

---

**ТЕКТОНИКА**  
**ЮГО-ВОСТОКА СРЕДНЕЙ АЗИИ**

ДУШАНБЕ — 1972

---

АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

---

ТЕКТОНИКА  
ЮГО-ВОСТОКА СРЕДНЕЙ  
АЗИИ

476

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ДОНИШ»  
ДУШАНБЕ—1972

АКАДЕМИЯИ ФАНҲОИ РСС ТОЧИКИСТОН  
ИНСТИТУТИ ГЕОЛОГИЯ

---

ТЕКТОНИКАИ  
ҶАНУБИ-ШАРҚИИ ОСИЁИ  
МИЁНА

НАШРИЯТИ «ДОНИШ»  
ДУШАНБЕ—1972



Редактор—доктор геолого-минералогических наук

**М. М. Кухтиков**

В работе излагаются данные по главнейшим разрывам края, а также материалы по тектонике и развитию некоторых районов Таджикистана.

Сборник был подготовлен к печати в 1967 г. По ряду обстоятельств книга выходит в свет только в 1972 г. Оригинальный материал, изложенный в статьях сборника, за истекшее время не утратил своей актуальности, однако библиография некоторых работ по указанной выше причине страдает известной неполнотой.

Сборник представит интерес для широкого круга геологов Средней Азии и специалистов-тектонистов.

С. А. ЗАХАРОВ

## О ВОЗМОЖНОЙ СВЯЗИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

(Тезисы доклада, прочитанного на выездной сессии  
Отделения наук о Земле АН СССР 8 октября 1964 г.  
в г. Душанбе)

1. Слоистые осадочные смятые в складки толщи содержат многочисленные полезные ископаемые, среди которых важнейшими являются нефть и газ. Без знания причин и механизма образования складок и сопровождающих их разрывов невозможно составление прогнозов строения глубоких горизонтов. Поэтому нередко поиски и разведка полезных ископаемых на глубине направляются неверно и ошибочные представления корректируются лишь в результате больших затрат времени и средств.

Существующие геотектонические гипотезы не в состоянии объяснить складчатость. Если различные характерные черты складчатой структуры «разбросаны» по различным зонам, иногда можно предположить, что формирование складок подчинено тому или иному механизму. Когда же эти черты сконцентрированы в пределах структурно единой складчатой области, эта возможность отпадает. Примером такой области может служить Таджикская депрессия. Имеются попытки найти выход в утверждении, что в пределах единой складчатой области могли действовать разные механизмы, но такие предположения совершенно неприемлемы. Эти вопросы были ранее обсуждены в ряде статей (см., напр., Захаров, 1964) и здесь к их разбору можно не возвращаться.

2. Изучение особенностей складчатой структуры Таджикской депрессии и многих других областей показывает,

что складкообразование не могло быть следствием приложения механической силы извне. Единственно мыслимым механизмом образования складок является общее пластическое течение слоистой толщи, комбинирующееся с более интенсивным ламинарным (послойным) течением, сосредоточенным преимущественно в глинистых пачках. Нужно подчеркнуть, что этому способствует пластичность глин, но это обстоятельство не является определяющим: мощные толщи более пластичных солей во многих случаях сминаются лишь пассивно.

Пластический поток мог возникнуть лишь при условии, что силы имели вектор, близкий к горизонтальному и были приложены непосредственно к массам пород толщи, испытывающей складчатость. Пока природа этих сил не выяснена и известны лишь их направление и, до некоторой степени, величина и время действия, целесообразно называть их не силами, а усилиями. Понятие о складкообразующих усилиях близко к общепринятому пониманию термина «стресс».

Складкообразующие усилия обычно сосредоточены в зоне, занимающей приблизительно горизонтальное положение, или несколько наклоненной от центрального поднятия к платформе или от некоторых горных сооружений к осевой части соседнего прогиба. В частности, в Таджикской депрессии зона максимальных усилий располагалась в восточной части области в верхних, кайнозойских горизонтах покрова, в центральной части — в меловой толще, в западной части — в пределах юрских отложений и фундамента. На основании имеющихся данных, уверенно можно говорить лишь о верхней границе зоны. Нижняя граница пока не может быть установлена точно и, видимо, является весьма нерезкой. Характер пространственного развития зоны складкообразующих усилий не выяснен, но есть основания предполагать, что фронт ее с течением времени распространяется центробежно (в Таджикской депрессии с востока на запад), а верхняя граница постепенно смещается вверх.

Аналогичные соотношения между глубиной заложения складкообразующих усилий и планом строения складчатой зоны были выявлены во многих геосинклиналях. Но эти факты не были систематизированы и роль их в развитии складкообразования поэтому не учитывалась. Так, для Юрских гор и Альп было отмечено, что «... между верхней структурной зоной и цоколем должны образоваться плоскости движения, так что верхняя зона как бы отделена от фундамента... В других случаях под верхней структурной зоной залегает, правда, такой же кристаллический цоколь, но

здесь оказывается, что кристаллизация и складкообразование имеют одинаковый возраст с движением верхней структуры. . . в различных частях земной коры граница структурных ярусов с самого начала лежала на различной высоте. В более жестких областях она залегает глубже, чем в более подвижных геосинклиналях, в которых магма очевидно первоначально поднималась выше» (Бубнов, 1934).

Указанные представления полностью объясняют особенности складчатой структуры Таджикской депрессии — дугообразное субконцентрическое расположение линий складок в плане, отгибание северных концов структур к востоку, изгибы простирающихся внутри области, дисгармонию строения, общую антивергентную структуру области, морфологические особенности отдельных складок и закономерное распределение на площади всего спектра структурных форм. Эти представления приложимы и к другим складчатым областям. Они позволяют давать уверенный прогноз строения глубоких горизонтов, пока неизменно оправдывающийся при разбуривании корневых частей складок. На основе этих представлений в Таджикской депрессии заложена первая сверхглубокая опорно-параметрическая скважина, одновременно нацеленная на поиски крупных залежей нефти и газа в юрских отложениях.

3. Развиваемые положения, даже несмотря на то, что основанные на них прогнозы оправдываются, останутся не более чем гипотезой, если мы не найдем на первое время хотя бы в форме предположения материальный источник сил, вызывающих складкообразование. На первый взгляд условию приложения механических усилий непосредственно к веществу пород могут отвечать два механизма трансформации вертикальных дифференцированных движений в горизонтальные: а) сжатие в вертикальном направлении слоистой толщи с выжиманием пластичных пород из участков большего сжатия и нагнетанием этих пород в места меньшего давления; б) гравитационное оползание со склонов поднятий. Однако оба эти механизма неприемлемы, поскольку они противоречат целому ряду как законов механики, так и геологических данных. Достаточно сказать, что первый механизм совершенно неприложим к объяснению покровной складчатости. Гравитационное оползание во многих областях, в их числе и в Таджикской депрессии, также не могло сформировать складчатую систему, так как в тех районах, где, судя по характеру вергентности, должны были быть поднятия, расположены глубокие прогибы. По-видимому источник складкообразующих сил следует искать

в глубинных физико-химических процессах. С этой точки зрения представляется бесспорным утверждение Г. Д. Афанасьева: «... тектоника и магматизм в частностях являются взаимообуславливающими, в основном же это два эндогенных процесса, неразрывно связанных между собой» (предисловие к сборнику «Проблемы магмы и генезиса изверженных пород», АН СССР, 1963).

4. Рассмотрим «классический» случай развития геосинклинали. Геосинклиальный пояс закладывается рядом с поясом, уже прошедшим стадию геосинклиального развития, но нередко еще не превратившимся в платформу. Это состояние мы называли тергальным. Порядок смены режимов, характер движений и вновь образующихся структур, а также, в особенности, проявлений магматизма, позволяют предполагать, что обстановка растяжения верхней мантии и нижней части коры переместилась из тергали в новообразующуюся геосинклиаль.

В первую стадию развития геосинклиаль представляет собою единый прогиб, в котором накапливаются вулканогенно-осадочные толщи мощностью в несколько тысяч метров. В дальнейшем, в наиболее простом случае, в осевой части прогиба начинает развиваться центральное поднятие, что сопровождается здесь начальными фазами складчатости. По мере развития поднятия складчатость усиливается, а область ее проявления расширяется. Одновременно в осевую часть поднятия внедряются интрузии гранитов. Вместе со складчатостью развиваются и процессы метаморфизма. На третьем этапе расширяющееся поднятие оттесняет краевые прогибы, на которые разделился единый геосинклиальный прогиб, в одну сторону — к тергали, в другую — к поясу, которому предстоит еще пройти стадию геосинклиального развития. В некоторых случаях геосинклиаль может с одной или с обеих сторон обрамляться платформой. Складчатость также мигрирует в латеральном направлении и ее заключительные фазы проявляются в краевых прогибах. Иногда геосинклиаль может быть сложной, состоять из нескольких прогибов второго порядка, и мы будем иметь дело с геосинклиальным поясом, слагаемым несколькими геосинклиналями и разделяющими их геоантиклиналями.

Такой общий план развития геосинклинали в настоящее время, как будто, возражений не вызывает, если не касаться возможных его усложнений. Вопрос заключается в генетическом единстве образования гранитоидных интрузий, центральных поднятий и складчатости. При этом следует обратить внимание на историческое развитие складчатости. В на-

чальные фазы возникают довольно крупные простые конседиментационные складки на месте будущего центрального поднятия. Фазы главной складчатости характеризуются усложнением этих крупных складок разрывами (надвигами, взбросами) и тесно сжатыми складками, не имеющими четко выраженной тенденции к наклонам в одну сторону. Обычно этим фазам сопутствует внедрение масс гранитоидной магмы или гранитизация, интенсивный метаморфизм пород и вывод поднятия из-под уровня аккумуляции осадков. Крупные конседиментационные складки основания развиваются в это время в прилегающих частях прогибов. Наконец, в заключительные фазы складчатости, покровные отложения в прогибах сминаются в сжатые и гребневидные складки второго порядка, обычно наклоненные в сторону осевых частей прогибов. В узких прогибах складки в процессе развития выполняют прогиб и надвигаются на край платформы или тергали, «подминая» его. В прогибах, превышающих в поперечнике 100 км, нередко можно наблюдать в периферической, удаленной от центрального поднятия, части развития складок фундамента, наклоненных к оси прогиба, причем ближе к последней они осложнены складками покрова, наклоненными в ту же сторону, так что структура прогиба в целом приобретает антивергентное строение. По удалении от осевой части прогиба покров изгибается пассивно на складках фундамента (такие формы складок обычно, но не вполне верно, называют «глыбовыми»). Складчатость основания постепенно затухает в платформе или тергали.

5. В острой дискуссии между «трансформистами», или как их еще называют «гранитизаторами», «эманационистами» и т. д. с одной стороны и «магматистами» — с другой, было высказано много убедительных доводов. Нас будет интересовать не сравнительная оценка этих идей, и даже не их конечная правота, а те явления, которые признаются всеми. Как сторонники происхождения гранитоидов путем перекристаллизации пород в твердом состоянии признают возможность образования и последующего поднятия силикатных расплавов, так и защитники представлений о первичности магм не отрицают категорически роли высоких температур, давлений и значения газовых эманаций в процессах метаморфизма пород вплоть до гранитизации (Абдуллаев, 1954; Баддингтон, 1963).

Непосредственные геологические наблюдения убеждают нас в существовании, например, непрерывного ряда от глин, через глинистые сланцы, филлиты, кристаллические сланцы и гнейсы, к мигматитам и пранитам. Структурные фор-

мы мигматизированных пород отчетливо показывают невозможность образования их путем непосредственного внедрения первичной гранитной магмы (см., например, Павлова, 1964).

6. Эти явления послужили основой разработки нескольких убедительных геотектонических гипотез. Наиболее полно такие гипотезы развивают Р. В. ван Беммелен (1956, 1957; *Bemmelen*, 1935), а у нас — В. В. Белоусов (1943, 1962). По этим гипотезам непосредственный приток кислого материала из глубин земного шара, либо поступление эманаций, уменьшающих основность веществ мантии или нижней части коры, вместе с возможным повышением температуры и понижением давления, ведут к увеличению объема и, отсюда, к первичным вздутиям, создающим в верхней части коры дифференцированные вертикальные движения. Другим следствием может быть образование магмы. Эти представления, возможно правильные в своей основе, кажутся логически незавершенными и вызывают существенные возражения. Оставляя в стороне некоторые соображения как геохимического, так и геотектонического порядка, касающиеся «первичного» тектогенеза, подчеркнем лишь, что необходимость прибегать для объяснения складчатости к представлениям о механической трансформации вертикальных движений в горизонтальные не позволяет безоговорочно принять эти гипотезы. Вместе с тем, само поступление флюидов из глубин Земли несомненно, на что указывают метасоматоз, мигматизация пород, а также непосредственные выделения ювенильных растворов и газов по глубинным разломам, в фумаролах и т.д.

7. По химическому составу глубинные газы и растворы можно условно разделить на две группы: пневматические и гидрогенизирующие. К первым относятся пары воды, кислородсодержащие соединения углерода, щелочных и щелочноземельных металлов, а также галоиды, соединения кремния, бора и некоторые другие. Группа гидрогенизирующих агентов включает водород и соединения с водородом углерода, азота, серы. Отмечу, кстати, что ювенильное происхождение углеводородов нередко оспаривается, но изучение включений газов и битумов в изверженных породах даже архейского комплекса (напр. Петерсилье, 1964) не оставляет места сомнениям. Особняком стоят молекулярный азот и благородные газы, выделяющиеся в небольших количествах.

Чрезвычайно важно было бы установить, в какой форме проникают эманации в земную кору. По-видимому, даже

тонкая пелена осадочного покрова может быть почти непроницаемой не только для жидкой, но и для газовой фазы, и для проникновения флюидов необходимо особое состояние земных оболочек, например, растяжение и возникновение открытых трещин. Существует представление о возможности иммиграции флюидов в ионной форме, как это предположил Баклунд (Backlund, 1946). Эти представления получили развитие в позднейших геохимических работах. Они, видимо, являются весьма важными, поскольку таким путем устанавливается возможность диффузии флюидов даже в кристаллическую решетку. Однако и в этой форме вертикальное распространение флюидов представляется ограниченным. Кроме того, способность к миграции разных флюидов различна. Так, например, вода обладает гораздо большим потенциалом диффузии, чем окислы щелочных металлов.

8. Процесс метаморфизации осадочных и вулканогенных образований, судя по литературным данным, происходит под воздействием флюидов пневматолитической группы. Это воздействие приводит к метаморфизму пород, вплоть до гранитизации. В первую очередь из осадочных пород метасоматозу подвергаются глины, а также аркозовые песчаники. При этом элементы фемических минералов (Fe, Mg, Ca) вытесняются, и окружающие участки земной коры базифицируются. Горные породы, обезвоженные и уплотненные в процессе диагенеза, испытывают увеличение объема как временное, в силу их разогрева, так и постоянное, вследствие притока вещества, изменения минерального состава и перестройки структуры. Эти положения основаны на данных и выводах С. Е. Wegmann (1935), D. L. Reynolds (1946, 1947, 1958), P. E. Escola (1950), Д. С. Коржинского (1952, 1953, 1955), E. Bederke (1953), F. W. Dickson (1958), Г. Д. Афанасьева (1953, 1963), Ю. А. Кузнецова (1963), А. И. Стрыгина (1963), Г. М. Гапеевой (1964), и др. Подобные выводы послужили основой отмеченных выше геотектонических гипотез. Таким образом, нам следует обсудить лишь вопрос, может ли диффузия флюидов и вызываемое ею увеличение объема пород явиться причиной складчатости без механического преобразования вертикальных движений в горизонтальные.

9. Чтобы в общих чертах представить себе, каким образом поднятие вещества в форме флюидов из глубин земного шара может вызвать складкообразование, предположим, что растяжение и связанная с ним проницаемость земной коры в осевой части геосинклинали достигли нижних гори-

зонтов толщи геосинклинальных осадков. Осадки прошли стадию раннего диагенеза и находятся в стадии эпигенеза, при котором еще нет направленного изменения элементарного состава. Такие осадки, вероятнее всего, для флюидов являются полупроницаемыми. При этом, в силу большей проницаемости карбонатных и песчаниковых слоев, распространение по ним флюидов под давлением должно быть значительно большим, чем по соленосным и глинистым слоям. Но флюиды все время соприкасаются с последними по плоскостям напластования и проникают в эти слои. В результате общий фронт будет распространяться по горизонтали значительно быстрее, чем по вертикали и, практически, продвижение фронта в этом последнем направлении будет в основном подчинено дальнейшему развитию обстановки растяжения в вышележащих осадочных толщах.

Соединения Ca, Mg, Fe и некоторых других элементов по пути частично будут «оседать» в карбонатных толщах, что в условиях высоких температур и давлений вызовет их перекристаллизацию, доломитизацию, а при более высоких степенях метаморфизма — скарнирование, иногда без всякой видимой связи с магматическими телами. Но видимо эти процессы не влияют очень существенно на объем карбонатных пород. Осаждение кремнезема и некоторых других окислов в песчаниках и постепенная гранитизация их также не вызовут очень больших изменений. В наибольшей мере процессы метаморфизма коснутся глин, объем которых, соответственно, увеличится больше, чем объем других пород. Уже привнос небольших количеств Na, Si, Al должен послужить началу процесса, конечным результатом которого будет гранитизация. Если правильно предположение об ионной форме флюидов, замещение алюминием силиция в кристаллической решетке кварца и внедрение атомов натрия поведут к образованию полевых шпатов. Для преобразования глинистых минералов — каолинита, галлуазита, пиррофиллита, монтмориллонита — в полевые шпаты, слюды, амфиболы, кристаллический кварц требуются лишь высокое давление и привнесение кинетической энергии. Следует напомнить, что при давлении в 4000 бар и температуре 600°C, в присутствии паров воды, глины и аркозовые песчаники образуют силикатные расплавы состава гранитной магмы, как показали эксперименты Виара и Собатье (1959), Уайли и Таттла (1960). К этому нужно добавить, что с привнесением паров воды и кремнезема внедрение натрия послужит, как считают некоторые геохимики, «спусковым крючком» и далее реакции будут протекать экзотермически.

Наиболее существенным для разбираемого вопроса является увеличение объема глин при их метаморфизации. Если бы это увеличение охватывало слой на всем его протяжении, произошло бы только общее увеличение мощности. Иное будет происходить при постепенном латеральном распространении фронта внедрения флюидов и обусловленной ими метаморфизации. Процесс перекристаллизации вызовет ориентированный рост кристаллов. Последнее, благодаря кристаллизационной силе, имеющей, как известно, весьма заметную величину — до  $10 \text{ кг/см}^2$  (Лазаренко, 1963), является «передаточным механизмом» между диффузией флюидов и увеличением объема породы. Несмотря на то, что величина кристаллизационной силы на 2—3 порядка меньше, чем гидростатическое давление, она может вызвать, благодаря длительности процесса и ползучести пород, деформацию и движение последних. Это обусловлено векториальностью действия кристаллизационной силы вследствие того, что сам процесс перекристаллизации пород в слое будет развиваться направленно, центробежно от осевой зоны геосинклинали. Сопrotивление относительно пластичных глин за фронтом метаморфизма в каждом отдельном слое неизбежно окажется меньше, чем вес столба вышележащих пород и в слое глин будет происходить смещение вещества от центрального поднятия в сторону платформы, соседней геантиклинали или краевого прогиба. В действительности процесс будет идти непрерывно, что можно уподобить ряду следующих одна за другой волн метаморфизации. Это, в конечном счете, приведет к горизонтальному пластическому потоку всей слоистой толщи и к более интенсивному течению сланцевых пачек среди мощных слоев песчаников, известняков и т. п.

