситовые габбро, которые он считает палеогеновыми по возрасту. Ранее А.В.Хабаков (1933) указывал на наличие в том же районе основных пород, приуроченных к выходам пород мела. Последующие исследования не подтвердили этого факта. Интрузивы оказались находящимися в палеозойском комплексе и, следовательно, их возраст традиционными геологическими методами не может быть определен.

У1. ВАЖНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА И ЕГО РАЗВИТИЯ В ПАЛЕОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ

Выше было показано, что как в герцинской, так и альпийской (мезо-кайнозойской) структурах территория Центрального Памира отличается четко выраженной тектонической зональностью. Сравнительный анализ тектоники намеченных зон свидетельствует о том, что роль и характер орогенических движений разновозрастных этапов тектогенеза в формировании важнейших структур Центрального Памира в различных его участках неодинаковые.

В северной части Центрального Памира решающее значение имела герцинская складчатость. Главнейшие дислокации намеченных здесь, Ванчской и Акбайтальской зон созданы в конце позднего палеозоя. Последующие движения существенных изменений в структурный план не внесли. Тектонические зоны в альпийской структуре территориально полностью совпадают с зонами герцинского структурного комплекса. Мезозойские и кайнозойские отложения развиты в указанных зонах локально. Они представлены маломощными красноцветными континентальными накоплениями. Толщи мезозоя и кайнозоя залегают на палеозое, как правило, несогласно, образуя простые пологие структуры.

В южной части Центрального Памира наряду с проявлениями герцинского тектогенеза большую роль в формировании тектонических структур сыграли мезо-кайнозойские движения. В герцинской структуре в указанной части Центрального Памира выделяется две зоны: Калакташская и Язгулемская. В альпийской (мезо-кайнозойской) структуре на их месте было заложено три зоны: Калакташская зона полностью соответствует Бартанг-Акджилгинской зоне; в пределах территории Язгулемской зоны обособились Язгу-

лем-Акбайтальская и Бартангская зоны. В перечисленных трех зонах альпийского структурного комплекса отложения мезо-кайнозоя пользуются по сравнению с северной частью Центрального Памира значительно более широким распространением. Существенно отличаются их состав и мощности. В разрезе мезозоя наряду с континентальными осадками появляются довольно мощные морские накопления, а также вулканогенно-обломочные образования. Структуры альпийского комплекса Язгулем-Акбайтальской, Бартангской, Бартанг-Акджилгинской зон более сложные по сравнению с Ванчской и Акбайтальской зонами. Границы намеченных зон повсеместно выражены краевыми разломами. Характеристика этих разломов приведена в одной из специальных наших работ (Кухтиков, Винниченко, 1977), в связи с чем описание их здесь опускается.

С учетом изложенного появляется возможность составить четкое и ясное представление о положении Центрального Памира в складчатой системе альпийского пояса юга СССР, особенностях его строения и геосинклинального развития.

Ранее, когда территория Центрального Памира рассматривалась в качестве единой тектонической зоны со сквозным геосинклинальным развитием с докембрия до мела, северная граница указанного пояса проводилась по линии Ванч-Акбайтальского разлома. В основу данного вывода были положены материалы не только по мезо-кайнозойской истории развития Центрального Памира, но и по всей предшествующей, как палеозойской, так и докембрийской. Намеченная линия разлома считалась одновременно и южной границей герцинид области Северного Памира. М.С.Дюфур (1961) придает Ванч-Акбайтальскому разлому значение главной тектонической линии Памира, разделяющей структуры двух разновозрастных систем: палеозойских сооружений Куньлуня и мезо-кайнозойских Каракорума. В настоящее время стало очевидным, что в пределах Центрального Памира имеются докембрийское складчатое основание, герцинский и альпийский (мезо-кайнозойский) структурные комплексы. Соответственно возник вопрос об определении границ в про-

странстве не только альпийского, но и герцинского комплексов.

Ранее нами отмечалось, что герцинские сооружения распространяются по всей площади Центрального Памира вплоть до линии Бартанг-Пшартского разлома (Винниченко, 1970, 1973). Южнее указанного разлома, судя по имеющимся материалам, верхнепалеозойские отложения, залегающие на докембрийском складчатом основании, образуют совместно с толщами мезозоя единый структурный комплекс альпийской (мезо-кайнозойской) геосинклинальной области. При определении северной границы альпийского складчатого пояса должны быть учтены прежде всего особенности мезо-кайнозойской истории развития Памира. С этих позиций в состав названного пояса нами была отнесена лишь южная часть Центрального Памира (Винниченко, 1970), охватывающая, как теперь установлено, территорию трех тектонических зон: Язгулем-Акбайтальской, Бартангской и Бартанг-Акджилгинской. В качестве северной границы альпид нами была принята дизъюнктивная линия (Винниченко, 1970); известная под названием Язгулемского разлома, в настоящее время детально охарактеризованная (Кухтиков, Винниченко, 1977). Примерно так же проводил "главную тектоническую линию Памира" В.А.Николаев (1936), понимая ее в качестве надвига большой амплитуды и сравнивая по своему значению с линией, отделяющей каледониды от герцинид в Тянь-Шане.

Территория, заключенная между Бартанг-Пшартским и Язгулемским разломами, характеризуется, таким образом, проявлением как герцинских, так и альпийских складчатых движений. В северной части Центрального Памира выявляется лишь герцинский геосинклинальный комплекс.

Рассматривая территорию Центрального Памира, как составную часть, с одной стороны, палеозойской, а с другой — мезо-кайнозойской геосинклинали, следует отметить в то же время и ряд особенностей, существенно отличающих ее от других складчатых областей, прилегающих к Центральному Памиру. Анализируя имеющиеся материалы, нетрудно видеть, что отложения, участвующие в геологическом стро-

ении Центрального Памира по своему составу и мощностям могут быть отнесены к геосинклинальным образованиям лишь со значительной долей условности. В палеозое на большей части его территории преобладающим развитием пользуются карбонатные и, в меньшей степени, песчано-сланцевые накопления сравнительно умеренной мощности. Видимо, эти особенности палеозойских разрезов послужили Б.П. Бархатову (1963) одним из оснований для отнесения Центрального Памира к областям, характеризующимся в палеозое режимом, близким к платформенному. Позднее с получением дополнительных данных А.А.Белов (1967) пришел к выводу о миогеосинклинальном развитии Центрального Памира в палеозое. Н.Г.Власов (1969) считает, что Центральный Памир с карбона до среднего триаса пережил парагеосинклинальную стадию. Современные материалы однако свидетельствуют, что миогеосинклинальные условия существовали не по всей территории, а лишь в южной части Центрального Памира в пределах Язгулемской и Калакташской зон. В двух других зонах, Ванчской и Акбайтальской, установлены толщи палеозойских отложений, приближающиеся по своему составу и мощностям к типично геосинклинальным. Здесь наблюдаются морские терригенные, карбонатные и вулканогенные образования, достигающие значительной мощности и слагающие формации геосинклинального типа.

Необычные для геосинклинальных областей формации устанавливаются на значительной территории Центрального Памира также и в мезозое. Выше отмечалось, что мезозой северной части Центрального Памира (Ванчская и Акбайтальская зоны) сложен маломощными красноцветными континентальными отложениями, представляющими, скорее всего, орогенные образования. Южнее, в Язгулем-Акбайтальской зоне, мощности разрезов мезозоя хотя и возрастают, но в их составе по-прежнему преобладают континентальные накопления. В основании толщи мезозоя залегают прибрежно-морские и континентальные терригенные накопления умеренной мощности, относящиеся по возрасту к верхнему триасу, нижней и части средней юры (2000 м). Выше следует карбонатная толща средней - верхней юры мощно-

стью до 1500 м. Мел выражен красноцветными и карбонатными породами (около 2000 м.). Общая мощность мезозоя в Язгулем-Акбайтальской зоне 5000-5500 м. Для сравнения заметим, что в палеозойской складчатой области Гиссаро-Алая только аспидная формация силура имеет мощность 3500-4000 м, а в некоторых случаях и более (Кухтиков, 1968).

Южнее, в Бартангской и Бартанг-Акджилгинской зонах, в мезозое появляются формации, состав и мощности которых уже можно признать геосинклинальными. В то же время и здесь значительную роль играют континентальные образования. В Бартанг-Акджилгинской зоне толщу триаса слагают терригенные породы, сформировавшиеся в прибрежно-морских условиях. Мощность ее порядка 3000 м. Выше лежат терригенно-вулканогенные образования нижней и средней юры, в основном континентального происхождения. Мощность их около 800 м. Верхи юры представлены терригенно-карбонатными морскими осадками небольшой мощности (сотни метров). К меловым отложениям Бартанг-Акджилгинской зоны относятся терригенные красноцветные и мелководно-морские карбонатные породы общей мощностью 200-300 м. Для Бартангской зоны характерно наличие двух терригенно-вулканогенных толщ. Первая из них сформировалась в прибрежно-морских условиях, мощность ее более 4000 м. Вторая более молодая по возрасту отличается континентальным происхождением и несколько меньшими мощностями, не превышающими 1500 м. Третичные отложения, залегающие повсеместно несогласно на подстилающих породах, сложены маломощными красноцветными терригенными накоплениями. Большинство исследователей относят их к орогенным образованиям, хотя и имеющим несколько необычные черты.

Из вышеизложенного следует, что рассматривая территорию Центрального Памира в составе палеозойской и мезо-кайнозойской складчатых областей, мы не наблюдаем здесь в то же время того набора и той последовательности в смене геологических формаций, которые обычно фиксируют ход геосинклинального развития. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют говорить о необычных

чертах проявившихся здесь процессов магматизма. В настоящее время приходится признать, что значительная часть интрузивов Центрального Памира сформировалась еще в докембрии. Процесс же геосинклинального развития в палеозое и мезо-кайнозое характеризуется слабым проявлением интрузивного магматизма.

Впервые проблема закономерностей размещения интрузивных образований и определения их возраста на основе анализа тектоники Памира была рассмотрена В.А.Николаевым (1936). Основная масса интрузивов преимущественно гранитоидного состава, по его мнению, характеризуется поясным расположением. Гранитоиды Центрального Памира выделены в мезозойско-кайнозойский пояс. Интрузивные массивы территории Ванчского хребта В.А.Николаев (1936) относит к палеозойским образованиям, объединяя их с интрузивами Северного Памира. В дальнейшем точка зрения В.А.Николаева претерпела некоторые изменения (Буданов и др., 1961). В настоящее время при определении возраста интрузивов Центрального Памира почти всегда исходят из представлений, которые можно выразить следующими высказываниями Б.П.Бархатова (1963) "... наличие единого непрерывного разреза от протерозоя до юры позволяет предполагать, что в течение этого длительного промежутка времени отсутствовали резкие движения и сопровождающие их сингенетичные магматические проявления" (с. 116). И далее: "Возраст большинства интрузий зоны, учитывая длительность и фактическую непрерывность осадкообразования, укладывается в мезозойско-кайнозойский этап развития. Большинство интрузий имеет домеловой возраст. Некоторые малые интрузии, резко несогласные со структурой, послемеловой, альпийский" (с. 121). Интрузивный магматизм подзон, на которые Б.П.Бархатов подразделяет зону Центрального Памира, отличается друг от друга незначительными особенностями.

В последние годы при разработке схемы магматизма Памира важное значение отводится результатам радиологических исследований. В соответствии с делением Памира на складчатые системы Кунылуна и Каракорума стали наме-

чать два широких пояса гранитоидных интрузий — палеозойский и мезозойско-кайнозойский (Буданов и др., 1961). Интрузивы изученной нами области, включая гранитоиды Ванчского хребта, отнесены к мезозойско-кайнозойскому поясу. В отличие от представлений Б.П.Бархатова (1963) считается, что подзоны Центрального Памира по гранитоидному магматизму не различаются, в то время как в зоне Северного Памира связь интрузивов с тектоническими подзонами не отрицается. Исходя из факта прорывания гранитоидами вулканогенных образований, которые, после работ В.И.Дронова (1963а, 1964а), считаются палеогеновыми, и используя результаты определений абсолютного возраста, был сделан вывод о том, что все интрузивы гранитоидов "несомненно палеогеновые". Основная же фаза складчатости произошла в пределах Центрального Памира, согласно мнению В.И. Дронова (1962), в предпозднемеловое время. В связи с этим было сделано предположение, что, возможно, в Центральном Памире имеется два многофазных гранитоидных комплекса, из которых один относится к моменту инверсии, другой является послескладчатым. В целом время формирования большей части интрузивных пород Центрального Памира определяется в пределах мела-палеогена.

В настоящее время установлено, что вулканогенные образования, которые прорываются гранитоидами, относятся не к палеогену, а к триасу и юре (Крейденков, Распопин, Фроленкова, 1970; Винниченко, Кухтиков, 1973б). Подразделяя гранитоидные породы Центрального Памира на два интрузивных комплекса — ванч-язгулемский и сарыкольский, В.И.Буданов, А.М.Месхи (1976) указывают, что между ними имеются общие черты, позволяющие их объединить в одну группу раннеальпийских интрузий. Главнейшей чертой сходства ванч-язгулемского и сарыкольского комплексов считается их приуроченность к одной структурно-тектонической зоне Центрального Памира. С учетом изложенного, этот аргумент нельзя признать правомочным. Территория Центрального Памира отличается четко выраженной зональностью как в герцинской, так и альпийской структурах. Другие черты сходства, на которые указывают В.И.Буданов,

А.М.Месхи (1976), такие как роль процессов асиммилляции и гибридности натрового автометасоматоза, особенности экзоконтактовых изменений, зональность калиевого полевого шпата, отношение к структурам и т.д., по нашему мнению, не могут играть решающей роли в объединении обоих комплексов в одну группу. Оказывается, что эти черты, по признанию самих же авторов, не всегда можно подметить. Из имеющихся материалов выясняется, что количество фаз в сарыкольском и ванч-язгулемском комплексах и породы, представляющие фазы, неодинаковы. В сарыкольском комплексе устанавливаются две фазы, не имеющие себе аналогов в ванч-язгулемском комплексе. Породы обеих фаз характеризуются повышенной щелочностью и относятся преимущественно к кварцевым сиенитам и граносиенитам. Далее оказывается, что различия, и притом довольно резкие, имеются не только между комплексами, но и между отдельными массивами, объединяемыми в эти комплексы. Чтобы убедиться в сказанном, достаточно сравнить между собой, например, интрузивы юго-западной части Язгулемского и Ванчского хребтов, Камочдаринский и Кударинский интрузивы и т.д. Отличия интрузивных массивов Западного Памира от интрузивов восточной части Центрального Памира вполне объективны, признаются большинством исследователей и достаточно подробно описаны в работах П.П.Чуенко (1938), Б.П.Бархатова (1963) и др., а также В.И.Буданова, А.М.Месхи (1976). Тем не менее при выработке схемы магматизма Центрального Памира специфика западно-памирских интрузивов не принималась во внимание, учитывались преимущественно результаты определений абсолютного возраста интрузивных пород. Но даже при анализе данных абсолютного возраста возникает много противоречий. Цифры абсолютного возраста в отдельных случаях подтверждают последовательность интрузивных фаз. Гранитоиды ранних фаз имеют более древний возраст. В то же время гранитоиды одинаковых по последовательности фаз в различных массивах довольно часто характеризуются различными цифрами абсолютного возраста, что может служить доказательством их разновозрастности. Кроме того подмечено, что группа

цифр, определяющих абсолютный возраст гранитоидов повышенной основности (гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритов, пегматитов, связанных с ними) достаточно резко отличается от цифр по более кислым гранитоидам. В особенности данное утверждение касается пород трех последних интрузивных фаз.