Верхняя граница зоны усилий, вызывающих горизонтальное течение пород, будет наклонена от осевого поднятия, так как вертикальное и латеральное распространение фронтов метаморфизма является постепенным.

Таким образом, в отличие от общепринятого взгляда на стресс, как на основную причину метаморфизма в верхних горизонтах земной коры в пределах подвижных зон (см., напр., Семенов, 1963; Судовиков, 1964), в предлагаемой гипотезе стресс и складкообразование являются следствием метаморфизма. Правильнее же считать, что обе эти группы явлений подчинены общему началу — иммиграции энергии и вещества из глубоких частей Земли.

Результат этих процессов, хотя и истолкованный несколько иначе, может быть иллюстрирован кратким описани-

ем, данным С. Бубновым (1934): «... в Пеннинских Альпах... кристаллические и более молодые породы интенсивно смяты в складки и были перекристаллизованы еще во время складкообразования... здесь кристаллические породы, а также облекающие их более молодые пласты, в период складкообразования были приведены в крайне подвижное состояние или, по выражению Зандера, испытали «мобилизацию текстуры» («Mobilisierung des Gefüges»), породы были охвачены движением вплоть до микроскопических элементов; собственно каждая плоскость сланцеватости стала поверхностью движения. Зандер показал, что эти мельчайшие движения частиц суммируются в большие, видимые, горизонтальные движения». Кристаллические сланцы «оказываются подвижными горизонтами с микроскопическим перемещением отдельных структурных частиц, которые, однако, суммируясь, дают в результате более крупные движения».

10. Предлагаемая концепция складкообразования, которую можно назвать пликумфлюидной хорошо объясняет механизм складчатости вообще и многие особенности складчатых зон. Так, например, развитие сжатых складок в осевых частях поднятий, вызывающие затруднения при попытках истолковать складкообразование как результат механического воздействия извне (особенно снизу), находят свое объяснение в наиболее интенсивном процессе метаморфизма в этой зоне как вследствие осевого ее положения, так и благодаря возникновению нескольких встречных потоков, поскольку в зоне растяжения могло образоваться несколько подводных путей эманаций, например, в виде разломов. Преимущественное течение глинистого материала объясняет образование глиняных диапиров, ставившее в тупик многих исследователей. Глубина заложения максимальных горизонтальных напряжений для каждого этапа развития складчатой зоны обусловлена уровнем проникновения флюидов в земную кору и степенью метаморфизации нижележащих горизонтов. Находит свое объяснение и погружение зоны максимальных напряжений от центрального поднятия к платформе. Такое погружение свойственно не только Таджикской депрессии, но и большинству складчатых зон. Этим же объясняется распределение типов складчатости, т. е. применяя термины, предложенные В. В. Белоусовым, постепенная смена складчатости общего смятия складками нагнетания, а этих последних — глыбовыми складками. Разумеется, представления о механизме образования складок будут совершенно иными, чем у

Белоусова. Так, «глыбовые» складки следует рассматривать как настоящие складки, осложненные взбросами, но образованные пластическим течением не в покрове, а в субстрате, который, как правило, также является слоистым сооружением; покров же изгибается пассивно на ядрах, образуемых активными горизонтами фундамента, что и создает ложное представление о деформации покрова вертикально движущимися блоками.

11. Небезынтересно отметить попутно и совсем иную роль второй группы флюидов, которые мы условились называть гидрогенизирующими. Значение этих флюидов в процессе метаморфизма ничтожно, но, видимо, они являются одним из двух главных факторов образования нефти и газа. Дело в том, что органическое вещество уже на первых стадиях разложения и захоронения теряет больше водорода, чем углерода. Этот процесс продолжается и при диагенезе вмещающих осадков. В результате, отношение C/H в погребенном органическом веществе становится значительно больше, чем в нефти и газе, и превратиться в последнее оно ни в коем случае не может. Если же предположить, в соответствии с микстогенетической гипотезой, что в условиях повышенных температуры и давления и в присутствии катализаторов (напр., силикагеля) частицы органического вещества, «омываемые» флюидами второй группы, могут вновь гидрогенизироваться, очевидно, они в состоянии перейти в газообразные и даже в жидкие углеводородные соединения. По-видимому, это единственно мыслимая возможность образования нефти и газа (Захаров, 1959).

12. Предлагаемая вниманию пликумфлюидная гипотеза еще далеко не разработана. В частности, почти совершенно нет данных о количественной стороне изменения объема различных пород при их метаморфизации. Кроме того, судя по недостаточно изученным структурным соотношениям, в земной коре могут возникать локализованные пластические потоки, перемещающие вещество коры (точнее, всей тектоносферы) на десятки и даже сотни километров. Для создания таких потоков перемещение вещества, которое может быть вызвано метаморфизмом пород, явно недостаточно. Имеются и еще некоторые явления, не укладывающиеся в разобранную схему. Представляется, однако, что гипотеза указывает перспективные направления исследования причин и механизма складкообразования.

В период времени между 1964 г., когда гипотеза складкообразования была доложена и представлением настоящих тезисов к опубликованию, автором разрабатывалась более

общая гипотеза зонного тектогенеза, органической частью которой является пликумфлюидная гипотеза. Соображения о зонном тектогенезе снимают многие затруднения, в частности, касающиеся многокилометровых перемещений тектоносферы.

#### ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолтехиздат, 1954.

Афанасьев Г. Д. Материалы к проблеме происхождения гранитов в свете данных по гранитоидам некоторых областей СССР. Тр. ИГН АН СССР, вып. 148, 1953.

Афанасьев Г. Д. К проблеме гранитов. В сб.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». АН СССР, 1963.

Баддингтон А. Формирование гранитных тел. ИЛ, 1963.

Белоусов В. В. Миграция радиоэлементов и развитие структуры Земли. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 6, 1942; № 3, 1943.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. 2 изд. Госгеолтехиздат, 1962.

Беммелен Р. В. Горообразование. ИЛ, 1956.

Беммелен Р. В. Геология Индонезии. ИЛ, 1957.

Бубнов С. Н. Основные вопросы геологии. Госгоргеолнефтеиздат, 1934.

Гапеева Г. М. О характере связи процессов петрогенезиса и тектогенеза. В сб.: «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений» М., Изд-во «Наука», 1964.

Захаров С. А. Некоторые вопросы нефтегазообразования в Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, вып. 3, 1959.

Захаров С. А. Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сейсмоструктурного районирования Южного Таджикистана. В сб.: «Проблемы геологии Таджикистана». АН Тадж. ССР, 1964.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. АН СССР, 1953.

Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанных со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. I Всесоюз. петрогр. совещ. АН СССР, 1955.

Кузнецов Ю. А. О типах ассоциаций магматических пород с участием гранитов и проблема происхождения гранитных магм. В сб.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». АН СССР, 1963.

Лазаренко Е. К. Основы генетической минералогии. Изд-во Львовск. ун-та, 1963.

Павлова Т. Г. Соотношение между складкообразованием и гранитным магматизмом в Южном Улутау. Тр. ГИН АН СССР, вып. 101, 1964.

Петерсилье И. А. Газовая составляющая и рассеянные битумы изверженных и метаморфических горных пород. В сб.: «Петрографические формации и проблемы петрогенезиса», Изд-во «Наука», 1964.

Семенов Н. П. Метаморфизм подвижных зон. АН Укр. ССР, 1963.

Стрыгин А. И. Гранитизация пород в Украинском щите. В сб.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». АН СССР, 1963.

Судовиков Н. Г. Тектонические движения и региональный метаморфизм. В сб.: «Вопросы магматизма и метаморфизма», т. 2, Ленинград. ун-т, 1964.

Backlund H. G. The granitization problem. «Geol. Mag.», v. 83, 1946.  
Bederke E. Regional Metamorphose und Granitaufstieg. «Geol. Rundsch.», Bd. 41, 1953.

Веммелен R. W., van. The Undation theory on the development of the Earth's crust. «Prec. 16th Int. Geol. Congr.», Washington, v. 2, 1935.

Dickson F. W. Zone melting as a mechanism of intrusion (Arstract). «Amer. Geophys. Union, Program 29th Ann. Meeting», v. 35, 1958.

Escola P. E. The nature metasomatism in the processes of granitization. «Intern. Geol. Congr., Rep. XVIII sess.», pt. 3, Lnd, 1950.

Reynolds D. L. The sequence of geochemical changes leading to granitization. «Quart. J. Geol. Soc. Lnd.», v. 102, 1946.

Reynolds D. L. The granite controversy. «Geol. Mag.», v. 84, N 4, 1947.

Reynolds D. L. Granite: some tectonic, petrological, and physico-chemical aspects. «Geol. Mag.», v. 95, 1958.

Wegmann C. E. Zur Deutung der Migmatite. «Geol. Rundsch.», Bd. 26, 1935.

Wyart J., Sobotier G. Transformation des sédiments argileux, sous de l'eau a pression élevées. Application au phénomène de granitisation. «C. R. Acad. Sci.», t. 248, N 24, 1959.

Wyllie P. J., Tyttle O. F. Melting in the Earth's crust. Тезисы к 21-й сессии МГК, АН СССР, 1960.

С. А. ЗАХАРОВ

### ОИД БА ИМКОНЯТНОКИИ АЛКАИ БАЙНИ ПРОЦЕССХОН ГЕОХИМИКИ ВА ЧИНХОСИЛКУНИ

Аз чуқуриҳои Замин ба зонаҳои гузаронандагии кишри заминӣ флюидҳо — моддаҳои серҳаракати энергетикӣ мебароянд. Дар ин ҳангом ғафсиҳои қабат-қабати таҳшинҳо (хусусан таҳшинҳои гилнок) ба метаморфизм дучор шуда ҳаҷмашон зиёд мешавад. Зиёдшавии ҳаҷми таҳшинҳо ба бавучудомадани деформацияҳои чиндор роҳ медиҳад. Ҳамин тариқ, метаморфизми таҳшинҳо сабаби чинҳосилкунӣ мебошад, на бар ақс, чи тавре ки ҳисоб карда мешуд.



Г. П. ВИННИЧЕНКО

### МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРО-ЗЕРАВШАНСКОГО РАЗЛОМА И ЕГО РОЛЬ В АЛЬПИЙСКОЙ СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Одной из характерных особенностей современной структуры Центрального Таджикистана является наличие многочисленных крупных дизъюнктивных нарушений. Подавляющее большинство их возникло еще в герцинский этап тектогенеза. В мезозое, палеогене и, особенно, в неоген-четвертичное время движения по многим палеозойским разломам возобновляются. Причем, значение их в ряде случаев не ограничивается простым нарушением в залегании мезозойско-кайнозойских отложений. Устанавливаются крупные разломы, которые в отдельные моменты послепалеозойской истории служили границами областей аккумуляции осадков и, следовательно, принадлежат к структурам длительного формирования. Морфологически они чаще всего представлены взбросами, переходящими нередко в крутые надвиги.

Один из таких разломов прослеживается в виде непрерывной исключительно отчетливо выраженной линии вдоль северного склона Зеравшанского хребта из бассейна р. Риват в верховья р. Зеравшан. В строении его южного крыла участвуют силурийские песчаники и сланцы и терригенно-карбонатные образования жаменноугольного возраста. В верховьях р. Вашан в южном крыле имеются также юрские конгломераты. В северном крыле существенную роль играют силурийские и мезозойско-кайнозойские породы (рис. 1). Геологам, проводившим свои исследования в Центральном Таджикистане, данный разлом известен как Севе-

ро-Зеравшанский разлом (Кухтиков, 1966). О. К. Чедия и Н. А. Брусничкина (1965) предлагают его именовать Захматбадским, что на наш взгляд не совсем удачно, в связи с чем мы оставляем за интересующим нас разломом первое название.



Рис. 1. Схематическая геологическая карта среднего течения р. Зеравшан: 1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — карбоновые отложения; 3 — силурийские отложения; 4 — Зеравшанский краевой разлом; 5 — Северо-Зеравшанский разлом; 6 — линии геологических разрезов.

В плане Северо-Зеравшанский надвиг имеет вид полого выпуклой к северу дуги, концы которой прилегают к Зеравшанскому краевому разлому, детально описанному М. М. Кухтиковым (1964). Наблюдения показывают, что характер и морфология его на различных участках неодинаковы. Наряду со сложным строением контакта, когда он представлен серией сближенных мелких разрывов, отмечаются места, где разлом выражен всего лишь одной поверхностью. Падение сместителя в целом южное, углы падения колеблются в довольно широких пределах, от  $40^\circ$  до  $90^\circ$ . В связи с этим линия надвига имеет слегка волнистый характер.

На западном фланге в междуречье Риват-Вашан Северо-Зеравшанский разлом характеризуется юго-западным простиранием. К северо-западу от него на древней поверхности выравнивания, выработанной на палеозойских породах, залегает толща мезозоя и кайнозоя, дислоцированная в синклиналию складку. Ширина ее 2—2,5 км. В северном крыле синклинали отложения мела и палеогена падают на юго-восток ( $165\text{—}170^\circ$ ) под весьма пологими углами, порядка  $5\text{—}7^\circ$ . Ближе к ядру, сложенному красноцветами олигоцен-миоцена, углы падения возрастают и уже в райо-

не сел. Вашан достигают  $25-30^\circ$ . Южнее падения меняются на обратные северо-западные ( $345-350^\circ$ ), а наклон слоев доходит до  $45-50^\circ$ . В верховьях р. Вашан синклиналь сменяется сильно нарушенной мелкими разрывами и трещиноватостью антиклиналью, опрокинутой к северо-западу. В ее ядре в нижней части левого борта р. Вашан наблюдаются юрские песчаники и конгломераты преимущественно кварцево-кремнистого состава. С юга на нее надвинуты отложения силура и карбона, с лежащими на них юрскими конгломератами. Падение плоскости сместителя  $55^\circ$ .

Судя по положению подошвы юрских отложений северного и южного крыльев разлома величина смещения по вертикали за мезозойско-кайнозойский этап не более 500 м.

Восточнее в верховьях Амсоая Северо-Зеравшанский разлом приобретает широтное простирание, а структура мезозойско-кайнозойских отложений северного крыла значительно упрощается (рис. 2). Здесь наблюдается сравнительно узкая опрокинутая к северу синклиналь, в ядре которой

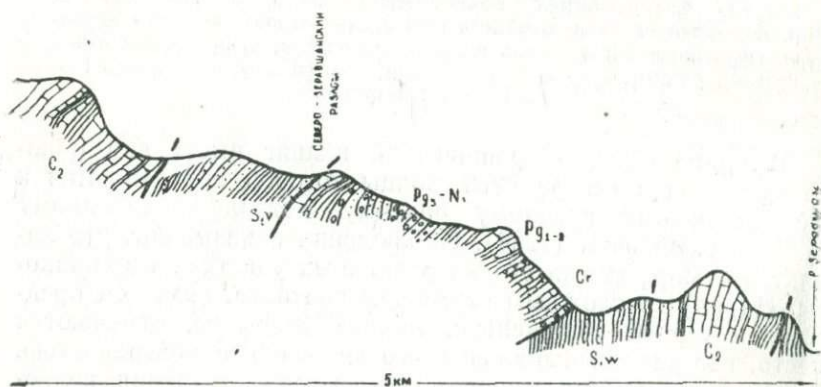


Рис. 2. Схематический геологический разрез по левому борту р. Амсо-сай.

обнажаются красноцветные песчаники, алевролиты и конгломераты, относящиеся к олигоцен-миоцену. Северное крыло синклинали, сложенное также как и в междуречье Риват-Вашан породами мела и палеогена, имеет наклон на юг под углами  $10-12^\circ$ . В южном крыле отмечается опрокидывание слоев. Туркестанские глины и алайские известняки, падающие на юг под углами  $30-35^\circ$  и более, залегают на красноцветах олигоцен-миоцена. С юга синклиналь ограничена надвигом силурийских песчаников и сланцев. Плоскость надвига имеет ясно выраженный козырьковый характер, ко-

торый виден и в более восточных районах по долинам рек Мадм, Кум, Маргузар. В водораздельных частях углы падения сместителя не превышают 35—40°. В местах глубокого вреза у русел рек падение становится более крутым и достигает 65—70°. В зоне разлома сохранились зеркала скольжения со штрихами нескольких направлений, что указывает на неоднократность тектонических подвижек по нему. Соотношение штрихов со слоистостью свидетельствует о преимущественно вертикальных движениях. Угол между наиболее ясными штрихами и слоистостью пород равен 72—78°. Плоскость основного контакта сопровождается серией более мелких разрывов. Один из таких разрывов, прослеженный на расстоянии 150—200 м в верховьях Амсосая, разграничивает песчаники и сланцы силура и терригенно-карбонатные отложения верхнего палеозоя. Вдоль него на левом борту Амсосая наблюдались фрагменты сильно перетертых осветленных известняков алайского яруса. На правом борту Амсосая, а также в бассейне р. Мадм весьма характерным для зоны разлома является наличие милонитов, которые исчезают на расстоянии нескольких метров от контакта силура и верхнего палеозоя. Кроме милонитов, зона контакта сопровождается обильной трещиноватостью, прослеживающейся как в северном, так и в южном крыле разлома. Мощность зоны трещиноватых пород от нескольких метров до первых десятков метров. Силурийские песчаники и сланцы южного крыла разлома падают круто на юг; на фоне этого общего залегания изредка отмечается мелкая складчатость. Амплитуда смещения по разлому около 1000 м.

На участке от долины р. Зарават до сел. Хушекат Северо-Зеравшанский разлом по существу представлен всего лишь одним разрывом (рис. 3). К северу от него сохранилась узкая полоска моноклинально падающих на юг отложений мела залегающих на силурийских сланцах и самых нижних слоев палеогена. Угол падения слоев у северного края полосы 30—35°, ближе к разлому он увеличивается до 45—50°. В долине р. Зарават под меловыми породами обнажаются также юрские конгломераты и песчаники, выполняющие, очевидно, небольшое понижение в древнем рельефе. Необходимо заметить, что как юрские, так и мел-палеогеновые отложения в указанном участке характеризуются крайне неполными, маломощными разрезами со значительным количеством грубообломочного материала, что указывает на замедленность прогибания данного участка в мезозое и палеогене. Южное крыло разлома, сложенное силурийскими сланцами с горизонтами и пачками песчаников, отличается на-

личие мелкой прихотливой складчатости. В целом же структуры, образованные силурийскими отложениями, подходят к плоскости разлома под некоторым острым углом и срезаются им. Падение сместителя разлома южное. В отличие

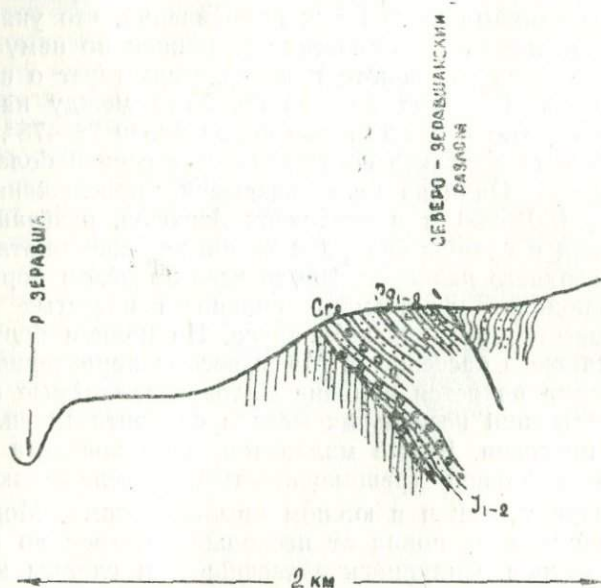


Рис. 3. Схематический геологический разрез по левому борту р. Зерават.