С позиций признания тектонической зональности складчатых областей то разнообразие интрузивных образований, которое обнаруживается в пределах территории Центрального Памира, не является чем-то необычным, а относится к вполне закономерным явлениям. Связывая гранитоидный магматизм с проявлением тектонических фаз, придется признать, что в тектонически зональной складчатой области зонален также и интрузивный магматизм. Тектоническая же неоднородность Центрального Памира не вызывает сомнений.

В герцинской структуре на территории Центрального Памира обособляется четыре тектонические зоны. В альпийской (мезо-кайнозойской) структуре в пределах той же территории насчитывается пять зон. Учитывая тесную пространственную и временную связь магматических проявлений с орогеническими движениями, можно предположить, что каждой из намеченных зон будет присущ собственный магматизм, его автономность будет проявляться в особенностях состава интрузивных тел и времени их стабилизации.

Приуроченность к различным зонам и объясняется различие между интрузивными массивами, которые принято объединять в ванч-язгулемский и сарыкольский комплексы. Если предыдущие исследователи при определении возраста интрузивов исходят из представлений об отсутствии орогенических движений и сопровождающих их магматических проявлений с докембрия до юры включительно, то мы придерживаемся в этом случае точки зрения о многоярусности тектонической структуры Центрального Памира. Орогенические движения повсеместно фиксируются в стратиграфическом разрезе в виде угловых несогласий в основании палеозоя, внутри толщи палеозоя Ванчской и Акбайтальской зон, между палеозоем и мезозоем по всей территории Централь-

ного Памира, а в Бартангской и Бартанг-Акджилгинской зонах — между триасовой толщей и юрой и между юрой и мелом. Исходя из тесной связи во времени и пространстве магматических проявлений с главнейшей фазой складчатости и учитывая вышесказанное, можно сделать вывод о наличии среди интрузивных пород Центрального Памира трех разновозрастных групп: докембрийской, палеозойской и мезозойской. В этой связи обращает на себя внимание тот факт, что большинство интрузивов изученной нами территории локализовано в выступах докембрийского складчатого основания, причем основная масса их расположена в докембрийских и палеозойских толщах северной части Центрального Памира, в Ванчской и Акбайтальской зонах. Интрузивы, имеющие несомненно интрузивные контакты с мезозойскими отложениями, немногочисленны, небольшие по размерам и приурочены в основном, наоборот, к южной части региона, к Язгулем-Акбайтальской, Бартангской и Бартанг-Акджилгинской зонам. Интрузивные образования, рвущие третичные отложения, в настоящее время неизвестны. Тем не менее кайнозойскими по возрасту, видимо, являются породы, объединяемые в дункельдыкский комплекс (Дмитриев, 1964). Здесь будет уместно отметить преданные почему-то забвению указания П.П.Чуенко (1938) и Б.А.Петрушевского (1961) о палеозойском возрасте гранитоидных интрузивов Ванчского хребта. Долгое время не принималась во внимание точка зрения П.П.Чуенко (1938) об отнесении Кударинского массива к палеозойским образованиям. Не проявился интерес у исследователей к мнению Н.Г.Власова (1969) о возможности установления в пределах Центрального Памира нескольких разновозрастных интрузивных комплексов. По существу не учитывались и наши неоднократные указания о наличии в Центральном Памире интрузивных пород домезозойского возраста (Винниченко, 1970, 1973, 1974). Лишь в последнее время появились высказывания о необходимости выделения в пределах указанной территории интрузивов, древнее мел-палеогеновых (Дмитриев, Минаев, 1972; Буданов, Месхи, 1976 и др.). Эти высказывания находят подтверждение в результатах новейших радиологи-

ческих исследований Л.И.Агеевой (1976). Дальнейшая разработка схемы магматизма Центрального Памира несомненно должна проводиться с учетом изложенных данных. В противном случае схема будет в значительной степени неполной и попросту ошибочной.

Своеобразие Центрального Памира не ограничивается охарактеризованными особенностями геологических формаций и магматических проявлений. Ряд существенных отличий выявляется и при анализе его важнейших тектонических элементов. Многие исследователи, высказываясь об исключительной сложности его структур, указывали в то же время на наличие в его пределах огромных площадей с простыми и пологими дислокациями. Отмеченную простоту структур иногда пытаются представить лишь как внешне видимую, считая, что после того как была сформирована третичная толща Центрального Памира, произошли интенсивные складкообразовательные процессы. Все толщи палеозоя, мезозоя и кайнозоя были смяты по единому плану с образованием сложночешуйчатых и покровных структур. Возраст складчатости определялся не древнее неогенового (Руженцев, 1968).

Проявление интенсивных тектонических движений в позднекайнозойский, или новейший, этап ни у кого не вызывает сомнений. Но эти движения по своему характеру существенно отличаются от движений более древних диастрофических процессов. По общему признанию исследователей новейший этап является качественно новым в развитии Памира. Он детально охарактеризован в ряде специальных работ (Чедия, 1971; Белоусов, 1976 и др.), в связи с чем нами не рассматривается. Заметим только, что несмотря на необычно огромный размах новейших движений, не уступающий по масштабам движениям геосинклинальных областей (Петрушевский, 1961), они не внесли каких-либо заметных изменений во внутреннее строение как палеозойского, так и мезо-кайнозойского структурных комплексов. Наблюдаемые структуры представляют, таким образом, объективный критерий, по которому можно судить об особенностях тектонического строения Центрального Памира.

ра. По ним видно, что орогенические процессы проявлялись в пределах Центрального Памира неоднократно еще до начала накопления третичной толщи. В этой связи следует отметить указания А.П.Герасимова, В.П.Ренгартена (1934) о необходимости отнесения изученной нами территории к мезозоиде м. Сходной точки зрения придерживается и Ю.Г. Леонов (1971). Материалы наших наблюдений свидетельствуют о том, что мезозойский орогенез захватил лишь южную часть Центрального Памира, где выделены Язгулем-Акбайтальская, Бартангская и Бартанг-Акджилгинская зоны. Включая указанные зоны в область альпид, следует иметь в виду, что важнейшие структурные элементы в них сформировались к концу мезозоя. В Язгулем-Акбайтальской зоне толща мезозоя была смята в результате проявлений одной фазы, произошедшей в конце мела. В Бартангской зоне в мезозое устанавливаются две фазы — в поздней юре и в раннемеловой эпохе. В Бартанг-Акджилгинской зоне зафиксированы три фазы деастрофизма: в конце триаса, в позднеюрскую и позднемеловую эпохи. В северной части Центрального Памира, как уже отмечалось выше, мезозойские движения выражены слабо.

Многофазность орогенических процессов не привела однако к созданию сложных дислокаций. Наличие тектонических покровов и мест со сложночешуйчатым строением в пределах Центрального Памира оказалось не доказанным (Винниченко, 1973). Изредка встречаемые сложные структуры тяготеют, как правило, к зонам крупных дизъюнктивных нарушений. При удалении от разрывов породы мезозоя, а в южной части Центрального Памира и палеозоя, приобретают пологие и спокойные залегания. Эта особенность тектонических структур была установлена уже давно и неоднократно отмечалась многими исследователями. В.В.Белосусов (1962) пришел к выводу о том, что отложения триаса и юры Центрального Памира изогнуты в складки, по видимому, сундучной формы. Складчатость в них не является типично голоморфной. По ряду признаков (отсутствие хорошо выраженной инверсии, промежуточная складчатость) Центральный Памир, по мнению В.В.Белосусова (1962) и

Н.Г.Власова (1969), следует считать парагеосинклиналью. По нашим данным, можно говорить, очевидно, о миогеосинклинальном режиме в мезозое, но не для всей территории Центрального Памира, а лишь для его южной части, ограниченной Язгулемским и Бартанг-Пшартским разломами.

Выше отмечалось, что миогеосинклинальный режим существовал здесь и в палеозое. Сохранение указанного режима столь длительное время, охватывающее по существу два этапа тектогенеза, обусловлено своеобразным положением данного района в краевой части геосинклинальной области в течение палеозоя и мезозоя. Эвгеосинклинальный режим подобную устойчивость обычно не проявляет.

В предшествующие годы было установлено, что складчатость в осадочном комплексе мезозоя Центрального Памира представляет отражение вертикальных перемещений палеозойских блоков по ограничивающим их разломам (Петрушевский, 1940, 1961; Архипов, 1964; Винниченко, 1970, 1973). Позднее М.М.Кухтиков (1973), на примере изучения Памира высказался о том, что истинный характер региональных структур подвижных поясов земной коры определяется дислокация ложа геосинклинального комплекса. С учетом этих представлений можно считать, что дислокации каждого структурного комплекса и образующих его ярусов находятся в прямой зависимости от характера деформаций поверхностей угловых несогласий, на которых залегают отложения, слагающие тот или другой комплекс или ярус. Степень дислоцированности поверхностей угловых несогласий и лежащих на них пород структурных ярусов геосинклинального комплекса служит, таким образом, одним из важнейших показателей интенсивности проявления орогенических движений. В пределах изученной нами территории наиболее сложные структуры наблюдаются в максимально мощных толщах, слагающих ярусы начальных стадий развития зон. В Бартанг-Акджилгинской зоне дислокации первого структурного яруса, состоящего из отложений верхнего триаса — средней юры, мощностью порядка 5000 м, значительно сложнее, чем в менее мощной (2000–2500 м) толще триаса, также первого структурного яруса соседней Бартанг-Акджилгинской зоны. Во втором

структурном ярусе указанных зон мощности отложений намного меньше, чем в первом. Соответственно и структуры в них заметно проще. Залегания пород второго структурного яруса в обеих зонах, как правило, пологие (20°) и спокойные. Еще более простые структуры выявляются в третьем структурном ярусе Бартауг-Акджилгинской зоны. Мощность меловой толщи, образующей этот ярус, исчисляется всего несколькими сотнями метров. Углы падения пород мела порядка $10-15^{\circ}$. В палеозойском комплексе наиболее сложные структуры наблюдаются в первом структурном ярусе Акбайтальской зоны. Мощность отложений яруса достигает 7500 м. В других зонах мощности отложений палеозоя уменьшаются, а структуры упрощаются.

Отмеченная зависимость между степенью сложности структур и мощностями образующих их отложений позволяет сделать вывод о том, что наиболее сложные дислокации будут свойственны зонам с максимально погруженным фундаментом. К таким зонам относятся в первую очередь участки геосинклинальных областей, характеризующиеся эвгеосинклинальным режимом. С увеличением глубины залегания фундамента, как правило, уменьшаются размеры тектонических зон и прежде всего их ширина. Миогеосинклинальные зоны преимущественно шире эвгеосинклинальных. Судя по имеющимся материалам, это объясняется, видимо, тем, что при резких нисходящих движениях фундамента геосинклинального комплекса подвержен интенсивному дроблению с последующими крупными перемещениями образовавшихся блоков относительно друг друга. Быстрое опускание докембрийского складчатого основания Язгулемской зоны в раннем мезозое сопровождалось его расколом, в результате чего на месте указанной зоны заложилось две зоны альпийского комплекса — Бартаугская и Бартауг-Акджилгинская. В то же время менее интенсивное погружение герцинских сооружений Калакташской зоны привело к тому, что в альпийской структуре здесь обособилась лишь одна Бартауг-Акджилгинская зона. Территориально она целиком совпадает с зоной герцинского комплекса. В Бартаугской зоне мезозойский комплекс имеет максимальную мощность

(5500–7000 м) и ширина зоны наименьшая в пределах Центрального Памира – 15–20 км. В Язгулем–Акбайтальской зоне общая мощность мезозоя около 5000 м, ширина зоны не более 20 км. Бартанг–Акджилгинская зона с наименее погруженным фундаментом (общая мощность мезозоя 3500 м) достигает в ширине более 40 км.

Аналогичная картина наблюдается и в герцинском комплексе. В Акбайтальской зоне мощность палеозоя наибольшая в Центральном Памире – около 10000 м, а ширина ее всего 15–17 км. Расположенная южнее Калакташская зона характеризуется мощностью отложений палеозоя порядка 2500 м, ее ширина составляет 35–40 км. В Ванчской зоне палеозойские толщи в мощности не превышают 5000–6000 м, ширина зоны не более 20–25 км. В Язгулемской зоне, практически лишенной палеозойского осадочного чехла, ширина увеличивается почти в два раза – до 40 км.

Степень сложности структур в зонах с различным положением фундамента и соответственно неодинаковой ширины определяется в значительной степени наличием мелкой складчатости. Установлено, что максимальное развитие мелких пликативных дислокаций наблюдается в зонах с наиболее мощным осадочным чехлом геосинклинального комплекса. В таких зонах мелкие складки охватывают практически всю ее площадь. В зонах с менее мощным геосинклинальным комплексом подобные складки образуют узкие полосы, вытянутые вдоль крупных дизъюнктивных нарушений в опущенных их крыльях. В пределах Центрального Памира мелкие дислокации наиболее часто встречаются в первом структурном ярусе Бартангской зоны и в палеозойском комплексе Акбайтальской зоны. Реже мелкие складки обнаруживаются в менее мощных толщах второго яруса Бартангской зоны, в отложениях палеозоя Ванчской и мезозоя Язгулем–Акбайтальской зон. По существу они отсутствуют в маломощной толще мела третьего структурного яруса Бартанг–Акджилгинской зоны.

Изучение мелких складок показало, что в большинстве случаев решающую роль в их формировании сыграли гра-

витационные процессы, сопровождающие неравномерные вертикальные перемещения блоков фундамента по разломам. Установлено, что резкий подъем какого-либо участка земной коры приводит к расползанию слагающих его толщ под воздействием силы тяжести в стороны окружающих прогибов. В опущенных блоках вдоль ограничивающих их разломов создаются условия сжатия. Величина возникающих при этом напряжений определяется размахом тектонических движений. При незначительных скоростях и амплитудах давление со стороны поднятий, как правило, невелико. Мало мощные осадки, формирующиеся в прогибах, сминаются, в основном, в строгом соответствии с характером дислокаций фундамента. Лишь в краевых частях прогибов под воздействием сползающих с поднятий масс возникает полоса мелких складок. В интенсивно прогибающихся областях давление со стороны поднятий увеличивается и в результате оказываются уже смятыми мощные толщи и нередко на больших расстояниях от разломов. В эвгеосинклинальных зонах, отличающихся наибольшим в геосинклинальных областях прогибанием и в то же время наименьшей шириной, мелкие дислокации могут охватывать всю ее площадь. Влияние фундамента на морфологический облик региональных структур выражено здесь нечетко. Широкое развитие мелкой складчатости в пределах эвгеосинклинальных областей создает впечатление о преобладании в создании их важнейших структур горизонтальных движений. Из изложенного видно, что лишь мелкие пликативные дислокации формируются в условиях тангенциальных напряжений. Региональные структуры, как показывают полученные нами материалы, представляют результаты вертикальных движений земной коры.

Общий ход процесса формирования структур Центрального Памира детально освещен в работах предшествующих исследователей (Дюфур, 1962; Крестников, 1962; Бархатов, 1963, 1971 и др.). В связи с этим ограничимся лишь краткой характеристикой отдельных наиболее важных моментов его истории развития в палеозое и мезозое. В начале палеозоя северная часть Памира, включая изученную нами территорию, охватывается нисходящими движениями. На

шее опускание в девоне испытала северная часть изученной территории, Ванчская и Акбайтальская зоны, где мощность сформировавшихся пород соответственно равна 800 м и 2200 м. В Калакташской зоне девонская толща не превышала в мощности 1000 м, а в Язгулемской зоне осадки девона если и отлагались, то мощность их не превышала нескольких сотен метров. В конце девона Ванчская и Калакташская зоны охватываются орогеническими движениями. В результате были сформированы герцинские структуры Калакташской зоны. В Ванчской зоне оформились дислокации первого структурного яруса. Процессы диастрофизма сопровождалась здесь внедрением гранитоидных интрузивов.