от более западных районов козырьковый характер его здесь почти не выражен. Наблюдается лишь небольшая изогнутость поверхности контакта; на водоразделах угол наклона данной поверхности составляет  $45-50^\circ$ , в гипсометрически пониженных местах  $60-65^\circ$ . Величина вертикально-го перемещения блоков по разлому составляет  $1000-1500$  м.

В районе сел. Хушекат Северо-Зеравшанский разлом пересекает долину р. Зеравшан и выходит на ее правый борт. Каких-либо существенных дислокаций речных террас в зоне разлома при этом не наблюдается. Отмечается лишь некоторое увеличение мощности галечников к северу от линии разлома. Однако это увеличение связано, по всей вероятности, не с тектоническими движениями, а обусловлено эрозийными процессами. Рыхлые мезозойско-кайнозойские образования северного крыла разлома значительно легче размывались рекой, чем плотные метаморфизованные песчаники и сланцы силура, в связи с чем в области развития

мезо-кайнозой образуется эрозионная впадина, которая заполняется речными осадками.

От сел. Хушекат Северо-Зеравшанский разлом протягивается вдоль нижней части правого борта р. Зеравшан, в долину р. Крут. Характер разлома проследить в данном месте не представляется возможным, в виду широкого развития современных оползневых и карстовых процессов. Тем не менее, в отдельных случаях видно, что разлом сопровождается мощной зоной милонитизированных и брекчированных пород. Силурийские сланцы и песчаники настолько сильно измяты, спрессованы и изменены, что становится иногда невозможно определить их первоначальный облик. На правом борту нижнего течения р. Крут в юрских конгломератах и углисто-глинистых породах, лежащих на выветрелой поверхности силурийских песчаников, видна узкая синклираль, опрокинутая к северу под углом  $60-65^\circ$ . Размах крыльев ее  $15-20$  м. С севера она ограничена небольшим разрывом, за которым следует широкое поле мел-палеогеновых пород. В левобережье р. Крут данный разрыв меняет свое простирание на субмеридиональное и уходит в бассейн р. Засун, где он затухает. Лежащие к северу от него отложения мела и палеогена падают на юго-восток, углы падения меняются с севера на юг от  $3-5^\circ$  до  $12-15^\circ$  и более. Плоскость основного разрыва Северо-Зеравшанского разлома в русловой и левобережной части р. Крут имеет юго-восточное падение с углами наклона  $65-70^\circ$  (рис. 4).

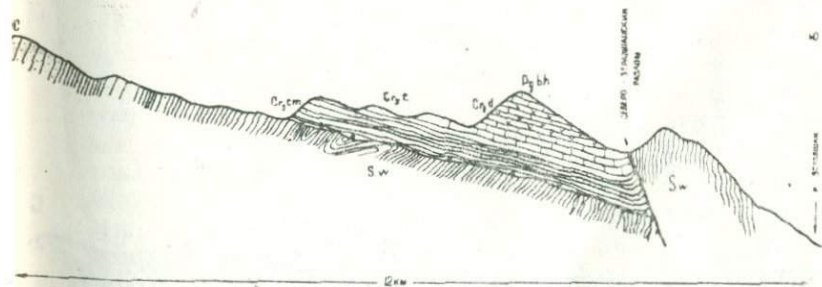


Рис. 4. Схематический геологический разрез по левому борту р. Крут.

Мезозойско-кайнозойские породы вдоль него вздернуты, иногда стоят на головах и даже бывают опрокинуты. Разлом сопровождается сильными изменениями пород, выражающимися в образовании милонитов, катаклазе и трещиноватости как мезозойско-кайнозойских, так и палеозойских пород. Изменения быстро убывают по мере удаления

от контактовой зоны и исчезают на расстоянии 8—10 м. У русла р. Крут катаклазированию и милонитизации подверглись также дайки кислых пород небольшой мощности внедрившейся вдоль разлома. В отдельных местах эти породы превращены в белую «муку». Амплитуда разлома в районе Хушеката около 1000—1200 м.

С левого водораздела р. Крут Северо-Зеравшанский разлом протягивается на юго-запад к северной окраине сел. Засун и далее переходит на левый борт р. Зеравшан, где простирается его вновь становится широтным. От сел. Засун до сел. Парз разлом тянется параллельно р. Зеравшан в нижней части ее левого борта. Для мезозойско-кайнозойских отложений северного крыла разлома в указанном участке характерно опрокинутое залегание. Вдоль контакта вначале обнажаются сеноманские красноцветные песчаники и конгломераты, падающие на юг под силурийские сланцы. Под конгломератами и песчаниками лежат туронские глины и сенонские зеленые глауконитовые известняки и мергеля. Против сел. Фатьме на левом борту р. Зеравшан туронские глины смяты в мелкие сложные складки, среди которых выделяется опрокинутая к северу антиклиналь. На правом борту сая Испан в его приустьевой части сенонские известняки стоят на головах. Севернее по р. Испан наблюдается синклиналь, образованная мел-палеогеновыми породами (рис. 5). В ядерной части она осложнена узким антиклинальным перегибом и небольшим разрывом, падающим

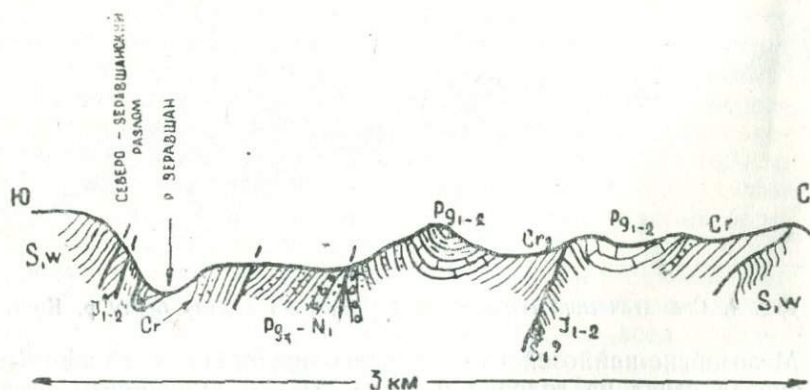


Рис. 5. Схематический геологический разрез по правому борту р. Испан.

на юг под углом 45°. Южное крыло синклинали более крутое и ограничено с юга разрывом, вдоль которого красноцвет-

ные породы олигоцен-миоцена вздернуты. У русла р. Испан у этого разрыва обнажаются сильно перетертые черные углесто-глинистые отложения юры, лежащие на песчаниках силура. В левобережье р. Зеравшан против устья р. Испан юрские и меловые образования разбиты серией небольших разрывов на узкие линзовидные в плане блоки. Внутренняя структура одного из блоков (крайнего северного) представлена опрокинутой к северу синклиналью, в ядре которой лежат отложения мела. В других блоках пласты моноклинально падают на юг под очень крутыми углами, достигающими нередко  $85-90^\circ$ . Силурийские песчаники и глинистые сланцы в зоне контакта интенсивно милонитизированы и имеют черный сажистый облик, вследствие чего они в ряде случаев бывают трудно отличимы от юрских угленосных образований. Южнее на некотором удалении от линии контакта сланцы и песчаники силура падают на юг-юго-запад под углами  $70-80^\circ$ .

В районе сел. Парз разлом отклоняется к северо-востоку ( $75-80^\circ$ ) и протягивается на правый борт р. Зеравшан к устью р. Пахурд. Далее он вновь пересекает р. Зеравшан севернее сел. Фальмаут и уходит на северный склон Зеравшанского хребта, постепенно приближаясь к его водораздельной части по мере движения на восток. Весьма характерным для этой части разлома является некоторое выполаживание углов падения плоскости сместителя до  $60-65^\circ$  и упрощение структуры мезо-кайнозоя северного крыла разлома. Повсеместно восточнее устья р. Пахурд в северном крыле наблюдается моноклинал, падающая на юг, углы падения ее  $15-20^\circ$ . Вблизи разлома наклон слоев увеличивается до  $35-40^\circ$ . Иногда в зоне контакта наблюдается загибание и опрокидывание пластов в северном направлении, вследствие чего образуется лежащая синклинал. По р. Дарх моноклиналная структура северного крыла разлома сложена меловыми отложениями, лежащими на древней поверхности выравнивания, выработанной на песчаниках силура. В северной части моноклинали углы наклона не превышают  $15-17^\circ$ , у сел. Дарх они увеличиваются до  $30^\circ$ . Южнее, уже непосредственно в зоне контакта падение достигает  $45^\circ$ . Южное крыло разлома сложено также как и в более западных районах отложениями силура, падающими на юг под крутыми углами порядка  $60-65^\circ$ . Такие же углы наклона имеет и плоскость разлома. Мощность измененных пород, сопровождающих разлом, незначительна и исчисляется первыми метрами. Амплитуда около 1000 м.

На меридиане сел. Обурдон меловые отложения выклиниваются и далее в северном крыле Северо-Зеравшанского разлома наблюдаются только юрские угленосные породы. Лишь изредка вдоль разлома видны маломощные (первые метры) выходы красноцветных пород сеномана (?). Структура юры может быть охарактеризована на примере каменноугольного месторождения Гузн. Здесь, по данным М. М. Кухтикова (1962), у контакта с палеозоем юра образует почти лежащую, опрокинутую на север синклиналь, а на некотором удалении от разрыва юрские слои лежат практически горизонтально. Прослеживаются юрские отложения до бассейна р. Ривут и имеют на всем протяжении структуру, аналогичную описанной выше. Восточнее разлом проходит исключительно среди палеозойских пород. В районе выклинивания юры он разветвляется на два самостоятельных разлома, один из которых тянется в верховье р. Зеравшан, другой более значительный, по-видимому, основной приключается к плоскости Зеравшанского краевого разлома. Амплитуда его здесь, по данным О. К. Чедия и Н. А. Бруничкиной (1965), около 500 м.

Из приведенной характеристики морфологии Северо-Зеравшанского разлома следует, что на большей части он имеет крутое южное падение и по существу является взбросом и лишь на незначительном протяжении в некоторых участках падение его выполаживается и разлом приобретает черты крутого надвига.

Сравнение геологического строения северного и южного блоков рассматриваемого разлома показывает, что описанные его морфологические особенности формировались на протяжении всей истории развития разлома, т.е. были созданы в результате сложных тектонических процессов, протекавших с момента его возникновения до наших дней.

Время заложения Северо-Зеравшанского разлома относится к герцинскому этапу. Однако его палеозойская история изучена в настоящее время еще недостаточно. М. М. Кухтиков (1962), характеризуя тектоническую зональность герцинской складчатой области Гиссаро-Алая, относит указанный разлом к категории внутризональных, отводя ему, таким образом, второстепенную роль. Данных о тектонических движениях по Северо-Зеравшанскому разлому в первый период послепалеозойского развития никаких нет. Однако, исходя из геологической обстановки, сложившейся на территории Центрального Таджикистана, после завершения складкообразовательных процессов, можно утверждать, что

значительных перемещений по нему в это время не происходило.

В раннеюрскую эпоху тектонические условия начинают меняться. Усиление дифференцированных движений приводит к расчленению рельефа в Центральном Таджикистане. К северу от разлома в непосредственной близости от него возникает серия узких впадин, в которых в течение ранне-среднеюрского времени накапливались толщи песчано-конгломератовых и углисто-глинистых пород. Вблизи линии разлома в бассейнах р. Зарават, Засун и Пахурд отмечается некоторое поглубение осадков нижней и средней юры. Верхнеюрские отложения достоверно в Зеравшано-Гиссарской области не установлены, в связи с чем характер развития разлома не ясен.

В меловой период дальнейшее опускание северного крыла разлома привело к образованию узкого прогиба, южная граница которого совпадала с линией Северо-Зеравшанского разлома. Опускание носило весьма неравномерный характер, на что указывают резкие изменения фациального и литологического состава и мощностей меловых осадков как по простиранию, так и вкрест простирания. При этом в южной части распространения меловых пород заметного поглубения осадков в большинстве районов не наблюдается, что, очевидно, обусловлено последующим срезанием их Северо-Зеравшанским разломом. Наибольшее опускание испытали участки, лежащие к западу от р. Вашан и к востоку от р. Хушекат, где мощности меловых отложений максимальные. Область, расположенная между реками Вашан и Хушекат, оказалась менее прогнутой и поэтому разрезы мела здесь весьма маломощные, неполные и отличаются более грубозернистым составом. По данным З. Н. Поярковой (1959), к югу от разлома в этой части располагалось поднятие так называемого «Фанского острова», которое на протяжении всего мелового периода не покрывалось осадками. Аналогичная картина распределения областей опускания и поднятия в целом сохраняется, по всей видимости, и в палеогене. Отличие заключается лишь в том, что контрастность движений в данное время несколько снижается, а рельеф, в значительной мере, сглаживается. В результате отложившиеся осадки имеют более тонкозернистый и однородный состав по сравнению с меловыми.

В позднем палеогене роль Северо-Зеравшанского разлома особенно возрастает. С этого времени он выступает в качестве тектонического рубежа между Зеравшанским и Туркестанским поднятиями, характеризующимися в новейшем

этапе различным геотектоническим режимом и, следовательно, имеющими различную структуру. Зеравшанское поднятие в целом получило орографическое выражение в виде хребта значительно позднее Туркестанского. В раннем мезозое на территории современного Зеравшанского хребта единого поднятия еще не существовало. Однако отдельные районы все же отличались некоторой тенденцией к воздыманию. В меловом периоде в центральной части Зеравшанского хребта уже довольно четко намечается поднятие «Фанского острова». Окончательное оформление Зеравшанское поднятие получило только в кайнозое. Состоит оно из нескольких блоков, поднятых на различную высоту. Амплитуда поднятий этих блоков возрастает к осевой части хребта. Остатки древней поверхности выравнивания в пределах Зеравшанского хребта южнее линии Северо-Зеравшанского разлома практически нигде не сохранились, исключая нижнее течение р. Фан-Дарья. Следовательно, надо полагать, что данная поверхность должна располагаться в настоящее время выше современной вершинной поверхности. Туркестанское поднятие, развивающееся унаследованно с позднепалеозойского этапа отличается сравнительно однородным строением (по крайней мере его осевая часть и южный склон). В отличие от Зеравшанского поднятия дифференцированные перемещения блоков здесь имеют лишь подчиненное значение. Крупных разломов, таких как разломы Зеравшанского хребта, на южном склоне Туркестанского хребта нигде не установлено. Многочисленные фрагменты древней поверхности выравнивания, наблюдаемые на южном склоне Туркестанского поднятия, полого падают на юг и погружаются под мезозойско-кайнозойские отложения Зеравшанской долины. С юга поверхность ограничивается Северо-Зеравшанским разломом. Абсолютные высоты Туркестанского и Зеравшанского хребтов в восточной их части примерно одинаковы. На западе Туркестанский хребет несколько ниже Зеравшанского. Разделяющая их Зеравшанская долина, как правило, имеет явный перекосяк к северу. Отсюда видно, что Зеравшанский хребет в новейший этап значительно превосходит Туркестанский как по скорости, так и по амплитуде поднятий. Граница между указанными поднятиями имеет тектонический характер и проходит в верхнем и нижнем течении р. Зеравшан по Зеравшанскому краевому разлому, а в среднем течении по Северо-Зеравшанскому разлому, являющимся северным ответвлением первого (Чедня, Брусничкина, 1965).

Таким образом, описанный выше Северо-Зеравшанский разлом принадлежит к одной из важнейших структурных линий Центрального Таджикистана, развивающихся с палеозойского этапа в течение всего мезозоя и кайнозоя до наших дней. О тектонической активности разлома в современную эпоху свидетельствует сравнительно высокая сейсмичность Зеравшанской долины. Здесь зафиксированы подземные толчки, достигающие иногда 6—7 баллов. Они локализируются, как правило, вблизи Северо-Зеравшанского разлома (Каталог землетрясений на территории СССР, 1941; Губин, 1960). С высокой сейсмичностью описываемого района, возможно, связано также возникновение грандиозных обвалов на реке Зеравшан, следы которых были описаны И. С. Щукиным (1936) и другими. Геологическая обстановка, наблюдаемая в настоящее время в зоне Северо-Зеравшанского разлома, не исключает возможности повторения аналогичных землетрясений и связанных с ними последствий и в будущем, что необходимо иметь в виду при проектировании горно-рудных, гидротехнических и других сооружений в этом районе.

#### ЛИТЕРАТУРА

Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). М., Изд-во АН СССР, 1960.

Каталог землетрясений на территории СССР, вып. III, Кавказ и Средняя Азия. Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, № 95, 1941.

Кухтиков М. М. История геологического развития и геологическое строение территории бассейна р. Зеравшан. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, вып. 5, геология, 1962.

Кухтиков М. М. Межзональные краевые разломы складчатой области Гиссаро-Алая. Проблемы геологии Таджикистана. (Сборник, посвященный XXII сессии Международного геологического конгресса в г. Дели), Душанбе, 1964.

Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Автореф. докт. дисс. Л., 1966.

Пояркова З. Н. О меловых отложениях средней части бассейна р. Зеравшан. Тр. ВНИГРИ, вып. 131, геол. сб. № 4, 1959.

Чедия О. К., Брусничкина Н. А. Новейшая тектоника Зеравшанской впадины и ее обрамления. Вестник Ленингр. гос. ун-та, № 6, сер. геол. и географ., вып. 1, 1965.

Щукин И. С., Гилярова М. А. Кухистан. В кн.: «Таджикистан (физико-географический очерк)», Мат-лы ТПЭ, вып. 23, 1936.

Г. П. ВИННИЧЕНКО

**ХУСУСИЯТҲОИ МОРФОЛОГИИ КАФИШИ ЗАРАФШОНИ  
ШИМОЛӢ ВА АҲАМИЯТИ ОН ДАР СТРУКТУРАИ АЛЬПИИ  
ТОЧИКИСТОНИ МАРКАЗИ**

Дар мақола маълумотҳо дар бораи морфологияи кафиши  
Зарафшони Шимолӣ ва таърихи таракқиёти вай дар мезозой  
ва кайнозой оварда шудааст.

М. М. КУХТИКОВ

### МЕЖЗОНАЛЬНЫЕ КРАЕВЫЕ РАЗЛОМЫ ЮЖНОГО ГИССАРА И ПРОБЛЕМА СТРОЕНИЯ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Тектоническое районирование герцинской складчатой области Гиссаро-Алая, в том числе и Южного Гиссара, выявило на хорошо обнаженном и достаточно детально изученном, а потому весьма представительном объекте размеры тектонических зон и характер межзональных границ (Кухтиков, 1964а, 1964б). Оказалось, что в отношении тектонического режима геосинклинальная область расчленяется на серию зон, замечательных большой выдержанностью по простиранию и весьма узких в поперечном направлении. Даже неполная длина многих тектонических зон достигает 300—400 км и она, по-видимому, не бывает менее 200 км. Ширина зон, обычно, составляет 15—30 км. Таковы, следовательно, размеры тех генетических частей складчатой области, которые по всей своей площади характеризуются единством геологического строения и развития.