В раннекаменноугольную эпоху на месте Язгулемской и Калакташской зон возникает поднятие, просуществовавшее до конца палеозоя. В Акбайтальской зоне девонское осадконакопление не прерываясь сменилось каменноугольным. В раннем и среднем карбоне условия осадконакопления на территории указанной зоны мало изменились по сравнению с девонскими. В то же время происходит заметное замедление скорости прогибания. Ванчская зона в начале среднекарбоновой эпохи после поднятий в раннем карбоне вновь включается в процесс прогибания. Начиная со среднего карбона и, видимо, вплоть до конца палеозоя, в пределах зоны формируется мощная толща глинистых сланцев, известняков и песчаников. Нередко в разрезе толщи встречаются накопления, образовавшиеся за счет разрушения поднятий на месте южной части Центрального Памира. В конце среднего карбона в Акбайтальской зоне проявляется орогеническая фаза, создавшая структуры ее первого структурного яруса. Территория зоны испытывает кратковременный подъем. Зато в позднекаменноугольную эпоху она вновь прогибается. В пределах зоны устанавливаются мелководно-морские условия с органогенно-обломочным карбонатным осадконакоплением.

В пермский период скорость опускания Акбайтальской зоны возрастает. Мощность отложившихся в это время осадков достигает 2000 м. В конце палеозоя Ванчская и Акбай-

тальская зоны охватываются орогеническими процессами, сформировавшими вторые структурные ярусы. Вся территория Центрального Памира превращается в область устойчивого недифференцированного поднятия. Повсеместно формируется латеритная кора выветривания.

В начале мезозоя геотектонический режим меняется. Южная часть Центрального Памира вовлекается в прогибание. Происходит разрушение и переотложение древней коры выветривания. В мелководно-морских условиях отлагаются маломощные терригенные и карбонатные органогенно-обломочные осадки. Вдоль северной краевой части морского бассейна в районе южного побережья оз. Рангуль развивались рифовые образования. Территория Ванчской и Акбайтальской зон представляет область денудации.

В начале поздне триасовой эпохи отмечается кратковременный подъем территории Центрального Памира. Толща нижнего — среднего триаса на большей части площади ее распространения оказалась разрушенной. Затем следует резкое опускание Центрального Памира. Огромный морской бассейн, существующий с позднего палеозоя, к югу от линии Бартанг-Пшартского разлома захватывает своей северной краевой частью область герцинид Язгулемской и Калакташской зон. В это время четкое выражение получают заложенные здесь зоны альпийского комплекса: Язгулем-Акбайтальская, Бартангская и Бартанг-Акджилгинская. Все зоны включаются в область интенсивного осадконакопления. В Бартангской и Бартанг-Акджилгинской зонах формирование осадков сопровождалось эффузивными излияниями. Язгулем-Акбайтальская зона отличается более однообразным геотектоническим режимом, следствием чего явилась выдержанность фациального и литологического состава толщи верхнего триаса на всей площади зоны. В Акбайтальской и Ванчской зонах в позднем триасе преобладают восходящие движения. В результате блоковых перемещений по разрывам на древнем палеозойском основании в южной краевой части данных зон образуются узкие тектонические депрессии, в которых формируются континентальные песчано-сланцевые осадки. В конце позднего триаса Бартанг-Акджилгинская

зона охватывается орогеническими процессами, создавшими структуры первого структурного яруса. На некоторое время территория зоны становится областью денудации. Более молодые отложения юры ложатся на подстилающие породы трансгрессивно и несогласно.

В Язгулем-Акбайтальской и Бартангской зонах процесс осадконакопления не прерывался. Верхнетриасовое осадконакопление постепенно сменяется юрским. Условия седиментации в отмеченных зонах по сравнению с предшествующей эпохой несколько изменились. В Бартангской зоне полностью прекращается вулканическая деятельность. Формируются исключительно однообразные черные глинисто-песчаные отложения прибрежно-морского типа. В Язгулем-Акбайтальской зоне наблюдается некоторое увеличение грубообломочного материала, а в средней и верхней юре появляются карбонатные осадки. На территории Бартанг-Акджилгинской зоны накапливаются пестроцветные терригенно-вулканогенные образования. В юре осадконакопление захватывает также некоторые районы Ванчской и Акбайтальской зон. В эрозионных и тектонических депрессиях в пределах этих зон формируются красноцветные гипсоносные и грубообломочные отложения.

В конце среднеюрской эпохи в результате проявления складчатых движений были созданы структуры первого структурного яруса Бартангской зоны. С данной фазой следует связывать внедрение гранитоидов Сохчарвского, Бархуфского и других массивов. В поздней юре — начале мела в Бартанг-Акджилгинской зоне происходит более слабая чем первая фаза складчатости, оформившая пологие структуры второго структурного яруса. Меловые отложения залегают на юрских с угловым несогласием. В Язгулем-Акбайтальской зоне в основании мела фиксируются в отдельных местах лишь размыты. В начале мела орогеническими движениями формируются структуры второго структурного яруса Бартангской зоны, после чего территория этой зоны превращается в область сноса. В мелу наибольшее прогибание испытала территория Язгулем-Акбайтальской зоны. Меловая толща здесь достигает мощности до 1800 м, в то время

как к северу в пределах Акбайтальской зоны и к югу в Бартанг-Акджилгинской зоне разрезы мела неполные и маломощные, не превышающие нескольких сотен метров.

В позднем мелу Язгулем-Акбайтальская зона охватывается диастрофическими процессами, в результате которых получают оформление ее главнейшие структурные элементы. Проявление орогенических движений сопровождалось интрузивной деятельностью, выразившейся в образовании небольших гранитоидных массивов. В Бартанг-Акджилгинской зоне позднемеловая фаза проявилась слабо. Отложения третьего структурного яруса отличаются пологими дислокациями.

В раннем кайнозое геотектонический режим на всей территории Центрального Памира выравнивается. В понижениях рельефа накапливаются грубообломочные красноцветные осадки, мощность которых не превышает первые сотни метров. В ряде мест Бартанг-Акджилгинской зоны образуются глубокие расколы в земной коре, с которыми, по данным Э.А.Дмитриева (1964), связано внедрение самых молодых изверженных пород щелочного состава.

После образования третичного молассового комплекса на территории Центрального Памира устанавливается спокойный и однообразный тектонический режим. В условиях слабо расчлененного рельефа формируется твердая кора выветривания (Винниченко, Кухтжков, 1969б). Активизация тектонических движений в новейший этап положила начало качественно новому этапу развития изученной территории, рассмотрение которого уже не входит в наши задачи.

ЛИТЕРАТУРА

Агеева Л. И. Докембрийские габброиды Музкол-Рангкульского антиклинория на Памире и радиологическое обоснование их возраста. — Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1976.

Акрамов М. Б., Володин П. К., Дмитриев Э. А., Минаев В. Е., Норметов О., Таджидинов Х. С., Халилов М. Х. Магматические комплексы Центрального Памира. — В кн.: Материалы второго среднеазиатского регионального петрограф. совещания. Душанбе, "Дониш", 1971.

Акрамов М. Б., Халилов М. Х., Норметов О. Интрузивный магматизм западной части Центрального Памира. Душанбе; "Дониш", 1977.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1933.

Архипов И. В. Особенности развития Памира в альпийское время и его современная тектоническая структура. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука", 1964.

Баранов И. Г. Геологические исследования в Рангкульском районе на Восточном Памире в 1933 г. — В кн.: К геологии Восточного Памира. Тр. ТПЭ, вып. 36, 1935.