Границами тектонических зон в большинстве случаев служат краевые разломы, протяженность которых, естественно, либо равняется протяженности ограничиваемых ими зон, либо для некоторых категорий разломов превосходит ее.

Окончание зон на флангах чаще всего происходит двумя следующими способами: 1) зона выклинивается между двумя краевыми граничными разломами, объединяющимися в одну линию, 2) зона под большим углом, в торец притыкается к поверхности краевого разлома, обычно, более высокого структурного значения, чем межзональные разломы. Возможен и третий вариант флангового окончания, ког-

да зона выклинивается, если так можно выразиться, в вертикальной плоскости, заканчиваясь на склоне длительно развивающегося внутригеосинклинального поднятия, в структурно-генетическом отношении также являющегося тектонической зоной складчатой области. Соотношения этого рода в Гиссаро-Алае встречены в единственном случае, к тому же, вероятно, недостаточно хорошо изученном.

Большая протяженность тектонических зон по простиранию дает нам основание с высокой степенью достоверности утверждать, что зональные типы геологического строения сохраняются на более или менее значительном протяжении и после того, как некоторая серия тектонических зон складчатой области уйдет в направлении своего простирания под покров более молодых отложений.

Уверенность трассирования зональных полос под молодым чехлом определяется не только сохранением основного простирания зон на значительных расстояниях, но и длительностью развития межзональных краевых разломов. Краевые разломы, выявленные в палеозойской структуре Гиссаро-Алая, в высокогорной части области в альпийскую эпоху были возобновлены практически на всех участках своих трасс. При этом следует иметь в виду, что палеозойские дизъюнктивные линии проявились не только как постседиментационные альпийские разрывы, но обнаруживают, по крайней мере, на отдельных участках свою краевую природу, выступая в качестве конседиментационных дислокаций. Вполне удовлетворительным примером в этом отношении, по-видимому, может служить Ходжа-Обигармский разлом и его «подземное» продолжение в виде Ширабад-Келифской гряды сильно сжатых складок с ясными различиями строения крыльев в отношении неогеновых, палеогеновых и меловых отложений.

Приведенные выше вводные замечания принципиального характера позволяют перейти к дальнейшему изложению предмета статьи.

На площади собственно Южного Гиссара в его герцинской структуре выделяются Мечетлинская и Османталинская тектонические зоны; в юго-западных отрогах Гиссара, структурно также принадлежащих его южной части, — Сурхантауская, Байсун-Кштутская и Бешнауская зоны; в Каратегинской части юг области представляют восточный фланг Центрально-Гиссарской и Гарм-Хаитская зона.

Характеристика названных тектонических зон дана мною ранее (Кухтиков, 1964а, 1966). Здесь поэтому представ-

ляется целесообразным в необходимых случаях напомнить лишь главные особенности их строения.

Мечетлинская зона занимает нижнюю часть южного склона Гиссарского хребта от Калаидашта — на востоке до р. Туполанг — на западе. Для зоны характерно широкое развитие мощных (5000 м) каменноугольных отложений, выраженных эффузивно-осадочными и флишевыми накоплениями. В непрерывном разрезе этой толщи доказывается присутствие всех трех отделов системы.

Нижнепермские отложения с угловым несогласием (до  $90^\circ$ ) ложатся на разные по возрасту свиты карбона. Мощность отложений достигает 1000 м, вся эта толща состоит в основном из кислых эффузивов и их туфов. Распространение образований в зоне достаточно широкое, однако же фрагментарное, что, по всей вероятности, определяется как условиями образования, так и последующим размывом перед отложением континентальной молассы ханакинской свиты.

Стратиграфическую колонку зоны завершают ханакинские (верхняя пермь — нижний триас) красноцветы, залегающие на подстилающих отложениях также с угловым несогласием. Поскольку эти отложения сформированы в значительной мере за счет размыва пород основания и в первую очередь покрова кислых эффузивов, то уже только из одного этого становится ясным, что осадки ханакинской свиты, несмотря на их большую мощность (до 1100 м), отлагались в разобщенных впадинах более или менее значительных размеров.

Мечетлинская зона характеризуется широким развитием интрузий гранитоидного ряда. Здесь известны гранодиориты, порфиоровидные и аплитовидные граниты, гранит-порфиры, монцитоны и т.п. породы.

Простирание структур в центральной большей части широтное, но на флангах наблюдаются отклонения от этого направления таким образом, что в целом линии простирания рисуют фигуру пологой дуги, обращенной выпуклостью на север.

Северную границу зоны представляет конформно изогнутый по отношению к ней Ходжа-Обигармский краевой разлом; южная граница проходит по линии Илякского и Баба-тагского разломов, которые на этом основании должны быть объединены в одну структурную линию. Определив указанным образом границы, мы фактически ограничили ту часть Таджикской депрессии, которая имеет своим основанием герцинский структурный комплекс Мечетлинской зоны (рис. 1).

Однако предлагаемое решение возможную в настоящее

время степень достоверности приобретает только постольку, поскольку нам удастся показать краевой характер разломов, предположительно ограничивающих Мечетлинскую зону, после того как она уйдет под покров мезо-кайнозойских отложений депрессии.

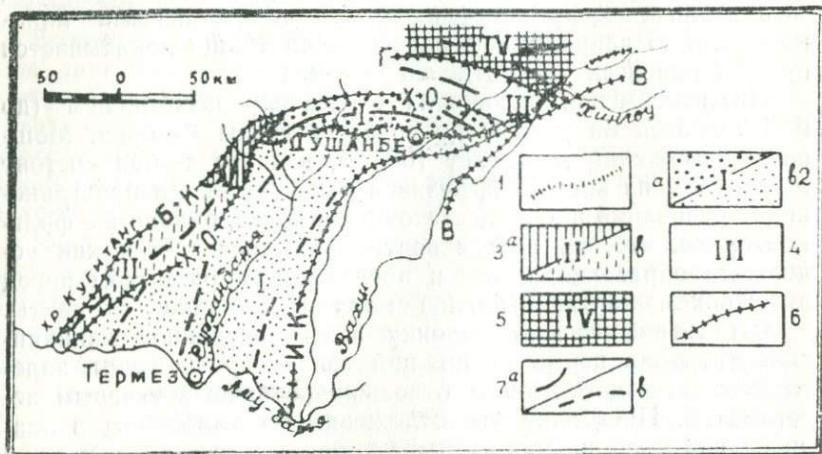


Рис. 1. Схема расположения тектонических зон и краевых разломов. 1 — контур палеозойских и мезозойских отложений на южном склоне Гиссарского хребта; 2 — а) Мечетлинская зона (I), б) она же под плащом мезо-кайнозоя; 3 — а) Сурхантауская зона (II), б) она же под плащом мезо-кайнозоя; 4 — Османталинская зона (III); 5 — Центрально-Гиссарская зона (IV); 6 — Краевые разломы — границы тектонических зон: X.—О. — Ходжа-Обигармский; Б.—К. — Байсун-Кугитангский; И.—К. — Иляк-Кифирниганский; В. — Вахшский; Г. — Главный Гиссарский. 7 — Господствующие простирания герцинских структур: а) наблюдаемые, б) предполагаемые.

Ходжа-Обигармский разлом в область сплошного распространения мезо-кайнозойских отложений входит по-существу после того, как покинет южный склон хребта Сурхантау, сложенный палеозойскими и докембрийскими породами. Здесь его трасса намечается, как уже было упомянуто ранее, вдоль Ширабад-Келифской гряды интенсивных дислокаций меловых, палеогеновых и неогеновых свит.

Наиболее отчетливо роль этой дислокационной линии проявляется в контролировании в известной мере условий позднегерцинской аккумуляции осадков, менее выразительные признаки того же влияния обнаруживаются в разрезах палеогена и мела.

О характере позднегерцинской аккумуляции в северо-западном крыле разлома можно судить по весьма представи-

тельным разрезам Байсунской котловины, отложения которой обособляются в самостоятельную Байсунскую зону поздне-третичного континентального осадконакопления (Босов, 1963). Третичные красноцветы залегают здесь на риштанских или туркестанских слоях палеогена, они членятся на три свиты (больджуанская, гараутинская, каршитауская) общей мощностью 1400—1700 м.

Разрезы юго-восточного крыла разлома В. Д. Босов относит к Сурхандарьинской зоне. Имея сходный литологический состав с отложениями первой зоны и то же трехчленное деление на свиты, красноцветные отложения в последнем случае обладают вдвое большей мощностью — 2900—3200 м. Они также залегают на разных горизонтах палеогена от сумсарского до исфаринского яруса включительно.

В минералогическом отношении породы Сурхандарьинской зоны замечательны широким распространением в них апатита, в то время как в Байсунской зоне он встречается спорадически; количество тяжелой фракции в Сурхандарьинской зоне почти в два раза больше, чем в породах Байсунской.

Сопоставление разрезов палеогеновых отложений в интересующем нас аспекте встречает значительные затруднения, в первую очередь, по причине изменчивости мощностей осадков от ряда местных палеогеографических особенностей условий седиментации. Поэтому в одной и той же тектонической зоне вариации мощностей могут быть достаточно большими.

В такой обстановке, по всей вероятности, более показательными должны быть данные относительно стратиграфической полноты разрезов. В Байсунской котловине и в Ширабадской гряде стратиграфическая колонка морского палеогена завершается глинистыми осадками туркестанского яруса, иногда риштанским ярусом. При этом мощность изменяется соответственно от 196 м до 373 м (Геология СССР, т. 23, 1948). В противоположном крыле дислокации, если об этом судить по разрезам хр. Бабатаг, колонка морского палеогена представляется стратиграфически полной и завершается она там слоями сумсара. Мощность накоплений оценивается цифрой 290 м, а по другим данным (Геология СССР, т. 24, 1959) она в южном Бабатаге достигает 646 м.

Сравнение разрезов меловых отложений в противоположных крыльях разлома также вскрывает заметные различия в этом отношении, но представительность имеющихся в нашем распоряжении данных по мелу оставляет желать луч-

шего, так как приходится сравнивать разрезы значительно удаленные друг от друга.

Верхнемеловые отложения подробно изучены Н. Н. Бобковой (1961). В Аккапчигайском разрезе, относящемся к северному крылу дислокации, полная мощность верхнего мела равняется 928 м. Она существенно меньше к югу от разлома — 745 м в Бабатаге у Чоррога, где также обнажается полный разрез верхнего отдела. Различия литологического состава синхроничных подразделений отдела в двух названных районах весьма отчетливы и наглядны, в целом же они сводятся к тому, что бабатагский профиль представляется в высокой степени насыщенным фациями мелководья и лагун (гипсы и ракушники), в то время как на Ак-Капчигае они выражены весьма слабо и облик толщи там определяется в основном глинистыми образованиями.

Заметны различия крыльев разлома как в отношении мощности, так и состава нижнемеловых отложений. По данным С. Н. Симакова (1952), мощность нижнего мела в северном крыле дислокации (разрез Байсунского района) составляет 791 м. Хотя толщина нижнего мела, как и везде в Средней Азии, здесь также остается в основном красноцветной, сложенной преимущественно красными глинами и песчаниками, в рассматриваемом районе она кроме того несет прослой и пачки морских карбонатных и глинистых осадков, охарактеризованных ископаемыми органическими остатками. Эти морского происхождения горизонты концентрируются в верхней части колонки, отвечающей возрастному интервалу верхний готерив — альб.

В противоположном крыле, которое удается характеризовать по разрезам хр. Бабатаг, мощность отложений нижнего мела, по тем же данным, — 631 м. Прослой карбонатных пород здесь практически отсутствуют; морские осадки известны только в верхней части альба.

Если бы мы сравнили разрез Байсуна (северное крыло разлома) с разрезом, например, Туполанга или Обизаранга (южное крыло), то различия в тектоническом режиме крыльев представились бы еще более выпукло, в частности хотя бы потому, что в названных районах южного склона Гиссарского хребта мощность нижнемеловой толщи колеблется в диапазоне 369—478 м. Но такое сравнение представляется неправомочным и нежелательным, так как вдоль подножья Гиссара в направлении с запада на восток по простиранию отложений наблюдается закономерное изменение стратиграфических разрезов, выражающееся в посте-

пенном уменьшении мощностей отложений, а затем и в выпадении отдельных стратиграфических подразделений.

Надо сказать, что трассирование Ходжаобигармского разлома вдоль Ширабад-Келифской гряды складок находит определенное подтверждение в формах и типах развитых в ней дислокаций. Ширабад-Келифская и Сарыкамышская антиклинали являются очень узкими, сильно сжатыми складками, осложненными разрывами, что в условиях достаточно спокойной дислокации слоев на смежных участках, служит непосредственным указанием на шовный или рубцовый характер складок.

В этой связи большой интерес представляет тот факт, что разведочные скважины, пройденные на Ширабад-Келифской структуре, на глубине встретили крупный разрыв (Симаков, 1959).

Наконец, следует упомянуть и о геофизических данных, указывающих, что в пределах Таджикской депрессии трасса Ходжа-Обигармского разлома отображается четкой гравитационной ступенью (Белеловский, 1964, 1965).

Подводя итог всему изложенному выше, мы можем, как кажется, с достаточным основанием заявить, что имеющаяся совокупность геологических и геофизических данных позволяет трассировать Ходжа-Обигармский краевой разлом вдоль Ширабад-Келифской гряды. Это мнение поддерживается рядом исследователей, специально занимавшихся вопросами тектоники рассматриваемого региона (Борисов, Федьинский, 1964; Широков, 1965 и др.).

Обратимся теперь к характеристике южной границы Мечетлинской зоны, предположительно намечаемой, как указано выше, по линии Илякского и Бабатагского разломов. На этом основании названные разломы, являющиеся частями одной и той же структурной линии, следовало бы объединить под единым названием, например, Иляк-Бабатагского краевого разлома.

Краевая природа разлома отчетливо вырисовывается из сравнения разрезов разновозрастных отложений в его противоположных крыльях.

Южный Кафирниганский фланг разлома в эпоху накопления верхнетретичных красноцветов разделяет Сунхандаринскую и Вахшскую зоны аккумуляции (Босов, 1963). Краткое описание отложений первой из них уже приведено выше. В Вахшской зоне красноцветные отложения залегают на сумсарском ярусе, имея с ним совершенно согласное пластование. Мощность континентальных накоплений достигает

3800 м, что на 600—900 м превышает суммарную мощность тех же осадков в Сурхандарьинской зоне. Больджуанская свита здесь имеет двух-, а не трехчленное строение как в первом случае.

В породах Вахшской зоны слабо развиты апатит и доломит, зато в гараутинской свите на некоторых участках отмечаются значительные содержания эпидота и цоизита, мало характерных для осадков Сурхандарьинской зоны.

Илякский фланг разлома разграничивает Вахшскую и Ханак-Рохатинскую зоны В. Д. Босова. Толща третичных красноцветов во второй из них залегает на зеленых глинах туркестанского и риштанского ярусов. Разрез отложений общей мощностью до 2000 м делится также на три свиты, но две верхние из них не удается параллелизовать с соответствующими единицами Вахшской зоны (здесь выделяются больджуанская, лючобская и рохатинская свиты). Как видим, разница в мощностях одновозрастных накоплений в крыльях Илякского разлома достигает двукратной величины. В породах Ханак-Рохатинской зоны много хлорита, биотита, турмалина.

В особенностях разрезов палеогеновых отложений, находящихся в противоположных крыльях разлома, также, пожалуй, видны проявления его краевой природы. Как уже было упомянуто выше, мощность полного в стратиграфическом отношении разреза хр. Бабатаг равняется 646 м. В другом крыле на этом же фланге дислокации, в хребте Каршитау, мощность столь же полного разреза не превышает 450 м. Как видим, разница мощностей осадков составляет 200 м — цифра, весьма выразительная для периода, когда территория Таджикской депрессии характеризовалась платформеннообразным характером развития.

На восточном фланге разлома, в районе Иляка, различия режима крыльев еще более существенны. Поведение южного крыла выражается тем же разрезом Каршитау. Северное же крыло, как об этом можно судить по обнажениям восточнее Файзабада, несет толщу палеогена суммарной мощностью в несколько первых десятков метров. Развитые здесь осадки обнаруживают явные признаки прибрежного мелководья.

Бабатагский фланг Иляк-Бабатагского разлома краевую природу в меловом периоде проявляет в недостаточно выразительной форме. Однако некоторые заметные различия разрезов все же удается подметить. По данным С. Н. Симанова (1952), мощность верхнего мела в Бабатаге — 929 м, в Каршитау — 860 м, для нижнего им указываются цифры

соответственно — 631 и 652 м. В составе нижнемеловых отложений Каршитау в нижней окузбулакской свите отмечено два прослоя с морской фауной, они отсутствуют в Бабатаге. Верхнемеловые разрезы различаются главным образом мощностями синхроничных подразделений. Например, свита «q» на Бабатаге имеет мощность 76 м, а в Каршитау — 218 м, для свит «m» и «n» наблюдаются обратные соотношения: на Бабатаге их мощность равняется 200 м, а в Каршитау — 126 м.

Гораздо более наглядны различия крыльев разлома на востоке в Илякском секторе. К северо-востоку от г. Душанбе, у подножия южного склона Гиссарского хребта, толща красноцветов нижнего мела имеет мощность 225 м; та же толща за линией разлома в хр. Ренган достигает мощности 678 м. Верхний мел в северном крыле представлен толщей мощностью порядка 220—250 м, в южном (хр. Сурхку) его мощность оценивается в 537 м.

Совершенно определенные различия устанавливаются в составе соответственных толщ. Среди нижнемеловых отложений хр. Ренган почти совершенно нет морских горизонтов, «только акантоплитовая свита сохраняет признаки морского происхождения, но и она отличается бедностью фауной» (Симаков, 1952, стр. 99). В то же время в данном разрезе нет грубообломочных фаций осадков, вся толща слагается глинами и песчаниками, то чередующимися между собой, то обособляющимися в виде более или менее значительных пачек.

Наоборот, в разрезах подножья Гиссара, по крайней мере, в нижней части толщи нижнего мела всегда наблюдаются грубообломочные осадки — красные конгломераты и брекчии, а в более высоких горизонтах весьма типично выражены пачки морского происхождения, заключающие достаточно обильную ископаемую фауну.

Различия состава верхнемеловых отложений в крыльях разлома определяются в первую очередь значительно большей насыщенностью северных разрезов песчанистыми осадками и бедностью их органическими остатками, в то время как в южных разрезах доминируют глинистые и карбонатные породы, а фауна там — обильна и разнообразна.

Бабатагский фланг разлома сопровождается отчетливо выраженной гравитационной ступенью (Борисов, Федынский, 1964; Белеловский, 1965). Геологическая интерпретация такой ступени А. А. Борисовым и В. В. Федынским излагается следующим образом: «Эти зоны градиентов несомненно соответствуют либо значительному изменению (на не-

сколько километров) мощности земной коры в целом, либо существенному изменению соотношения между мощностями «гранитного» и «базальтового» ее слоев» . . . (стр. 20).

Анализ сейсмичности трассы Илякского разлома, произведенный в свое время В. И. Бунэ и В. М. Рейманом (1960), показал ясную связь очагов землетрясений с этим дизъюнктивом, его крутое падение и проникновение в земную кору до глубин 30—35 км.

Таким образом, создается впечатление, что как геологические, так и геофизические материалы согласно указывают на большое структурно-геологическое значение Иляк-Бабатагского разлома в альпийский этап развития интересующего нас региона. Крутое падение разлома, Илякского — на юг, Бабатагского — на запад, и приуроченность к нему поверхностей раздела геофизических характеристик земной коры исключают возможность по этой линии больших горизонтальных перемещений покровного типа.