Баранов И. Г., Глазунов В. С. Река Бартанг. — В кн.: ТПЭ 1935 г. М.-Л., АН СССР, 1937.

Бархатов Б. П. Схема структурно-тектонического районирования Памира. — Уч. зап. ЛГУ, № 268, сер. геол. наук, вып. 10, 1959.

Бархатов Б. П. Принципы тектонического районирования Памира. — Вестн. ЛГУ, № 18, геол. и географ., вып. 3, 1961.

Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.

Бархатов Б. П. О северной геологической границе Альпийского складчатого пояса юга СССР. — Вестн. ЛГУ, № 24, геол. и географ., вып. 4, 1965.

Бархатов Б. П. Палеозойская история и северная граница Альпийского складчатого пояса юга СССР. — Вестн. ЛГУ, № 24, геол. и географ., вып. 4, 1966.

Бархатов Б. П. О палеозойской истории и северной границе Альпийского складчатого пояса юга СССР. — В кн.: Орогенические пояса. М., "Наука", 1968.

Бархатов Б. П. Четыре основные проблемы тектоники Альпийского пояса юга СССР. — Вестн. ЛГУ, № 24, геол. и географ., вып. 4, 1969.

Бархатов Б. П. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР. Изд-во ЛГУ, 1971.

Белоусов В. В. Основные вопросы тектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Белоусов Т. П. Тектонические движения Памира в плейстоцене — голоцене и сейсмичность. М., "Наука", 1976.

Беляевский Н. А. Основные черты геологии Каракорума. — Сов. геология, № 1, 1965.

Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., "Недра", 1974.

Белов А. А. Тектоническое развитие альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский полуостров — Иранское нагорье — Памир). — Геотектоника, № 3, 1967.

Буданов В. И. Эссекситовое габбро Акбайтала (зона Центрального Памира). — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе, "Дониш", 1963.

Буданов В. И. К вопросу о происхождении рапакиви Джамакского интрузива (Западный Памир). — Зап. Тадж. отд. ВМО, в. 2, 1964а.

Буданов В. И. Тектоническое размещение гранитоидных интрузий Памира (основные закономерности). — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука", 1964б.

Буданов В. И., Месхи А. М., Волков В. Н., Кириллов С. П. Об эпохах гранитоидного магматизма Памира и Дарваза. — ДАН СССР, т.136, № 3, 1961.

Буданов В. И., Месхи А. И. Палеогеновые интрузивные породы. — В кн.: Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1976.

Буданов В. И., Буданова К. Т., Лутков В. С. Раннепротерозойские (?) интрузивные породы. — В кн.: Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1976.

Буданова К. Т. Рифей. — В кн.: Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1976.

Бурков Ю. К., Дюфур М. С. Применение геохимических критериев для решения вопроса об исходном составе и возрасте пород музкольского метаморфического комплекса (Центральный Памир). — ДАН СССР, т.212, № 3, 1973.

Винниченко Г. П. Тектоническая зональность и основные черты строения и развития Центрального Памира в мезозое. — Автореф.канд.дис. Душанбе, 1970.

Винниченко Г. П. К вопросу тектоники бассейна р.Козынды (Восточный Памир). — Докл.АН ТаджССР, т. 14, № 8, 1971.

Винниченко Г. П. О возрасте Кударинского интрузива (Центральный Памир). — Докл.АН ТаджССР, т. 15, № 6, 1972.

Винниченко Г. П. К проблеме горизонтальных движений в районе Центрального Памира. — Бюл. МОИП, отд.геол., № 4, 1973.

Винниченко Г. П. К вопросу о возрасте интрузивных пород Центрального Памира. — В кн.: Материалы 4 республ.конференции молодых ученых ТаджССР, посвящ. 24 съезду КПСС (естественные науки), ч. 1. Душанбе, "Дониш", 1974.

Винниченко Г. П., Кухтиков М. М.
О возрасте музкольского метаморфического комплекса на
Восточном Памире. — Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-матем. и
геол.-хим. наук, вып. 3(33), 1969а.

Винниченко Г. П., Кухтиков М. М.
О твердой коре выветривания на Восточном Памире. — Докл.
АН ТаджССР, т. 12, № 2, 1969б.

Винниченко Г. П., Кухтиков М. М.
Схема стратиграфии верхнетриасовых отложений Централь-
ного Памира. Докл. АН ТаджССР т. ХУІ, № 2, 1973а.

Винниченко Г. П., Кухтиков М. М.
Стратиграфическое положение вулканогенно-обломочных
толщ бассейна р. Бартанг. — Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-
мат. и геол.-хим. наук, № 4(50), 1973б.

Винниченко Г. П., Кухтиков М. М.
Новые данные о возрасте палеозойских толщ правобережья
р. Ванч. — Докл. АН ТаджССР, т. 17, № 2, 1974.

Виноградов П. Д. Памир. — В кн.: Геоло-
гическое строение СССР, т. 3, тектоника. М., Госгеолтехиз-
дат, 1958.

Власов Н. Г. Схема тектоники Памиро-Гима-
лайского сектора Азии. — В кн.: Вопросы стратиграфии па-
леозоя. Изд-во ЛГУ, 1969.

Воскоянц Г. С. К стратиграфии юрских
отложений центральной структурно-фациальной зоны Памира.
— Докл. АН ТаджССР, т. 5, № 2, 1962.

Воскоянц Г. С., Пыжьёнов И. В.
К вопросу о возрасте и строении сарезской свиты Централь-
ного Памира. — Докл. АН ТаджССР, т. 15, № 4, 1972.

Герасимов А. П., Ренгартен В. П.
Южные складчатые цепи Советского Союза и Альпийская
система. — В кн.: Доклады в ЦНИГРИ. М., ОНТИ, Горгео-
нефтеиздат, 1934.

Губин И. Е. Памир и сопредельные страны
(схема тектонического районирования юга Средней Азии). —
Изв. ТФАН СССР, № 2, 1943.

Гусев И. А., Пашков Б. Р. Силурийские
и девонские отложения покровных структур восточной части

Винниченко Г. П., Кухтиков М. М. О возрасте музкольского метаморфического комплекса на Восточном Памире. — Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-матем. и геол.-хим. наук, вып. 3(33), 1969а.

Винниченко Г. П., Кухтиков М. М. О твердой коре выветривания на Восточном Памире. — Докл. АН ТаджССР, т. 12, № 2, 1969б.

Винниченко Г. П., Кухтиков М. М. Схема стратиграфии верхнетриасовых отложений Центрального Памира. Докл. АН ТаджССР т. ХУІ, № 2, 1973а.

Винниченко Г. П., Кухтиков М. М. Стратиграфическое положение вулканогенно-обломочных толщ бассейна р. Бартанг. — Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, № 4(50), 1973б.

Винниченко Г. П., Кухтиков М. М. Новые данные о возрасте палеозойских толщ правобережья р. Ванч. — Докл. АН ТаджССР, т. 17, № 2, 1974.

Виноградов П. Д. Памир. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3, тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Власов Н. Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии. — В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Изд-во ЛГУ, 1969.

Воскоянц Г. С. К стратиграфии юрских отложений центральной структурно-фациальной зоны Памира. — Докл. АН ТаджССР, т. 5, № 2, 1962.

Воскоянц Г. С., Пыжьянов И. В. К вопросу о возрасте и строении сарезской свиты Центрального Памира. — Докл. АН ТаджССР, т. 15, № 4, 1972.

Герасимов А. П., Ренгартен В. П. Южные складчатые цепи Советского Союза и Альпийская система. — В кн.: Доклады в ЦНИГРИ. М., ОНТИ, Горгео-нефтеиздат, 1934.

Губин И. Е. Памир и сопредельные страны (схема тектонического районирования юга Средней Азии). — Изв. ТФАН СССР, № 2, 1943.

Гусев И. А., Пашков Б. Р. Силурийские и девонские отложения покровных структур восточной части

Центрального Памира. — Докл. АН ТаджССР, т. 14, № 10, 1971.

Д е н и к а е в Ш. Ш. К тектонике верховьев рек Барганг и Язгулем. — В кн.: Тектоника юго-востока Средней Азии. Душанбе, "Дониш", 1972.

Д м и т р и ё в Э. А. Основные закономерности размещения щелочных пород в центральной части Сарыкольского хребта на Восточном Памире. — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, "Дониш", 1964.

Д м и т р и е в Э. А., М и н а е в В. Е. Схема магматизма восточной части зоны Центрального Памира. — Докл. АН ТаджССР, т. 15, № 2, 1972.

Д р о н о в В. И. О трансгрессивном залегании известняков верхнего мела в пределах Центрального Памира. — Докл. АН ТаджССР, т. 5, № 2, 1962.

Д р о н о в В. И. Бартангский комплекс. — Сов. геология, № 3, 1963а.

Д р о н о в В. И. О кембрийских отложениях в Центральном Памире. — Докл. АН ТаджССР, т. 6, № 3, 1963б.

Д р о н о в В. И. Структурно-фациальные подзоны Центрального и Юго-Восточного Памира. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука", 1964а.

Д р о н о в В. И. О южной границе Центрального Памира. — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, "Дониш", 1964б.

Д р о н о в В. И. Нижнесилурийские отложения долины р.Козьянды. — Докл. АН ТаджССР, т. 8, № 4, 1965.

Д р о н о в В. И., Л е в е н Э. А., М е л ь - н и к Г. Г., П а ш к о в Б. Р. К стратиграфии ордовикских отложений Памира. — Сов.геология, № 10, 1960.

Д ю ф у р М. С. О границе структур Куньлуня и Каракорума. — В кн.: Геология Средней Азии. Изд-во ЛГУ, 1961.

Д ю ф у р М. С. Геологическое развитие Центрального Памира. — Вестн.ЛГУ, № 6, геол. и географ., вып. 1, 1962.

Д ю ф у р М. С. О возрасте метаморфических об-

разований в складчатых областях. — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2, Душанбе, "Дониш", 1964.

Д ю ф у р М. С. Основные черты тектоники Центрального Памира. — Геотектоника, № 3, 1972.

Д ю ф у р М. С. О возрасте музкольского метаморфического комплекса на Восточном Памире и о взаимоотношении этого комплекса с окружающими породами. — Вестн. ЛГУ, № 12, геол. и географ., вып. 2, 1974.

Д ю ф у р М. С., Р у ж е н ц е в С. В., Ш в о л ь м а н В. А. О границе между зонами Северного и Центрального Памира. — Геотектоника, № 6, 1965.

Д ю ф у р М. С., П о п о в а В. А., К р и в е ц Т. Н. Органические остатки в метаморфических породах Восточного Памира. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1968.

Д ю ф у р М. С., П о п о в а В. А., К р и в е ц Т. Н. Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира. Изд-во ЛГУ, 1970.

З а н и н М. В. Стратиграфическое положение свиты чечектинских конгломератов (Вост. Памир). — Сов. геология, № 34, 1948.

З а х а р о в С. А. Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сеймотектонического районирования Таджикистана. — В кн.: Основные проблемы геологии Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1964.

З о н е н ш а й н Л. П., К у з ь м и н М. И., М о р а л е в В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., "Недра", 1976.

К а р а п е т о в С. С. Стратиграфия сидурийских отложений Центрального Памира. — ДАН СССР, т. 135, № 2, 1960.

К а р а п е т о в С. С. Стратиграфия ордовикских отложений Центрального Памира. — Изв. АН ТаджССР, Отд. геол.-хим. и техн. наук, вып. 3(12), 1963а.

К а р а п е т о в С. С. Стратиграфия девонских отложений Центрального Памира. — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе, "Дониш", 1963б.

К а р а п е т о в С. С. О главной тектонической линии Памира. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука", 1964.

К а р а п е т о в С. С. Палеозой Центрального Памира (стратиграфия и палеогеография). — Автореф. канд. дис. Л., 1965.

К а р а п е т о в С. С., В о с к о н я н ц Г. С. Палеогеновые отложения Восточного Памира. Докл. АН ТаджССР, т. 5, № 3, 1962.

К а р а п е т о в С. С., С т а р ш и н и н Д. А. Кембрийская система. — В кн.: Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1976.

К а р п о в а Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. — Сов.геология, № 8, 1959.

К а т к о в а Н. С. Граниты Кудары. — В кн.: ТПЭ. 1932 г. М.-Л., Госгеолтехиздат, 1933.

К и р и л л о в С. П. Некоторые особенности щелочного метасоматизма юго-западной части Язгулемского хребта. — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе, "Дониш", 1963.

К л у н н и к о в С. И. Проблемы тектоники Памира. — Изв.ТФАН СССР, № 2, 1943.

К р е й д е н к о в Г. П., Р а с п о п и н В. А. К вопросу о возрасте красноцветных толщ Северного и Центрального Памира. — ДАН СССР, т. 189, № 4, 1969.

К р е й д е н к о в Г. П., Р а с п о п и н В. А., Ф р о л е н к о в а А. Я. Новые данные по стратиграфии мезо-кайнозойских отложений Северного и Центрального Памира. — Сов.геология, № 7, 1970.

К р е с т н и к о в В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., АН СССР, 1962.

К у х т и к о в М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза. — Уч.зап. Тадж.гос.ун-та, т. 12, тр.фак-та естеств.наук, вып. 2, 1956.

К у х т и к о в М. М. К вопросу методики определения возраста тектонической структуры. — Тр.Ин-та ге-

ологии АН ТаджССР, вып. 2, 1957.

К у х т и к о в М. М. Тектоническое районирование Памира в альпийской структуре. — Уч.зап. Тадж. гос. ун-та. т. 17, тр.фак-та естеств.наук, вып. 3, 1958.

К у х т и к о в М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, "Дониш", 1968.

К у х т и к о в М. М. Брекчии древних осей и некоторые вопросы стратиграфии и альпийской тектоники Памира и Южного Тянь-Шаня. — Сов.геология, № 11, 1971.

К у х т и к о в М. М. Характер дислокации поверхностей углового несогласия в складчатых комплексах геосинклинальных областей (на примере Памира). — Бюл.МОИП, отд.геол., № 1, 1973.

К у х т и к о в М. М., В и н н и ч е н к о Г. П. Об "Акбайтальской зоне разломов" (Памир). Бюл.МОИП, отд. геол., вып. 1, 1970.

К у х т и к о в М. М., В и н н и ч е н к о Г. П., Ч е р е н к о в И. Н. Новые данные по тектонике Центрального Памира. — Бюл.МОИП, отд.геол., т.46, вып. 1, 1971.

К у х т и к о в М. М., В и н н и ч е н к о Г. П. Стратиграфическое положение красноцветных толщ Центрального Памира. — Докл. АН ТаджССР, т. 14, № 5, 1971.

К у х т и к о в М. М., В и н н и ч е н к о Г. П. Краевые долгоживущие разломы Памира. Душанбе, "Дониш", 1977.

К у ш л и н Б. К. Стратиграфия триасовых отложений Центрального Памира. — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе, "Дониш", 1963.

Л а в р у с е в и ч А. И., Л а в р у с е в и ч В. И., К а р а п е т о в С. С. Ордовикская система. — В кн.: Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1976.

Л е в е н Э. Я. К стратиграфии метаморфических толщ Северного Памира. — Изв.вузов, геол. и разв., № 11, 1960.

Левен Э. Я. О возрасте метаморфических толщ Центрального Памира. — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе, "Дониш", 1963.

Левен Э. Я. О Зорташкольском покрове и природе Акбайтальской зоны разломов. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1964.

Левен Э. Я., Романько Е. Ф. О палеогеновых отложениях на Памире. — ДАН СССР, т. 134, № 3, 1960.

Леонов Ю. Г. Роль мезозойского тектогенеза в развитии Кавказско-Каракорумской части Альпийско-Гималайского пояса. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.