Вопрос о существовании Иляк-Бабатагского разлома и о его природе в домезозойское время приходится считать открытым, так как для того или иного решения нет необходимых данных. Можно лишь предполагать с высокой степенью вероятности, основываясь на соответствующих аналогиях и принципиальных особенностях краевых разломов, что интересующий нас разлом существовал уже и в палеозое.

Итак, часть Таджикской депрессии, ограниченная Иляк-Бабатагским и Ходжа-Обигармским разломами (Гиссарская и Сурхандарьинская долины), имеет своим складчатым основанием герцинский структурный комплекс Мечетлинской зоны. В восточном направлении под покровом мезо-кайнозой он прослеживается до места сочленения вышеназванных разломов в районе плато Калаидашт.

К северо-западу от Мечетлинской зоны располагается Сурхантауская тектоническая зона, по ряду особенностей своей истории развития и строения отличающаяся от первой. Границами между зонами служит Ходжа-Обигармский разлом, вторая граница Сурхантауской зоны также выражена краевым разломом, который я в 1955 г. назвал Байсун-Кугитангским, М. Л. Белеловский (1965) называет его Кугитанг-Байсунтауским. Разломы, ограничивающие Сурхантаускую зону, в районе станции Келиф объединяются в одну линию — зона выклинивается. Таким образом, очерчивается та полоса мезо-кайнозойских отложений депрессии, где складчатым фундаментом служит герцинский структурный комплекс Сурхантауского типа.

К сожалению, сейчас в нашем распоряжении еще нет достаточных данных, позволивших бы произвести сравнительную характеристику геологического строения крыльев Байсун-Кугитангского разлома при однозначном решении вопросов их соотношения.

Палеозойские структурные комплексы, находящиеся в противоположных крыльях разлома, представляют соответственно Сурхантаускую и Байсун-Кштутскую тектонические зоны. Различия строения и истории развития зон отчетливы и бесспорны (Кухтиков, 1964 а). Но установление на основе этих различий краевой природы разлома не обладает необходимой представительностью, так как помимо разлома их разобцает еще и полоса мезозойских отложений шириною 7—10 км. Юрские и меловые разрезы не изучены в интересующем нас сейчас отношении соответствующим образом. Что же касается третичных отложений, то сопоставление их, по-видимому, приводит к весьма интересным результатам.

Мощные (до 1700 м) верхнетретичные красноцветы широко распространены на площади Сурхантауской зоны и вплотную подступают к плоскости сместителя Байсун-Кугитангского разлома. В то же время они совершенно отсутствуют в другом крыле дизъюнктива, в Байсун-Кштутской зоне. Отсутствие их там не может быть объяснено последующим смывом, так как, во-первых, в посленеогеновое время весь Гиссаро-Алай и Байсунские горы в том числе находятся в стадии неуклонного поднятия, при котором происходит вертикальное расчленение геологических образований, а не их площадной смыв; во-вторых, там, где Байсунские горы снижаются (район Карлюка, Окузбулака, например) и где условия сноса были еще менее благоприятными, также отсутствуют поздне третичные красноцветы.

Изучение состава и условий образования кайнозойских моласс Сурхан-Дарьинской депрессии (Гриднев, 1955) показало, что молассы Байсунского района, районов Ширабада и ст. Болдыр сформированы в основном за счет привноса материала с запада и северо-запада, со стороны хребтов Кугитанг, Кетменьчапты и др., представлявших в эту эпоху области размыва, а не аккумуляции.

Нельзя пройти мимо и того обстоятельства, что в Байсун-Кштутской зоне отложения морского палеогена развиты крайне слабо, а разрез их ограничивается осадками нижнего отдела системы. Напротив, в Сурхантауской зоне морской палеоген распространен широко и здесь доказаны в непрерывном разрезе риштанские слои.

Наконец, трасса Байсун-Кугитангского разлома сопровождается четко выраженной гравитационной ступенью, что очевидно служит указанием на значительную глубину проникновения нарушения в земную кору и различия строения последней в его крыльях.

На основе всего вышесказанного, мне кажется, отнесение Байсун-Кугитангского разлома к категории краевых должно быть признано в высокой степени правдоподобным решением. Этот разлом проявляет себя в позднем палеозое и, по крайней мере, в кайнозое.

Герцинский структурный комплекс Сурхантауской зоны в основном складывается мощной (до 2000 м) эффузивно-терригенной толщей нижнего карбона. Она с ясно выраженным угловым несогласием залегает на гнейсо-сланцевом основании докембрия, имея в подошве базальный конгломерат. В возрастном отношении в составе толщи доказаны осадки турнейского, визейского и намюрского ярусов; предполагаемое некоторыми исследователями присутствие здесь и нижних горизонтов среднего карбона не имеет палеонтологического обоснования.

Вышележащие отложения, которые Ф. Р. Бенш (1965) сопоставляет с сагдорской свитой  $S_2$ , а по моему мнению, они отвечают самым высоким горизонтам верхнего палеозоя, на подстилающих породах залегают с разрывом и угловым несогласием. Эта толща, имеющая мощность до 800 м, в большей своей части сложена грубообломочными породами, нередко розоватыми по окраске.

Нижнекаменноугольные отложения прорваны довольно крупными телами гранитоидов, среди которых преобладающими являются двуслюдяные граниты. Гальки этих гранитоидов весьма обильны в конгломератах трансгрессивно залегающей толщи.

Толща нижнего карбона, образующая первый структурный ярус, сложно дислоцирована. Для нее характерно преимущественное простирание структурных элементов в направлении с северо-востока на юго-запад. Слои второго структурного яруса дислоцированы слабо.

Такова в кратком описании характеристика того палеозойского комплекса, который служит складчатым фундаментом мезо-кайнозойских отложений Байсунской впадины и части собственно Таджикской депрессии, находящейся между Ширабад-Келифской грядой и подножием склона хребта Кугитанг. При этом, по-видимому, имеет смысл подчеркнуть, что отложения второго структурного яруса по всей вероятности, и под покровом позднейших осадков

не пользуются широким площадным распространением, а слагают разобщенные более или менее значительные участки. Об этом можно судить как по условиям образования пород этого яруса (формирование осадков за счет размыва подстилающего их фундамента), так и по пологим залеганиям толщ, что благоприятствует позднейшей денудации отложений.

Обратимся теперь к рассмотрению вопроса о характере палеозойского складчатого фундамента несколько более восточных районов депрессии, ограничив, однако, это рассмотрение только ее северной окраиной.

Восточнее плато Калаидашт, после того как Мечетлинская тектоническая зона замкнулась, на контакт с мезо-кайнозойскими толщами депрессии выходит структурный комплекс Османталинской зоны. В торец он притыкается к плоскости Иляк-Бабатагского, а восточнее — Вахшского разлома. Краевая природа последнего из них для альпийского этапа развития области рассматривалась мною ранее (Кухтиков, 1956); учитывая положение этой линии в пограничной полосе между двумя складчатыми системами и довольно ясно намечающийся характер взаимоотношения структурных элементов систем между собой, есть все основания допускать зарождение Вахшского разлома в палеозое.

Если сказанное отвечает действительности, то продолжение османталинских образований южнее линий указанных разломов представляется принципиально невозможным. Структурный комплекс Османталинской зоны слагает под покровом мезо-кайнозоя лишь узкую полосу, ограниченную с одной стороны разломами, а с другой — подошвой южного склона Каратегинского хребта.

Напомню в конспективном виде основные отличительные черты стратиграфии Османталинской зоны.

На метаморфическом основании условно докембрийского возраста залегают силурийские отложения, представленные в основном метаморфизованными карбонатными осадками до 2000 м мощностью.

Выше залегают породы нижнего и среднего девона — перемежаемость пачек карбонатных, кремнистых и песчано-глинистых слоев. Мощность этой части разреза достигает 1000 м.

С небольшим размывом на подстилающих отложениях залегают свита метаморфизованных глинистых сланцев и песчаников с прослоями и пачками мраморизованных известняков. Мощность толщи до 1500 м. По возрасту она от-

вечает верхам среднего девона, верхнему девону и, вероятно, низам нижнего карбона.

Более поздних осадков палеозоя в Османталинской зоне не имеется.

Широким распространением на площади зоны пользуются интрузивные породы гранитоидного ряда.

Толща вышеописанных отложений сложно дислоцирована. На восточном фланге, зоны, который нас сейчас и интересует, простираются структурные элементы юго-восточное.

Еще восточнее, уже в районе селения Комсомолабад фундамент северной окраины депрессии слагают палеозойские образования Центрально-Гиссарской тектонической зоны, которые в южном направлении на основе изложенных выше соображений могут быть продолжены только до плоскости Вахшского разлома. Для данной зоны характерен очень мощный (около 8000 м) и практически непрерывный комплекс палеозойских накоплений по крайней мере от верхнего ордовика до низов верхнего карбона. Нижняя и верхняя части этой толщи образованы терригенными и в малой степени вулканогенными осадками, средняя часть (около 2500 м) выражена карбонатными породами. Наблюдающиеся в охарактеризованных отложениях тектонические структуры созданы в позднем карбоне и здесь на востоке зоны имеют юго-восточное направление простираения.

Итак, на основе принятой методики исследования мы определили участки фундамента Таджикской депрессии, сложенные герцинскими структурными комплексами того или иного типа, выступающие некоторой своей частью на дневную поверхность на южном склоне Гиссарского хребта и в его юго-западных отрогах (рис. 1). В недрах депрессии эти структурные комплексы могут быть протянуты лишь до плоскости Иляк-Бабатагского и Вахшского разломов, того рубежа, за которым принятые методы исследования скрытого фундамента принципиально неприменимы. Учитывая обычно имеющую место стабильность стратиграфического разреза в пределах данного крыла краевого разлома, мы можем предположить, что до линии Иляк-Бабатагского разлома должна быть толща известняков верхней юры в фациях и мощностях районов Ташкутана, Ханак, Лючоба, но не в мощностях Кугитанга и Сурхантау; при этом, конечно, необходимо учитывать существующую закономерность общего уменьшения мощности отложений в направлении с запада на восток.

Прежде чем перейти к рассмотрению возможных следствий и заключений из всего изложенного выше, необходи-

мо обсудить вопрос о краевом глубинном разломе Юго-западного Гиссара, описываемом А. В. Покровским (1963). Если такая дислокация существует в действительности, то она, по-видимому, делает неправомочным продолжение южно-гиссарских палеозойских структур через разлом, в недра депрессии.

А. В. Покровский отмечает, что описываемый разлом, «как и другие подобные структуры, не везде выражен на поверхности системой дизъюнктивных нарушений, а характеризуется в основном совокупностью косвенных геологических признаков. О его существовании свидетельствует резкое различие в структурно-тектоническом положении и развитии между двумя разделяемыми им блоками — юго-западными отрогами (южный блок) и собственно Гиссарским хребтом (северный блок)». Сочленение названных структурно-тектонических областей довольно резкое и осуществляется вдоль узкой (3—5 км) зоны. «Морфологически эта зона выражена цепочкой депрессий в палеозойском фундаменте, выполненных мезозойскими отложениями, и протягивается в субширотном направлении вдоль северной окраины юго-западных отрогов (от низовьев р. Кызылдарья, через ур. Хурсантаг до Мачитлинских гор, отчленяя их от собственно Гиссарского хребта» (там же, стр. 55).

В восточном направлении, как полагает А. В. Покровский, разлом продолжается по линии Клебельсберга под мезо-кайнозойем вдоль северной границы Таджикской депрессии до Каратегина. Разлом заложен в начале среднего карбона, «когда вдоль северной границы древнего поднятия Юго-западного Гиссара возник узкий прогиб, в котором в моменты максимальных погружений дна моря происходили подводные излияния внедрявшейся вдоль него трахибазальтовой магмы и образование спилитов (Хурсантаг и др.)» (там же, стр. 56). В мезо-кайнозойе разлом неоднократно обновлялся, приводя к возникновению локальных депрессий и поднятий.

Имея в виду современное состояние наших знаний о геологическом строении Южного Гиссара, нельзя не признать, что намечаемая А. В. Покровским дизъюнктивная дислокация представляется в высокой степени сомнительной конструкцией и она ни в коем случае не может быть поставлена в ряд с ранее описанными разломами.

В тех структурных ярусах, которые обнажаются вдоль намечаемой трассы разлома, последний как дизъюнктивное нарушение не наблюдается. Это с совершенной полнотой передают все современные геологические карты района, упо-

минает об этом и сам автор. Достаточно в этом отношении сослаться на горный массив Мечетли, палеозойские отложения которого относятся к Мечетлинской тектонической зоне и без каких-либо признаков дизъюнктивного нарушения уходят под толщу мезо-кайнозой депрессии. Особенно в наглядной и бесспорной форме указанные взаимоотношения наблюдаются на междуречье Каратага и Ханаки.

Рассматриваемые автором геологические различия между Юго-Западным Гиссаром и Южным Гиссаром в качестве доказательства разделяющего названные районы глубинного разлома в большей части не только спорны, но и не относятся к существу рассматриваемого вопроса: это касается всех различий районов до эпохи среднего карбона, поскольку указывается (см. выше), что разлом заложен в начале  $S_2$ . Различия же крыльев разлома в среднем карбоне — несущественны, а в позднем карбоне — отсутствуют (так, по-видимому, считает и А. В. Покровский). Различия для эпохи ранней перми представляются вероятными, но они в действительности таковы, что по ним нельзя определять и трассировать глубинные разломы. В самом деле, кислые эффузивы лючобской свиты (северное крыло) не распространяются западнее Ширкента, а субплатформенные излияния основных лав кайракской свиты (южное крыло) известны лишь в одном пункте верховьев р. Кайрак. Расстояние этого выхода до линии разлома не менее 40 км, а до ближайших останцов лючобской свиты — порядка 100 км. Сколько-нибудь убедительные сопоставления в этих условиях невозможны.

Тезис о продолжении разлома на восток в виде известной линии Клебельсберга обсуждать не имеет смысла, поскольку известно, что такая линия в действительности отсутствует, по крайней мере, в том виде, как ее понимал сам Клебельсберг (Klebelsberg, 1922).

Специальное рассмотрение здесь другой дизъюнктивной дислокации, также проходящей у подножия Гиссара и известной под названием Южно-Гиссарской или Гиссаро-Кокшаальской системы нарушений (Губин, 1960), представляется излишним, так как и сам автор не ставит вопрос о квалификации ее в качестве глубинного (или краевого) разлома в эпоху геосинклиального развития региона. «Южно-Тянь-Шаньский мобильный пояс также состоит из двух частей: основной — Южно-Тянь-Шаньского поднятия и Передовой пониженной зоны. Южно-Тянь-Шаньское поднятие сложено преимущественно палеозойскими геосинклинальными осадкамц. Это — область сильного проявления вариской

«складчатости, территория которой, вероятно, включала и всю передовую зону. В мезозое и палеогене территория Южного Тянь-Шаня и его Передовой зоны пережила платформенную стадию развития. В результате последующего поднятия районов Южного Тянь-Шаня произошло отделение последнего от Передовой зоны» (Губин, 1960, стр. 24—25). Возможное же проявление упомянутой системы нарушений в качестве краевого разлома в альпийскую эпоху не имеет отношения к существу рассматриваемой проблемы.

\*\*\*

Полученные в результате предпринятого исследования выводы о характере палеозойского складчатого основания западной части Таджикской депрессии могут служить основой для ряда некоторых других заключений и следствий, касающихся отдельных сторон геологического строения и истории развития района.

1. Простирающиеся структурные элементы, выполняющие пространство тектонических зон складчатой области, в целом согласны с направлением протяжения зон и ограничивающих их краевых разломов. Имея в виду эту закономерность, мы получаем возможность заявить с высокой степенью достоверности, что в недрах той части Таджикской депрессии, фундаментом которой служит герцинский структурный комплекс Мечетлинской зоны, простирающиеся основных элементов последнего будет близко к направлению Бабатагского и Ходжа-Обигармского разломов, т.е. с северо-востока на юго-запад в соответствии с общим простираем данной части зоны. Северная часть зоны, в значительной мере отвечающая Гиссарской долине, характеризуется субширотным простираем основных тектонических линий.

Господствующим направлением простираем в Сурхантауской зоне является то же северо-восток — юго-западное, которое, надо полагать, сохраняется и в закрытой части зоны, т.е. в Байсунской впадине и на участке депрессии между Ширабад-Келифской грядой и подножием юго-восточного склона хребта Кугитанг.

Правда, вопрос о преобладающем направлении простираем герцинских структурных элементов в открытой части Сурхантауской зоны в настоящее время еще нельзя признать решенным окончательно. Имеются представления, согласно которым в Сурхантау и вообще в юго-западных отрогах Гиссара основным простираем является обычное для Южного Тянь-Шаня субширотное. Однако более обо-

снованными кажутся взгляды тех, кто придерживается мнения о юго-западном направлении простирания основных структурных элементов в этом регионе; к их числу принадлежат геологи, проводившие здесь широкие геологические исследования (П. П. Чуенко, Геология СССР, т. 23) или же специальные тектонические работы (Кензин, 1965). Имеющиеся геофизические материалы находятся с данной точкой зрения в достаточно хорошем соответствии: «... в южной части Байсунской мегантиклинали и далее к югу фиксируются локальные магнитные аномалии субмеридионального простирания, отвечающие, по-видимому, характерному для этой области простиранию домезозойских структур» (Белеловский, 1964).

Вместе с тем во многих новейших публикациях, касающихся вопроса о простирании основных структур в палеозойском фундаменте Таджикской депрессии, безоговорочно признается общий широтный их характер, что находится в согласии с основным южно-тяньшаньским простиранием (Борисов, Рыманов, 1960; Вонгаз, Коган, 1964; Захаров, 1958; и др.).

В отношении геофизических, в первую очередь магнитометрических, исследований основополагающей для подобных интерпретаций наблюдаемых данных, надо думать, служит заметка А. А. Борисова и В. М. Рыманова (1960), в которой впервые отмечается, что «на территории юго-западных отрогов Гиссара и Таджикской впадины магнитные аномалии, так же как и в остальной части юга Средней Азии, субширотны и входят в единую систему дугообразных аномальных полос этого региона». Однако одновременно со сказанным мне хотелось бы здесь обратить внимание еще на одно указание тех же авторов, которому, по-видимому, не придается обычно должного значения. «На обширном пространстве южных районов Средней Азии... распространены в общем малоинтенсивные магнитные аномалии... Интенсивность и особенно градиенты аномалий убывают с севера на юг, и магнитное поле в этом направлении становится более спокойным и расплывчатым, что свидетельствует о соответственно возрастающих глубинах залегания возмущающих масс» (стр. 1395).

В более поздней работе Б. Б. Таль-Вирского (1964), сопровождаемой мелкомасштабной схемой генерализированных направлений магнитных аномалий, указывается, что положительные магнитные аномалии должны быть связаны в первую очередь «с магматогенными образованиями повышенной основности и некоторыми контактово-метаморфически-

ми породами, также приуроченными к интрузиям» (стр. 111). И далее: «Поскольку расположение интрузивных тел в обнаженной части Тянь-Шаня не является произвольным, а наоборот, строго подчинено основным структурным направлениям, то с большим основанием можно полагать, что и положительные магнитные аномалии, по которым картируются эти интрузии, также характеризуют основные структурные взаимоотношения, существовавшие во время максимального проявления магматической деятельности».

Нельзя не согласиться со сказанным. Однако реализуя эту принципиальную установку при истолковании конкретных магнитометрических данных, мы должны иметь в виду возможные случаи слабой насыщенности складчатых комплексов интрузивными и вообще магматогенными образованиями. Именно эта предположительная ситуация может быть реальной действительностью в погребенных герцинских структурах нашего района. Спорадический характер распределения полученных в такой обстановке магнитных аномалий не может дать независимое однозначное решение вопроса о преимущественном простирании погребенных складчатых образований. В этом случае неизбежно обращение к существующим по данному региону тектоническим построениям.

Для нашего района основополагающими в этом отношении являются представления В. И. Попова (1938), в соответствии с которыми для Южного Гиссара, его юго-западных отрогов и площади Таджикской депрессии характерны широтные простирания всех важнейших структурных линий в палеозойском складчатом этаже. Взгляды В. И. Попова были сформулированы на основе еще недостаточно детальных и несистематических фактических данных, собранных в процессе маршрутных наблюдений; они (взгляды) в существенной мере определялись, по-видимому, общими закономерностями строения и развития Южного Тянь-Шаня, как последние рисовались автору в итоге обобщения более многочисленных и достоверных данных по более северным районам области.

Ссылка (например, Таль-Вирский, 1964) на работу Г. С. Чикрызова (1952), в которой также говорится о субширотном простирании палеозойских структур в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, нуждается в разъяснениях. Первое из них касается возраста метаморфических толщ этого района, отнесенных автором к верхнему силуру, в то время как в настоящее время возраст этих образований с достаточными основаниями признается докембрийским.

Во-вторых, в Сурхантау — каменноугольные, в южной части Байсунтау — каменноугольные и пермские отложения характеризуются, по Г. С. Чикризову, юго-западными и субмеридиональными простираниями, субширотные простирания в этих отложениях наблюдаются только в северных частях упомянутых хребтов, что, кстати, находится в полном соответствии с конфигурацией герцинских тектонических зон.

2. Юго-западные отроги Гиссарского хребта, его южный склон и интересующая нас сейчас западная часть Таджикской депрессии входят в состав так называемого Каратегинского поднятия В. И. Попова (1938). Это древнейшее поднятие, «питавшее верхнесилурийские молассово-флишевые формации Зеравшана и Дарваза, вытягивалось, по-видимому, с юго-запада к северо-востоку», в том же направлении, что и Таджикская депрессия, как и депрессия также суживалось (а возможно и выклинивалось) в северо-восточном направлении. «... Можно предполагать, что клин Каратегинского поднятия в верхнем силуре впервые расколол пространства Средней Азии на «север» и на «юг», на Тянь-Шань и Памир» (стр. 115). «В эпоху отложения силур-девонских известняков Каратегинское поднятие погрузилось в недра среднепалеозойской депрессии».

В несколько модифицированном виде представления о древнем поднятии к югу от пояса варисцид Южного Тянь-Шаня в последнее время высказаны А. А. Богдановым (1965). Автор говорит о древнем массиве Тарима и близкой ему по типу строения древней глыбе западного Таджикистана. «Эти древние массивы создают часть древней широтной рамы, обрамляющей палеозойды Средней Азии с юга» (стр. 43). Западная часть Таджикской депрессии квалифицируется этим исследователем частью как «докембрийский массив», погруженный под чехлом палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород».

В. Н. Крестников (1962) всю территорию Таджикской депрессии к западу от Куляба и к югу от Душанбе в палеозойской структуре считает срединным массивом с протерозойским основанием. Этот массив называется В. Н. Крестниковым Таджикским, он испытал погружение в нижнем-среднем девоне и нижнем карбоне.

Рассмотренные выше материалы о характере стратиграфических разрезов южно-гиссарских зон и о трассировании краевых разломов, ограничивающих зоны, позволяют уточнить некоторые характеристики поднятия. Прежде всего это касается продолжения поднятия в северо-восточном направ-

лении: оно заканчивается в районе плато Калаидашт, так как далее на восток, за Ходжа-Обигармским разломом распространены уже разрезы османталинского типа, в которых на метаморфическом основании залегает мощная толща силурийских карбонатных накоплений. Если же Османталинскую зону определять как окраину Каратегинского поднятия, которая уже в силуре была погружена под уровень моря, то поднятие может быть распространено до линии Главного Гиссарского разлома, в противоположном крыле которого находятся отложения центрально-гиссарского типа, мощный и непрерывный комплекс осадков от нижнего до верхнего палеозоя включительно.

На восток, в центральные районы Таджикской депрессии Каратегинское поднятие в настоящее время не может быть распространено за линию Иляк-Бабатагского разлома, для этого, как мы видели, нет достаточных геологических оснований.

Разрезы палеозойских отложений, имея в виду формационный состав (вулканогенные толщи, флиш) и мощности накоплений (порядка 5000—7000 м), которые несет докембрийское основание в районах Южного Гиссара, а также характер развитых здесь герцинских дислокаций и проявления позднепалеозойского интрузивного магматизма не позволяют согласиться с квалификацией района в качестве докембрийского массива, частично перекрытого чехлом палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород. Неправомерным поэтому представляется и проведение аналогий между Южным Гиссаром и Таримским стабильным массивом, где докембрийский метаморфический цоколь перекрыт типичным платформенным чехлом (Синицын, 1957). Южный Гиссар — настоящие герциниды Южного Тянь-Шаня, та их часть, которая в процесс геосинклинального погружения была вовлечена в начале карбона и закончила геосинклинальный цикл развития — в конце перми или даже в раннем триасе.

В значительных уточнениях нуждаются представления о Гиссаро-Дарвазском поднятии, в виде которого возрождается Каратегинское поднятие после девонской и раннекаменноугольной седиментации и сопутствовавшего ей погружения. «После некоторого погружения страны, происшедшего во время отложения нижнекарбонных пород Байсунтау, Гиссара и Дарваза, Гиссаро-Дарвазское поднятие вновь проявилось в начале верхнего палеозоя, так как палеозой и в Гиссаре и в Дарвазе лежит несогласно на более древних породах» (Попов, 1938, стр. 115).

Как указывалось выше, раннекаменноугольные орогенические движения имели место в Сурхантауской (в намюре) и в Османталинской (в начале периода) зонах. Но большая часть рассматриваемой в статье территории, отвечающая Мечетлинской зоне, оставалась областью эмергичного и непрерывного осадконакопления, по крайней мере, до середины позднего карбона. О возрождении единого поднятия до эпохи позднего палеозоя говорить сейчас уже не приходится. Такое поднятие оформилось лишь в конце карбона.

В течение пермского периода поднятие не менее двух раз подвергалось дифференцированным погружениям (осадки лючобской и ханакинской свит) и следовавшим за этим орогеническим поднятиям, последнее из которых имело место в раннем триасе. Нельзя поэтому говорить, как это принимается некоторыми исследователями, что Таджикская депрессия развивается в течение всего позднего палеозоя, мезозоя и в кайнозое. Депрессия не может быть образованием более ранним, чем рэт-лейасовая эпоха, когда в спорадически разбросанных по всей территории палеозойского Тянь-Шаня впадинах, впрочем во всех изученных случаях — достаточно скромных размеров, началось континентальное осадконакопление. Область позднеюрской седиментации, по видимому, охватывала уже всю площадь современной Таджикской депрессии.



Правильное решение вопроса о природе и важнейших чертах строения домезозойского фундамента Таджикской депрессии представляет значительный теоретический интерес, что видно и без особого обоснования только из того, сколько внимания Южному Гиссару и прилегающей к нему с юга территории уделяется в специальной тектонической литературе. Природа фундамента депрессии имеет значение и для понимания характера альпийских структур ее, плана расположения и истории их становления. Все эти особенности учитываются при решении самой насущной проблемы геологии области — проблемы нефтегазоносности.

#### ЛИТЕРАТУРА

Белеловский М. Л. Некоторые черты глубинной тектоники Таджикской депрессии по геофизическим данным. В кн.: «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., Изд-во «Наука», 1964.

Белеловский М. Л. Тектоническое районирование подсолевого структурного этажа Афгано-Таджикской впадины (по геофизическим

данным). В кн.: «Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана», вып. 1, Душанбе, Изд-во «Ирфон», 1965.

Бенш Ф. Р. Схема стратиграфии каменноугольных отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. В кн.: «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана», Ташкент, 1965.

Бобкова Н. Н. Стратиграфия верхнемеловых отложений и позднемеловые пластинчатожаберные моллюски Таджикской депрессии. Тр. ВСЕГЕИ, н. сер., т. 54, Л., 1961.

Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5 и 6, 1965.

Борисов А. А., Рыманов В. М. О геологической интерпретации магнитных аномалий юга Средней Азии. ДАН СССР, т. 133, № 6, 1960.

Борисов А. А., Федынский В. В. Геофизическая характеристика геосинклинальных областей Средней Азии. В кн.: «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., Изд-во «Наука», 1964.

Босов В. Д. Литологическая характеристика зон неогеновой аккумуляции Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. 7, 1963.

Бунэ В. И., Рейман В. М. К сеймотектонической характеристике центральной части Таджикской депрессии. Тр. Ин-та сейсмостроительства и сейсмологии АН Тадж. ССР, т. 7, 1960.

Вонгаз Л. Б., Коган А. Б. Некоторые особенности тектоники Таджикской депрессии в связи с нефтегазоносностью. В кн.: «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., Изд-во «Наука», 1964.

Геология СССР, т. 23. Узбекская ССР, М.—Л., 1948.

Геология СССР, т. 24, ч. 1. Госгеолтехиздат, М., 1959.

Гриднев Н. И. Литология кайнозойских моласс Сурхан-Дарьинской депрессии. Ташкент, Изд-во АН Уз ССР, 1955.

Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Сталинабад, Изд-во АН Тадж. ССР, 1958.

Кензин И. А. Схема тектонического районирования Юго-Западного Гиссара в герцинской структуре. В кн.: «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана». Ташкент, 1965.

Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Кухтиков М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза. Уч. зап. ТГУ, т. 12, 1956.

Кухтиков М. М. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. В кн.: «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». Изд-во АН СССР, 1964(a).

Кухтиков М. М. Межзональные краевые разломы складчатой области Гиссаро-Алая. В кн.: «Проблемы геологии Таджикистана». (Сб., посвящ. XXII сессии МГК). Душанбе, 1964 (б).

Кухтиков М. М. Тектоническое районирование и история развития Гиссаро-Алая в палеозое. В кн.: «Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана». М., Изд-во «Наука», 1966.

Покровский А. В. О краевом глубинном разломе Юго-Западного Гиссара (Южный Тянь-Шань). Уз. геол. ж., 1963, № 6.

Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.

Симаков С. Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. Гостоптехиздат, 1952.

Симаков С. Н. Перспективы поисков нефти и газа в Таджикской депрессии. «Сов. геология», 1959, № 1.

Синицын В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Таль-Вирский Б. Б. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня (по результатам геофизических исследований). В кн.: «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., Изд-во «Наука», 1964.

Чикрызов Г. С. Перекрещивающаяся складчатость в западных отрогах Гиссарского хребта. Тр. САГУ, нов. сер., вып. 30, геолог. науки, кн. 3, 1952.

Широков В. Я. Основные черты региональной тектоники Афгано-Таджикской депрессии в связи с ее нефтегазоносностью. В кн.: «Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана». Вып. 1. Душанбе, Изд-во «Ирфон», 1965.

Kleibelsberg R. Beiträge zur Geologie Westturkestans. Innsbruck, 1922.

М. М. КУХТИКОВ

### ШИКАНИШҶОИ КАНОРИИ БАИНИЗОНАВИИ ҲИСОРИ ҶАНУБИ ВА ПРОБЛЕМАИ СОХТИ ТАҒКУРСИИ ҚИСМИ ҒАРБИИ ДЕПРЕССИЯИ ТОЧИКИСТОН

Дар мақола исбот карда шуда истодааст, ки тағкурсии қисми ғарбии депрессияи Тоҷикистон, аз даръеи Кофарниҳон дар шарқ то домани қаторкӯҳи Кӯхитанг дар ғарб, бо таҳшинҳои даври палеозой ташкил шуда, дар нишеби ҷанубии қаторкӯҳи Ҳисор ва дар қаторкӯҳи Сурхонтоғ қушодашудаанд.

Ғумон карда шудааст, ки паҳншавии структураҳо дар тағкурсии таҳшинҳои даври палеозой ба самти меридионали наздик мебошад.

В. А. БЕЛЬСКИЙ

## К НОВЕЙШЕЙ ТЕКТЕНИКЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО ДАРВАЗА

Изучение закономерностей проявления новейших тектонических движений имеет большое теоретическое и практическое значение. Особую актуальность эти исследования приобретают в сейсмических районах, среди которых Таджикистан относится к числу наиболее активных.

В предлагаемой статье рассматриваются некоторые дискуссионные вопросы новейшей геологической истории Юго-Западного Дарваза. Под этим названием известна горная область, расположенная к югу от Дарвазского хребта, между реками Яхсу и Пяндж. К востоку от последнего располагается территория Афганского Бадахшана. К сожалению, сведения о геологии и геоморфологии этих мест весьма скудны (Desio, 1964, 1965).

Планируемое в ближайшие годы строительство на Пяндже каскада гидроэлектростанций обусловило необходимость проведения дополнительных изысканий в области неотектоники и сейсморайонирования территории Южного Таджикистана. В пределах Юго-Западного Дарваза эти работы проводились в 1963—65 гг. группой сотрудников Института геологии (г. Душанбе) под руководством С. А. Захарова. В состав группы входили Г. Ш. Ачилов и автор.

\*\*\*

Как известно, в настоящее время многие принципиальные вопросы неотектоники «орогенических областей» (Шульц, 1964) пока еще не имеют однозначного решения и вызывают острые дискуссии. В первую очередь сюда следует отнести такие проблемы как геохронологические границы новейшего тектонического этапа в различных областях; вид и характер но-

вейших тектонических движений, а также изменения их режима во времени и пространстве; степень соответствия орографических и неотектонических структур; существование и количество поверхностей выравнивания; корреляция неогенчетвертичных аккумулятивных и эрозионных комплексов; районирование в новейшей тектонической структуре и др. В связи с этим следует подчеркнуть, что и наши решения многих из этих вопросов (применительно к условиям описываемого района) также являются дискуссионными и требуют дальнейших исследований.

Термин «*новейшая тектоника*» понимается нами, в соответствии со взглядами С. С. Шульца (1939, 1948), как совокупность тектонических процессов, создавших в основных чертах современный рельеф. Следовательно, геохронологический диапазон новейшего тектонического этапа соответствует промежутку времени, в котором тектонические движения могут быть изучены геоморфологическими методами; другими словами, нижняя возрастная граница этого этапа соответствует геологическому возрасту наиболее древних форм рельефа, сохранившихся от разрушения. Совершенно очевидно, что грань между новейшими и более древними тектоническими движениями и более древними тектоническими движениями должна определяться для каждого региона индивидуально, с учетом особенностей геологической истории последнего.

Основную задачу мы видим в том, чтобы дать общую качественную характеристику новейших тектонических движений в пределах Юго-Западного Дарваза. По-видимому, наиболее удачным способом решения подобных задач нужно считать составление карт суммарных амплитуд вертикальных движений за определенный промежуток времени. Подобные карты являются, по-существу, своеобразным вариантом обычных структурных геологических карт; своеобразие это заключается в том, что роль опорного («маркирующего») горизонта исполняет какая-либо поверхность выравнивания. Под последними мы понимаем поверхности различного генезиса, длительно формирующиеся в условиях весьма полной компенсации эндогенных процессов экзогенными; вследствие этого поверхности выравнивания по своей форме приближаются к уровенным поверхностям гравитационного поля Земли (Мещеряков, 1960).

Как показывает анализ современной геоморфологической литературы, большинство горных областей имеет ярусное строение рельефа. Последнее выражается в закономерном чередовании по вертикали ландшафтных поясов крутосклонного, резко расчлененного рельефа и сглаженных, полого-волнистых

поверхностей выравнивания. В настоящее время можно считать доказанным, что образование ступенчатого рельефа горных стран обусловлено прерывистым характером их воздымания. В периоды ослабления или затухания поднятий по периферии горных стран формируются полигенетические поверхности выравнивания. При последующем усилении воздыманий подгорные равнины «втягиваются» в горные поднятия и начинают разрушаться.

Таким образом, чередование ярусов горного рельефа выражает естественную периодизацию новейшей геологической истории и может поэтому служить основой для создания своеобразной «геоморфологической стратиграфии», отражающей последовательность возникновения различных генераций форм рельефа. Вполне очевидно, что исходным пунктом этой шкалы должна служить самая древняя в пределах изучаемого района поверхность выравнивания, существовавшая еще до возникновения современного горного рельефа. Одновременно следует напомнить, что, в соответствии с трактовкой термина «новейшая тектоника», принятой в настоящей работе, время формирования этой поверхности должно рассматриваться как естественный рубеж между новейшими и древними тектоническими движениями.

Итак, для того чтобы дать общую качественную и количественную характеристику новейшего тектонического этапа Юго-Западного Дарваза, следует определить геологический возраст и первоначальные гипсометрические параметры наиболее древней поверхности выравнивания, а затем по реконструкции современного положения этого «нулевого репера», установить суммарные амплитуды новейших тектонических движений в различных участках. Полученная таким образом карта деформаций исходной поверхности выравнивания дает весьма наглядное представление о характере новейших структур этого района.

Как было показано выше, геологический возраст «нулевого репера» должен определяться индивидуально для каждого региона. В связи с этим необходимо кратко охарактеризовать основные черты современного геологического и геоморфологического строения территории Юго-Западного Дарваза, а затем реконструировать основные этапы развития структуры и рельефа этой области и определить на этом фоне относительное значение новейшего тектонического этапа.