Луцк А. А., Винник Л. П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира. — Геотектоника, № 5, 1975.

Марковский А. П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня. — В кн.: Научные итоги ТПЭ. М., АН СССР, 1936.

Мельник Г. Г. Тектоника Рангуль-Аксуйского района (Восточный Памир). — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 1. Душанбе, "Дониш", 1963.

Миллер Ю. В. Подводно-оползневые дислокации в верхнепротерозойских отложениях Восточного Саяна и их палеотектоническое и палеогеографическое значение. — В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., "Наука", 1967.

Муратов М. В., Архипов И. В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых сооружений Юго-Западной и Центральной Азии. — Бюл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 1, 1961.

Наливкин Д. В. Предварительный отчет о поездке летом 1915 года в Горную Бухару и на Западный Памир. — Изв. Импер. Рус. геогр. об-ва, т. 52, вып. 3, 1916.

Наливкин Д. В. Обзор геологии Памира и Бадахшана. — Тр. ВГРО, т. 2, вып. 182. М.-Л., 1932.

Наливкин Д. В. Тектоника Памира. — Тр. 17 сес. МГК 1937, т. 2. М., 1939.

Н и к о л а е в В. А. Очерк магматической геологии Памира и Дарваза. — В кн.: Научн.итоги ТПЭ. М., АН СССР, 1936.

П а ф ф е н г о л ь ц К. Н., Ш а б а л к и н М. И. Геологический очерк бассейна ледника Федченко и р.Танымас. — В кн.: ТПЭ, 1934 г. М., АН СССР, 1935.

П а ш к о в Б. Р. О древнепалеозойских отложениях Центрального Памира. — Изв. вузов, геол. и разв., № 7, 1962.

П а ш к о в Б. Р. Стратиграфия, метаморфизм и некоторые черты тектоники музкольского комплекса метаморфических пород. — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, "Дониш", 1964а.

П а ш к о в Б. Р. О возрасте отложений зорабатской свиты в Центральном Памире. — В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, "Дониш", 1964б.

П а ш к о в Б. Р. Основные особенности строения массивов древних метаморфических пород Афгано-Памирской области. — Геотектоника, № 5, 1975.

П е й в е А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР, сер.геол., № 5, 6, 1938.

П е й в е А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, № 6, 1969.

П е т р у ш е в с к и й Б. А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 8, сер.геол., № 3, 1940.

П е т р у ш е в с к и й Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира. — Бюл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 4, 1961.

П е т р у ш е в с к и й Б. А. Индо-Памирская глубинная зона и Западно-Деканское землетрясение. — Геотектоника, № 2, 1969.

П е т р у ш е в с к и й Б. А. Индо-Памирская зона — один из важнейших поперечных линейментов Азии. — Бюл. МОИП, отд.геол., т.52(5), 1977.

П р о с к у р к о А. И. Щелочные породы Восточного Памира. — Изв. АН ТаджССР, Отд.геол.-хим. и техн. наук, вып. 2(4), 1961.

П о х в и с џ е в а Е. А. Геология Памира в свете новых данных. — Бюл. МОИП, отд. геол., № 4, 1976.

Р е з в о й Д. П. К характеристике тектонической границы между Тянь-Шанем и Памиром — ДАН СССР, т. 101, № 4, 1955.

Р е з в о й Д. П. О важнейших структурных швах Памира и Тянь-Шаня. — Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5, 6, 1958.

Р е з в о й Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1959.

Р е з в о й Д. П. Некоторые соображения о геологическом развитии Гималайской части Тетиса. — Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 7, 8, 1961.

Р о м а н ь к о Е. Ф., Ч е р н е р Э. С., Т а и р о в Э. З. К стратиграфии сарыкольской серии (Северный Памир). — Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, вып. 2(36), 1970.

Р у ж е н ц е в С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М., "Наука", 1968.

Р у ж е н ц е в С. В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М., "Наука", 1971.

С и д о р е н к о А. В., Л у н е в а О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М., АН СССР, 1961.

С и н и ц ы н В. М. Общая тектоника Высокой Азии. — Бюл. МОИП, отд. геол., т. 30, № 2, 1955.

С и н и ц ы н В. М. Об одной особенности геологической структуры Азии. — Тр. Геол. Музея им. А.П. Карпинского АН СССР, вып. 14а. М.-Л., 1963.

С и н и ц ы н Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. — Вестн. ЛГУ, № 17, 1957.

С и н и ц ы н Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во ЛГУ, 1960.

С л а в и н Е. И. О длительно развивающихся прогибах в Альпийской геосинклинальной области. — Сов. геология, № 6, 1964.

Славин В. И. Тектоника Афганистана. М., "Недра", 1976.

Спижарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР (Составление карт и основные вопросы тектоники). Л., "Недра", 1973.

Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., "Наука", 1968.

Таджидинов Х. С. К стратиграфии бартагского вулканогенного комплекса. - Изв. АН ТаджССР, Отд. геол.-хим. и техн. наук, № 3(12), 1963.

Тектоника Евразии. М., "Наука", 1966.

Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:5000000. Главный редактор Н.С.Шатский. М., ГУГК, 1956.

Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:5000000. Главный редактор Н.С.Шатский. Объяснительная записка, М., Госгеолтехиздат, 1957.

Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:10000000. Редактор А.А.Богданов. М., ГУГК, 1961.

Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:2500000. Главный редактор Т.Н.Спижарский. М., ГУГК, 1964.

Хабаров А. В. Восточная часть Музкольского хребта. - В кн.: ТКЭ 1932 г. М., Госхимтехиздат, 1933.

Хамидов М. Х. Петрология Ванчского гранитоидного интрузива (Памир). Душанбе, "Дониш", 1967.

Хайн В. Е. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. - Вестн. МГУ, геология, № 2, 1969.

Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе, "Илим", 1971.

Чернер Э. С., Буданов В. И. Новые представления о тектонике Памира. - ДАН СССР, т. 214, № 5, 1974.

Чуенко П. П. К геологии западной части Музкольского хребта. - Тр. ТПЭ, вып. 63. М.-Л., Госхимтехиздат, 1934.

Чуенко П. П. Геологическое строение Южного Дарваза. - Тр. ТПЭ, вып. 100. М.-Л., АН СССР, 1938.

Ш в о л ь м а н В. А. Тектоническое развитие
Памира в меловом и палеогеновом периодах. М., "Наука",
1977.

Ю д и н Г. Л. О геологическом строении Цент-
рального Памира. - Изв.ВГРО, т. 51, вып. 41. М.-Л.,
1932.

С О Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
В в е д е н и е	4
1. Обзор предыдущих тектонических работ	5
П. Принципы тектонического районирования складчатых областей	19
Ш. Докембрийское складчатое основание	22
1У. Тектоническая зональность Центрального Памира в гершинской структуре	31
У. Тектоническая зональность в альпийской (мезо-кайнозойской) структуре	63
У1. Важнейшие особенности тектонического строения Центрального Памира и его развития в палеозое и мезозое	144
Л и т е р а т у р а	165

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Таджикской ССР

Геннадий Пантелеевич Винниченко

ТЕКТНИКА ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

Под редакцией
Михаила Михеевича Кухтикова

Редактор издательства В.А.Москвитина
Технический редактор В.Н.Щемелинина
Художественный редактор Р.Абдуразаков
Корректоры Л.Д.Полисская, Л.И.Сергеева, Г.Ю.Максюкова

Сдано в набор 8.2. 1979г. Подписано к печати 28.5.1979 г.
КЛ 04983. Формат 60x84 1/16. Бумага тип. № 1. Печ. офсетная.
Усл.-печ.л. 10,46. Уч.-изд.л. 10,0. Тираж 600. Заказ 168.
Цена 1 руб. 50 коп.

Издательство "Дониш", г.Душанбе, 29, ул. Айни, 121, корп.2
Типография издательства "Дониш", г.Душанбе, 29, ул. Айни,121,
корп. 2.