\*\*\*

Современные представления о геологическом строении Юго-Западного Дарваза сложились в результате работ

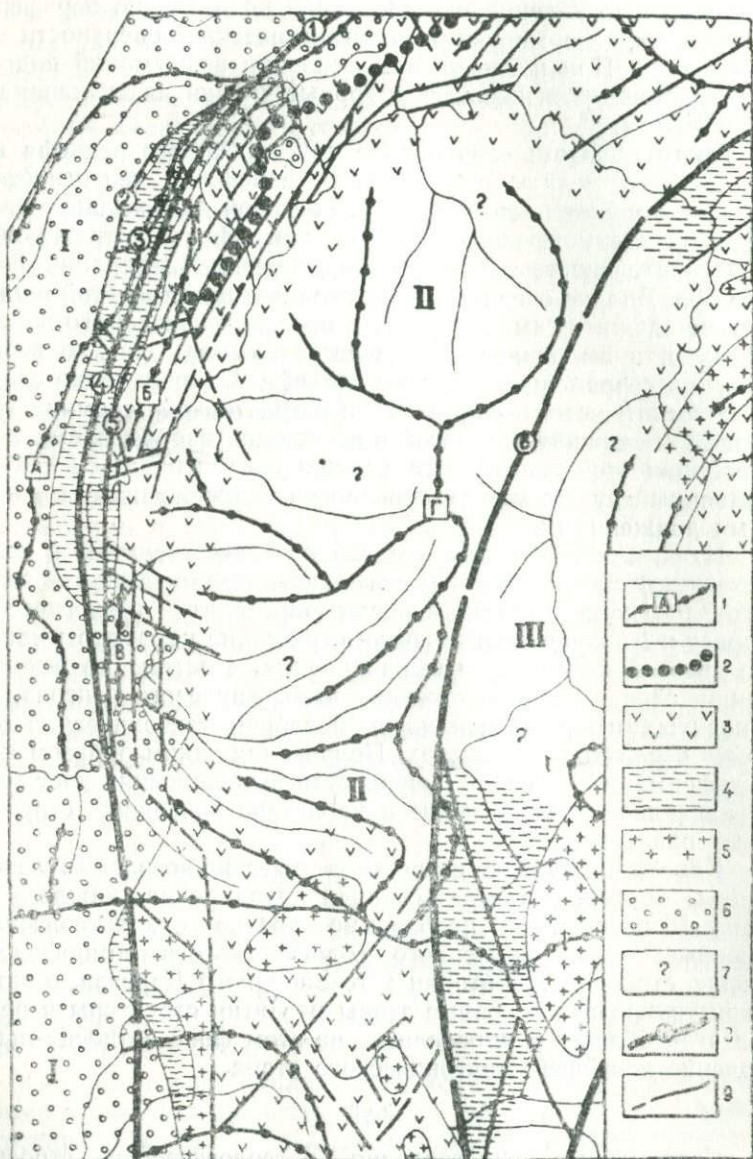


Рис. 1. Схема современного геологического строения и орографии Юго-Западного Дарваза и сопредельных областей (с использованием данных Б. П. Бархатова, Н. Г. Власова, А. Дезио и др.):

1 — основные хребты (А — хр. Хозретиши; Б — хр. Кухифруш; Г — хр. Сафеди-Хыр); 2 — линия наибольших отметок; 3 — докембрийские, палеозойские и триасовые отложения (без расчленения); 4 — отложения платформенного этапа (юра-эоцен); 5 — граниты (мезозой-палеоген); 6 — отложения орогенического этапа (олигоцен-плиоцен); 7 — неизученные районы; 8 — основные разломы (1 — Северопамирский; 2 — Хозретишинский; 3 — Сарьобский; 4 — Каляндарунский; 5 — Ильговарско-Грингский; 6 — Ванч-Акбайтальский); 8 — второстепенные разрывы. Тектонические зоны: I — Памиро-Алайская; II — Северопамирская; III — Центральный Памир.

А. Р. Бурачека (1934), П. К. Чихачева (1934), Н. П. Ермакова (1940), И. Е. Губина (1960), Н. Г. Власова (1961, 1962, 1963), С. А. Захарова (1958, 1964), М. М. Кухтикова (1956, (1958), Н. М. Сивичина (1959). В работах О. К. Чедия (1957, 1962 и др.) дана детальная характеристика неотектоники и геоморфологии описываемой территории и сопредельных областей. Большой интерес представляют также обзорные работы Н. П. Костенко (1961, 1963).

Рассматриваемая нами область является западной окраиной обширной горной страны—Памира. Территория Юго-Западного Дарваза и Афганского Бадахшана представлена сложной системой высоких горных хребтов, разделенных долинами и межгорными впадинами (рис. 1).

В пределах первой из этих областей определяющую роль играют хребты Хозретиши, Кухифруш и Сиунг. На юге они ориентированы субмеридионально, а к северу постепенно меняют свое простирание на северо-восточное. Благодаря этому возникает картина дугообразного изгибания всех орографических элементов. Следует заметить, что современная схема орографии Юго-Западного Дарваза и Афганского Бадахшана (рис. 1), определяется сочетанием хребтов субмеридионального и субширотного направлений. Ориентировка первых, как правило, совпадает с простиранием основных тектонических элементов. Хребты же субширотного направления обязаны своим возникновением в первую очередь деятельности водотоков, «распиливших» склоны поднятий, а тектонические факторы играют в их формировании подчиненную роль.

В некоторых работах (Кухтиков, 1958; Чедия, 1957) описываемая нами область подразделяется на 2 тектонические зоны — западную (Внешний Дарваз) и восточную (Внутренний Дарваз), разграниченные Дарваз-Каракульским краевым разломом. Последний функционирует, по крайней мере, с юрского периода.

Такое подразделение хорошо подтверждается рядом геологических и геоморфологических особенностей этих районов. Так, хр. Хозретиши, входящий в пределы Внешнего Дарваза, сложен почти исключительно юрскими, меловыми палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Весьма показательным, что внутри этой мощной (до 10—12 км) толщи до сих пор еще не обнаружено ни одного сколько-нибудь значительного углового несогласия. Внутреннее строение хр. Хозретиши можно, с известной условностью, сравнивать с косым односторонним горстом, у которого поднятое крыло осложнено различными пликтивными деформациями. Последние наиболее значительны в непосредственной близости от Каляндарунского разлома

(рис. 1). В то же время необходимо отметить быстрое возрастание их интенсивности с юга на север. С востока складчато-глыбовое поднятие хр. Хозретиши ограничено протяженной грабеноподобной впадиной. В настоящее время к последней приурочены долины рек Обиниоу и Йол.

В целом можно констатировать, что роль складчатых и разрывных дислокаций в тектонической структуре хр. Хозретиши примерно одинакова. Характерно, что крупные разломы — Каляндарунский, Сарыобский и Хозретишинский (рис. 1) достаточно четко выражены в рельефе.

Как показал Н. Г. Власов (1963), формирование морфоструктуры хр. Хозретиши началось в позднем плиocene. Заметим, что под «морфоструктурами» мы, в соответствии со взглядами И. П. Герасимова (1946), подразумеваем выражение в рельефе геологических структур. Морфоструктурные элементы возникают в процессе взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, причем первые играют определяющую роль. Таким образом, морфоструктуры — это новейшие тектонические структуры, видоизмененные экзогенными процессами.

Механизм формирования тектонической структуры хр. Хозретиши пока еще не изучен с достаточной деятельностью. Решение этой задачи потребует значительных усилий, поэтому в настоящее время можно высказать только предварительные соображения. По мнению автора, формирование наклонного одностороннего горста хр. Хозретиши сопровождалось надвиганием последнего на прилегающую с востока тектоническую депрессию. В соответствии с этим предположением Каляндарунский разлом должен иметь характер крутого взброса, у которого плоскость сместителя погружается на запад. Совершенно отчетливо это можно наблюдать в пределах южного окончания хр. Хозретиши (Чедия, 1957). В более северных районах плоскость разрыва обычно не видна, однако, некоторые характерные детали тектонического строения всяческого крыла взброса (послойные надвигания, расположение и форма небольших разрывов, своеобразные формы расслаивания пластов и т. д.) свидетельствуют о том, что движение масс здесь было направлено с запада на восток. Наиболее четко подобные признаки можно наблюдать в долинах левых притоков р. Обиниоу — рек Лянгар и Ровика. К этому необходимо добавить, что судя по наблюдениям К. В. Бабкова (устное сообщение) в долине р. Оби-Питоуду, Хозретишинский разлом также может оказаться крутым надвигом, направленным с запада на восток. Если это предположение окажется справедливым, то «козырьковое» строение некоторых участков Хозретишинского разрыва нужно будет считать результатом позднейших искривлений

плоскости взброса, обусловленных интенсивных воздыманием хребта.

Геоморфологическое строение хр. Хозретиши довольно просто. В целом он более всего напоминает гигантский вал со спокойными очертаниями склонов и водораздельной части. Последняя в некоторых местах (особенно на севере) увенчана скалистым гребнем. Склоны хребта расчленены узким и глубокими долинами водотоков, стекающих с него в реки Яхсу, Обиниу и Пяндж. Для гребневой линии хр. Хозретиши характерны незначительные колебания относительных превышений весьма постепенное уменьшение абсолютных отметок с севера на юг. В среднем высота хребта составляет 2500—2800 м.

Совсем иной геоморфологический облик имеет расположенный восточнее хр. Кухифрум. Здесь преобладают контрастные, резко расчлененные формы рельефа (скалистые гребни, резкие пики), и лишь в нижней половине западного склона хребта наблюдаются формы рельефа со спокойными очертаниями. Для гребневой линии хр. Кухифруш характерны резкие колебания высот—2500— до 4570; в среднем преобладают высоты 3200—3800 м.

Чрезвычайно характерен рельеф области, расположенный восточнее хр. Кухифруш. В первую очередь обращает на себя внимание удивительная ровность гребневых линий основных хребтов, лишь изредка нарушаемая отдельными уступами и пиками. Это придает силуэтам главных хребтов массивность и тяжеловестность. Спокойные, мягкие очертания основных водоразделов в перспективе сливаются в пологоволнистую поверхность, постепенно повышающуюся к востоку. В целом водораздельный ландшафт имеет характерный облик низкогорного рельефа, поднятого на значительную высоту.

Не менее своеобразно строение склонов этих хребтов. Так, долина Пянджа при наблюдении с достаточно возвышенной точки предстает перед нами в виде гигантского многоярусного каскада «террасовых долин» (Скворцов, 1948), последовательно прорезающих днища друг друга. При этом в верхних ярусах (выше 3200—3400 м абс. высоты) наблюдаются долины с огромной шириной (до 25—30 км) и незначительной глубиной вреза (до 200—300 м). В средних и, особенно, нижних ярусах ширина долин значительно сокращается, но одновременно резко возрастают величины соответствующих врезов. Все это сообщает склонам долины Пянджа выпуклую форму, свидетельствующую о восходящем развитии рельефа.

В настоящее время от разрушения уцелели только отдельные участки древних «террасовых долин». Последовательно прослеживая и увязывая эти фрагменты друг с другом по про-

стиранию долин, мы можем восстановить современное гипсометрическое положение древних эрозионных уровней (рис. 2). Подобные реконструкции вполне достоверны, хотя и недостаточно точны.

Внутренний Дарваз отличается от Внешнего не только своими геоморфологическими, но и геологическими особенностями. Так, в пределах первой из этих зон весьма широко распространены палеозойские образования. Более молодые отложения, напротив, пользуются здесь весьма ограниченным развитием. Помимо этого обращает на себя внимание общее сокращение мощности и изменение литолого-фациальных особенностей мезозойских и кайнозойских отложений Внутреннего Дарваза по сравнению с одновозрастными образованиями Внешнего Дарваза.

В современном строении Внутреннего Дарваза большую роль играют разрывные нарушения — продольные, диагональные и поперечные. Многие из них непосредственно выражены в рельефе, что свидетельствует об их весьма недавней активности. Некоторые из этих разрывов впервые возникли на протяжении новейшего тектонического этапа; другие же сформировались гораздо раньше, а в новейшее время были только «оживлены». Благодаря этому современную морфоструктуру Внутреннего Дарваза можно рассматривать как своеобразную глыбовую «мозаику», моделированную экзогенными процессами. Каждая из таких глыб имеет складчатое строение, причем консолидация произошла задолго до начала новейшего тектонического этапа (в течение герцинского геотектонического цикла).

Особенно следует подчеркнуть, что все крупные разрывные нарушения этой морфоструктуры имеют крутые падения и лишь на некоторых участках приобретают характер «козырьковых» надвигов. Характерно, что чаще всего плоскости сместителей погружаются на восток, что создает впечатление движения масс, направленного на запад.

Определение характера и масштабов новейших движений в подобных районах является довольно сложной задачей. Последняя разрешима лишь в том случае, если на поверхности глыб сохраняются фрагменты поверхностей выравнивания или коррелятные им новейшие отложения.

Ограниченные размеры статьи позволяют привести лишь общую характеристику современной морфоструктуры Внутреннего Дарваза. Основные ее элементы, как нам представляется, сформировались в результате дифференцированных перемещений отдельных глыб «мозаики» друг относительно друга. Судя по деформациям небольших «островков» плиоценовых конгло-

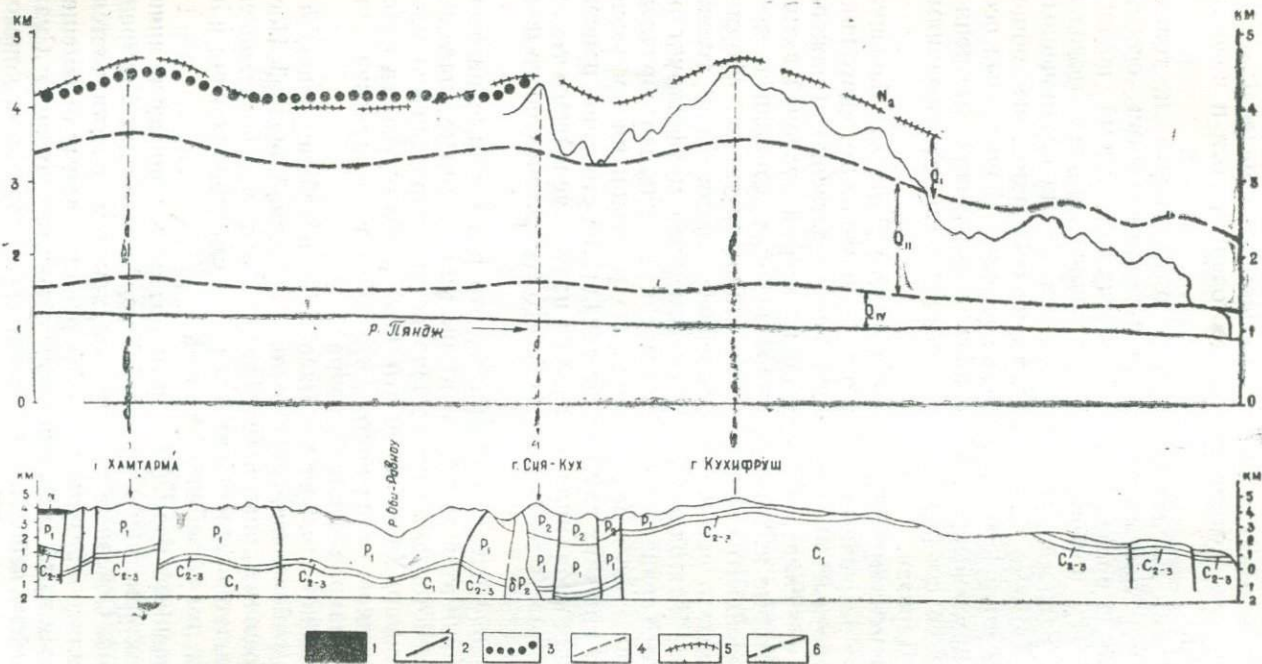


Рис. 2. Продольный геолого-геоморфологический профиль хр. Кухифруш: 1 — неогеновые отложения; 2 — разрывы; 3 — линия наибольших высот; 4 — сопоставительные линии; 5 — позднелиценные поверхности выравнивания; 6 — четвертичные эрозивно-денудационные уровни (тыловой шов).

мератов и фрагментов поверхностей выравнивания, сохранившихся в пределах различных блоков, последние в процессе новейших воздыманий не оставались совершенно монолитными, а испытывали разнообразные пологие (до 10—15°) изгибания. В связи с этим, вертикальная амплитуда перемещений блоков довольно быстро изменяется по простиранию разрывов, приобретающих, таким образом, шарнирный характер.

Эта особенность характерна для разрывов всех направлений — продольных, диагональных и поперечных. Благодаря этому внутренняя конструкция хр. Кухифруш напоминает в поперечном сечении сводчатую арку, составленную клинообразными блоками. Вертикальные амплитуды перемещений этих блоков постепенно увеличиваются к своду «арки», однако, в некоторых участках последнего блоки как бы резко выжаты вверх и возвышаются над своими соседями. Именно такково происхождение всех наиболее крупных вершин Внутреннего Дарваза — гор Кухифруш, Сиякух, Хамтарма и др. (рис. 2).

В целом, подобные морфоструктуры, по-видимому, следует именовать волново-глыбовыми поднятиями (Хаин, 1958).

В пределах Внутреннего Дарваза можно наблюдать своеобразное явление, заключающееся в том, что свод волново-глыбового поднятия в значительной части своего протяжения не совпадает с линиями современных водоразделов и превосходит последние по абсолютной высоте (рис. 1). Мы рассматриваем этот факт, как свидетельство того, что гидрографическое устройство района сформировалось, в общем, ранее его складчато-глыбовой структуры.

Завершая морфоструктурную характеристику Юго-Западного Дарваза, можно сделать вывод, что современный рельеф этой горной страны невозможно анализировать вне зависимости от ее геологического строения и предшествующей эволюции, единственно как результат деятельности нескольких последовательных циклов денудации, выработавших серию разновозрастных поверхностей выравнивания. Другими словами, основные хребты описываемой области являются сложными структурными поднятиями, а не денудационными останцами древних орогенов. С этой точки зрения, днища межгорных впадин должны рассматриваться не просто как более молодые, чем склоны хребтов, поверхности выравнивания, а как отрицательные элементы современной складчато-глыбовой структуры земной коры. Обычно эти элементы в той или иной степени переработаны экзогенными процессами и обладают многими особенностями обычных эрозионных долин.

Примером подобной долины-впадины может служить узкая протяженная депрессия, расположенная между хребтами Хозретиши и Кухифруш (рис. 1). В настоящее время к этой морфоструктуре приурочены долины рек Обиниоу, Иол и отчасти Пянджа. Следует подчеркнуть, что многие своеобразные черты геоморфологии и геологического строения Обиниоуской тектонической депрессии позволяют считать ее особой морфоструктурной зоной. Последняя ограничена с запада и с востока 2 крупными противоположно направленными надвигами — Каландарунским и Ильговарско-Грингским. В соответствии с этим, описываемая грабенообразная структура приобретает рамповый характер.

Судя по этим особенностям, Обиниоуская морфоструктурная зона играла в течение новейшего тектонического этапа роль своеобразного барьера, разделявшего два автономно развивавшихся поднятия — хребты Хозретиши и Кухифруш (рис. 3, Г).

Современное сложное строение Юго-Западного Дарваза является итогом длительного развития. Основные закономерности этого процесса еще не выяснены с достаточной полнотой и достоверностью, что и является причиной возникновения большого числа совершенно несходных между собой точек зрения на эту проблему. Анализ последних мог бы послужить темой специальной работы, однако, в задачи нашей статьи он не входит. Поэтому мы ограничиваемся замечанием, что формирование современной гетерогенной структуры Юго-Западного Дарваза и скачкообразный характер перехода между различными типами стратиграфических разрезов имеют двоякое объяснение. Некоторые исследователи считают эти особенности результатом постседиментационного тектонического сближения отдаленных до этого друг от друга зон; предполагается, что при этом происходит перекрытие промежуточных разрезов. Другие рассматривают резкие различия между структурами и стратиграфическими разрезами сопредельных зон как естественное следствие принципиальных различий их тектонического развития. Наиболее важным и своеобразным положением этой концепции является представление о краевых разломах (Синицин, 1949). Последние рассматриваются как особые пограничные рубежи между участками земной коры с различным геотектоническим режимом, функционирующие в течение весьма длительного промежутка времени.

Первая концепция получила наиболее последовательное развитие в работах С. А. Захарова (1958, 1964). По мнению этого исследователя, все основные особенности современной структуры и морфоструктуры Южного Таджикистана удов-

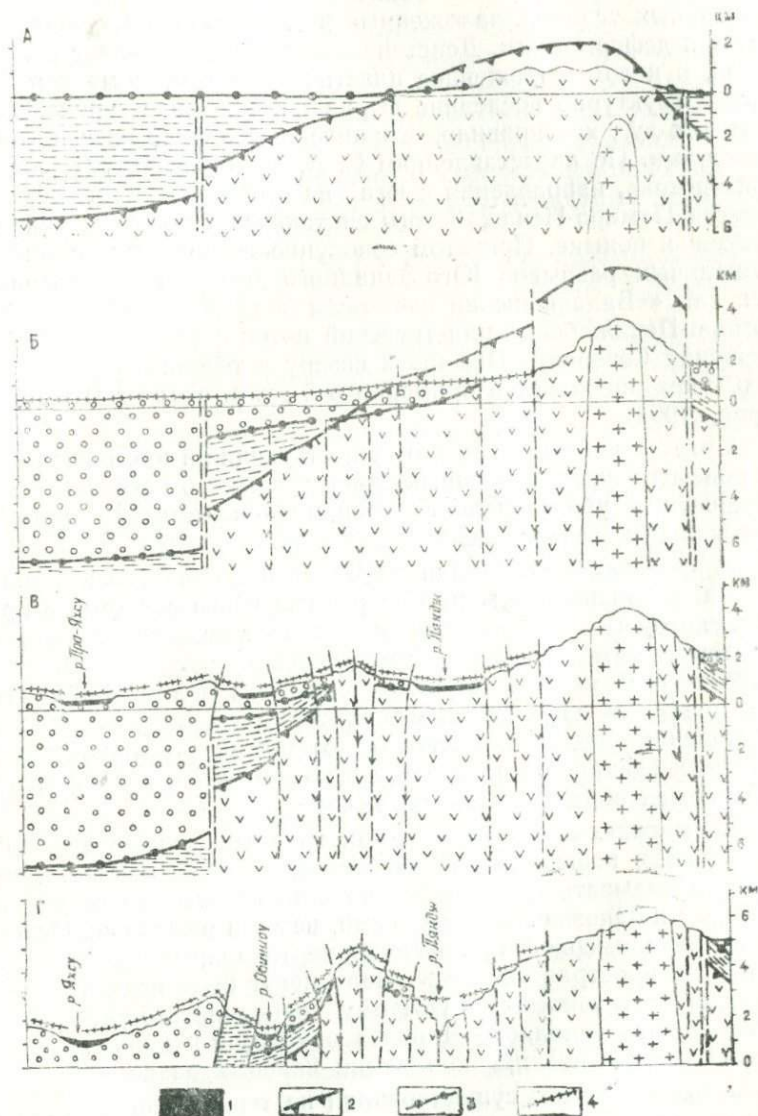


Рис. 3. Принципиальная схема развития Юго-Западного Дарваза в кайнозое (А — начало олигоцена; Б — поздний плиоцен; В — ранний плейстоцен; Г — голоцен). 1 — четвертичные отложения; 2 — доньский пенеппен; полигенетические поверхности выравнивания; 3 — раннеплиоценовая; 4 — позднеплиоценовая (пр. условные обозначения см. на рис. 1).

летворительно могут быть объяснены только действием горизонтальных условий, заложенных в самих толщах, подвергающихся деформациям. Действие этих усилий вызывает течение пород, в целом выраженное пластическим «поток» коровых масс. Структурно последние выражаются в виде серии тектонических дуг, как правило, ограниченных с флангов сдвиговыми зонами. По представлениям С. А. Захарова (1964), подобный «поток», направленный с юга на север, функционирует в области Памиро-Пенджабского синтаксиса, начиная с раннего мезозоя и поныне. При этом совокупность крупных субмеридиональных разрывов Юго-Западного Дарваза рассматривается как «Бадахшанская сдвиговая зона», ограничивающая Памиро-Пенджабский пластический поток с запада. Величина смещения Северного Памира к северу в течение послетриасового этапа оценивается примерно в  $2^\circ$ , т. е. около 200 км (Захаров, 1964).

Следует подчеркнуть, что существующие в настоящее время приемы изучения крупных сдвигов намного уступают в наглядности и убедительности современной методике анализа вертикальных тектонических движений.

В пределах Юго-Западного Дарваза можно указать только один небольшой сегмент Северопамирского разлома, в пределах которого сдвиговые смещения подтверждаются геоморфологическими данными. Этот участок, расположенный в бассейне р. Сарыоб, был уже описан О. К. Чедия (1962). Однако в других районах этой территории геоморфологические наблюдения свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь заметных сдвигов, подтверждая в то же время исключительный размах вертикальных движений.

По мнению автора, концепция крупных сдвигов является эффективной и перспективной гипотезой, которой, однако, еще нужно доказывать свою эффективность гораздо более убедительными и однозначными данными, нежели нынешние. Основные же закономерности проявления вертикальных движений во времени и пространстве уже сейчас могут быть изучены с достаточной детальностью. Поэтому, описание геологического развития Юго-Западного Дарваза в мезозое и кайнозое проводится нами с позиций концепции краевых разломов.

Представление о существовании на территории Памира и Дарваза краевых разломов впервые было сформулировано М. М. Кухтиковым (1955, 1958). Один из этих разломов (Дарваз-Каракульский) был установлен и в пределах описываемой области. По мнению М. М. Кухтикова (1955), «на всем своем протяжении Дарваз-Каракульский краевой разлом разграничивает области распространения, с одной стороны, мезо-

зойских и кайнозойских отложений типа хребтов Заалайского, Петра I и Придарвазья, с другой — палеозойских отложений типа Дарваза и Северного Памира... Как известно, нигде в пределах Северного Памира меловые и третичные морские отложения в настоящее время не установлены и возможность их сколько-нибудь значительного первичного здесь распространения исключается. Гипотеза же о сплошном перекрытии Северного Памира плащом морских и третичных отложений и последующем их уничтожении агентами денудации представляется маловероятной».

О. К. Чедия (1957, 1962) в ряде работ показал активность Дарваз-Каракульского разлома в новейшем тектоническом этапе.

Представление о Дарваз-Каракульском краевом разломе нашло признание и дальнейшее развитие в ряде последующих работ. Следует заметить, что в последние годы этот разлом чаще именуют Северопамирским (Синицин, 1959; Бархатов, 1963; Власов, 1963).

С течением времени некоторые первоначальные представления претерпели некоторые изменения. Так, по мнению М. М. Кухтикова (1955), Дарваз-Каракульский разлом представляет собою единую разрывную линию, протягивающуюся на многие сотни километров. Несколько позднее Н. М. Синицын (1959) указывал уже на существование в пределах Юго-Западного Дарваза целой системы параллельных друг другу разломов, функционировавших в мезозое и кайнозое. Детальная характеристика этой «Дарвазской зоны разломов» приведена в работах Н. Г. Власова (1962, 1963). Этот исследователь рассматривает наиболее крупные разрывы Юго-Западного Дарваза — Хозретишинский, Сарыобский, Каляндарунский и Ильговарско-Грингский (рис. 1), как самостоятельные ветви Северопамирского краевого разлома. Следует заметить, что Ильговарско-Грингский разлом является сегментом Дарваз-Каракульского разлома, в понимании М. М. Кухтикова.

В план статьи не входит детальный анализ всех существующих точек зрения. Поэтому нам представляется уместным лишь отметить, что, по представлениям автора, в пределах описываемой области важнейшей структурой является Каляндарунский краевой разлом. Последний рассматривается нами как продолжение Северопамирского краевого разлома к югу. Прочие же крупные разрывы получили важное значение только в позднеальпийскую эпоху. Следует иметь в виду, что Ильговарско-Грингский разлом, условно изображенный на рис. 1 в виде единой разрывной линии, в действительности представля-

ет собою совокупность относительно коротких разрывов, расположенных кулисообразно и сменяющихся по простиранию флексурами.

В соответствии с изложенными взглядами, история развития тектонических структур и рельефа Юго-Западного Дарваза в мезозое и кайнозое представляется в следующем виде.

Как показал Н. Г. Власов (1961, 1963), геологическая история Юго-Западного Дарваза четко подразделяется на несколько крупных этапов, отличающихся друг от друга интенсивностью тектонических движений, характером магматизма, а также составом и мощностью соответствующих отложений.

Геосинклинальное развитие описываемой области завершается в триасе, а уже к началу юрского периода последняя была полностью пенепленизирована.

Послегеосинклинальный этап развития, продолжавшийся с ранней юры до позднего эоцена, многими своими чертами напоминает платформенный режим. В пределах области, расположенной восточнее Каляндарунского разлома, отложения платформенного комплекса залегают на более древних образованиях «трансгрессивно», с резким угловым несогласием. По представлениям автора, первоначально эти отложения покрывали довольно широкий пояс по периферии Северного Памира. Впоследствии площадь их развития была сильно сокращена в процессе денудационного разрушения. Восточную границу осадочного чехла определить пока еще невозможно; однако, можно предполагать, что территория современного Внутреннего Дарваза была полностью им перекрыта. В пользу этого представления говорят следующие факты. Почти половина площади современного Внутреннего Дарваза сложена зеленокаменными эффузивно-обломочными образованиями нижнекарбоневой спилитовой формации. Вполне очевидно, что при размыве последних должны были бы формироваться граувакковые осадки. На самом же деле отложения платформенного комплекса обладают преимущественно кварцевыми или кварцево-полевошпатовым составом (Власов, 1963). Все это свидетельствует о существовании иных, причем гораздо более отдаленных, чем Внутренний Дарваз, питающих провинций.

Одновременно следует подчеркнуть, что осевая часть Северного Памира оставалась областью преимущественной денудации, по-видимому, на протяжении всего платформенного этапа (рис. 3, А).

В начале олигоцена интенсивность и контрастность тектонических движений резко возрастают. Это было связано с началом нового, орогенического этапа (Шульд, 1964) развития Юго-Западного Дарваза, продолжающегося и поныне. Его продолжительность составляет примерно 30—35 млн. лет.

Геологическое развитие Юго-Западного Дарваза на протяжении орогенического этапа обладает многими своеобразными чертами. В начале этого этапа горные сооружения еще отсутствовали; в целом преобладали ландшафты аккумулятивных равнин. В пределах Северного Памира последние постепенно превращались в денудационно-аккумулятивные поверхности с отдельными островными возвышенностями.

С течением времени интенсивность и контрастность тектонических движений прогрессивно нарастали. Уже к началу неогена произошла дифференциация описываемого региона на области преимущественной денудации и области преимущественной аккумуляции, причем в дальнейшем их взаимоотношения не изменялись существенно до середины плиоцена.

В пределах Памира на протяжении всего неогена функционировали продольные по отношению к геологическим структурам тектонические долины-впадины (Лоскутов, 1962; Чедия, 1962; Костенко, 1963). Постепенно изгибаясь на юго-запад, они протягивались в пределы Южного Бадахшана (рис. 4).

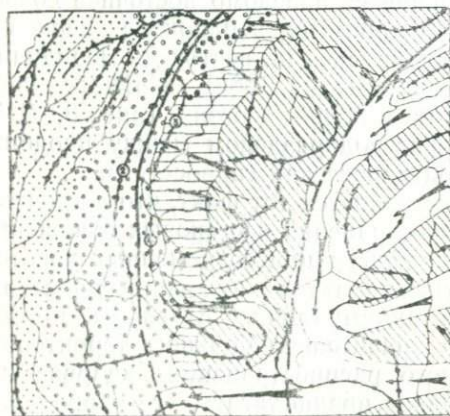


Рис. 4. Принципиальная схема палеогеографии Юго-Западного Дарваза и сопредельных областей в неогеновом периоде (с использованием данных областей в неогеновом периоде (с использованием данных А. Р. Бурачеком, Н. П. Костенко, В. В. Лоскутова, О. К. Чедия, А. Дезио и др.):

1 — основные современные хребты (1—хр. Джилантау; 2 — хр. Хозретши; 3 — хр. Кухифруш; 4 — хр. Сиунг; 5 — хр. Сафеди-Хыр); 2 — линия наибольших высот; 3 — области денудации; 4 — предгорная скалистая равнина; 5 — основные направления неогеновых водотоков; 6 — конгломераты; 7 — песчаники; 8 — основные краевые разломы.

Совершенно иная палеогеографическая обстановка существовала в это же время в пределах Внешнего Дарваза. В течение неогена здесь сформировалась мощная (до 7000 м) толщина континентальных моласс («дарвазских конгломератов»). По мнению большинства исследователей, эти отложения некогда входили в состав грандиозного предгорного шлейфа, образованного слившимися воедино субэральными дельтами водотоков, стекавших со склонов поднятий Северного Памира в субширотном, поперечном по отношению к основным тектоническим элементам направлении.

Анализ закономерностей изменения литолого-фациальных особен-

ностей «дарвазских конгломератов» (Бурачек, 1934; Теплова, Чедия, 1962; Чедия, 1962) позволяет сделать некоторые заключения об основных процессах орогенического этапа. Например, увеличение размера галек вверх по разрезу моласового комплекса свидетельствует о том, что формирование последнего происходило на фоне прогрессирующего увеличения относительного превышения области сноса над предгорным прогибом.

Еще более важные выводы можно сделать на основании изучения изменений петрографического состава галек вверх по разрезу. Эти данные позволяют считать, что вплоть до позднего миоцена размывались отложения палеогена, мезозоя и верхнего палеозоя. Несколько позднее (конец миоцена-плиоцена) в составе галечников начали преобладать породы среднего-нижнего палеозоя и докембрия. Заметим, что в современной водораздельной части хр. Кухифруш наиболее древними образованиями являются нижнекарбоновые зеленокаменные породы. Следовательно, уже с конца миоцена областями размыва могли служить районы, находившиеся заведомо восточнее современной долины Пянджа. По-видимому, в плиоцене верховья субширотных водотоков продвинулись на восток до меридиана современного хр. Сафеди-Хырс (Чедия, 1962). Общая реконструкция палеогеографических условий неогена (рис. 3, Б, 4) позволяет считать этот хребет водоразделом между продольной памирской и поперечной дарвазской гидросетями.

Особенно важным представляется тот факт, что восточные границы современного распространения неогеновых отложений совершенно не зависят от конфигурации современных хребтов и рек (рис. 1). Эрозионный характер этих границ свидетельствует о том, что площадная аккумуляция в отдельные промежутки неогена охватывала значительно большие территории, нежели области современного распространения «дарвазских конгломератов». Это позволяет предполагать, что территория современного Юго-Западного Дарваза в орографической структуре неогенового периода входила в состав предгорной зоны. Морфологически последняя была представлена наклонной полигенетической равниной (рис. 3—Б).

Предгорная зона играла роль своеобразного пьедестала, над которым возвышались горы Северного Памира. В настоящее время подобные ландшафты широко распространены в Монголии и Гобийском Алтае (Герасимов, Лавренко, 1952).

Таким образом, литолого-фациальные особенности «дарвазских конгломератов» свидетельствуют о том, что на протяжении всего периода их формирования в пределах дарвазского сектора Северного Памира существовала орогидрографичес-

кая система, принципиально отличная от современной. Необходимо кроме того подчеркнуть, что неогеновые молассы так же, как и отложения древнего платформенного комплекса, покрывали периферическую часть Северного Памира. По-видимому, это свидетельствует о том, что общий план тектонических движений мезозоя и кайнозоя был унаследован от палеозойского структурного плана.

Во второй половине плиоцена интенсивность тектонических движений резко возрастает (тальбарская фаза складчатости, по А. Р. Бурачеку). В результате мощная толща мезозойских и кайнозойских отложений была дислоцирована, а предгорный прогиб превращен в область дифференцированных поднятий, осадконакопление сохранило молассовый характер, но единый до этого седиментационный бассейн распался на ряд локальных аккумуляционных прогибов. Параллельно с формированием складчатых структур Внешнего Дарваза происходило их денудационное нарушение. В настоящее время пока еще нельзя воссоздать детали этого процесса, однако, в целом, можно констатировать, что уж к концу плиоцена (точнее, к началу кулябского времени) территория Юго-Западного Дарваза представляя выровненную, относительно слабо расчлененную страну, над всхолмленной поверхностью которой возвышались отдельные невысокие кряжи. В пределах Внешнего Дарваза остатки этого ландшафта сохранились в виде платообразных водораздельных участков, срезающих складки неогеновых конгломератов. В пределах же Северного Памира последним, почти уже исчезающим следом этой поверхности выравнивания являются массивные очертания основных хребтов и удивительная выровненность их гребневых линий.

Тальбарская фаза явилась поворотным пунктом в новейшей геологической истории Юго-Западного Дарваза. Она вызвала принципиальную перестройку рельефа и гидросети, а следовательно, и условий осадконакопления. В связи с этим, новейшая орогидрографическая система, сформированная тектоническими движениями тальбарской и последующих фаз, совершенно не соответствует ландшафтным особенностям этапа накопления «дарвазских конгломератов».

Эта орогидрографическая перестройка протекала, как нам представляется, следующим образом. Вначале в пределах наклонной подгорной равнины возникли невысокие субмеридиональные поднятия, являвшиеся своеобразными «эмбрионами» будущих хребтов Кухифруш и Хозретиши. Относительно мелкие субширотные водотоки, унаследованные еще от плиоценовой эпохи, оказались не в силах преодолеть эти тектонические барьеры и были вынуждены осваивать межрядовые пониже-

ния (рис. 3, Б, 5, А). В связи с этим субширотная поперечная гидросеть постепенно превратилась в субмеридиональную, продольную по отношению к новейшим морфоструктурам. По-видимому, уже в среднем плейстоцене орогидрографическая схема Юго-Западного Дарваза была весьма близка к современной (рис. 5, Б).

Следует заметить, что подобные перестройки орогидрографии описывались и в других районах (Гроссгейм, 1949 и др.). Известны также и примеры начальных стадий развития авангардных тектонических гряд, осложняющих подгорные пьедесталы. В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсов («Гоби-Алтайское землетрясение», 1963) называют эти морфоструктуры форбергами.

Таким образом, основные морфоструктурные элементы Юго-Западного Дарваза впервые были намечены во второй половине плиоцена и продолжают формироваться по сей день.

Следовательно, тальбарская фаза является началом новейшего тектонического этапа в пределах Юго-Западного Дарваза. Продолжительность последнего с известной условностью может считать равной 3—4 млн. лет, т.е. всего около 10% длительности орогенического этапа. В соответствии с этим полигенетическая поверхность выравнивания, предшествовавшая этой фазе (рис. 3, Б), должна рассматриваться как «нулевой репер» при определении амплитуд новейших тектонических движений. Отсюда ясно, какое важное значение имеет определение первоначального гипсометрического положения предгорного пьедестала в позднем плиоцене.

Подобные определения имеют довольно приближенный характер, поскольку они основаны на предположении, что все процессы, кроме тектонических, остаются неизменными. Это

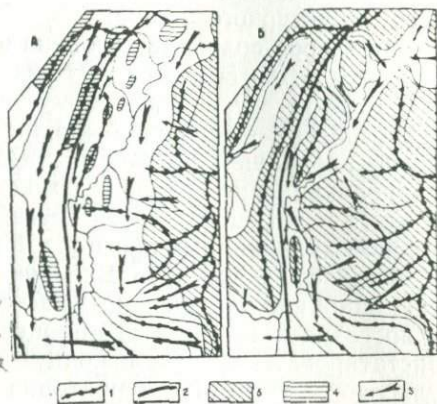


Рис. 5. Схема развития орогидрографии Юго-Западного Дарваза в течение новейшего тектонического этапа: (А — конец плиоцена — ранний плейстоцен; Б — средний плейстоцен). 1 — основные современные хребты; 2 — Северо-Памирский краевой разлом; 3 — области денудации; 4 — авангардные поднятия (форберги); 5 — направления древних водотоков.

значит, что реки остаются примерно на одном и том же уровне и, по мере поднятия горной страны, антецедентно распилывают ее хребты. Отсюда следует, что глубина вреза этих рек-свидетелей является мерой тектонического поднятия. Разумеется, что, исключая рассмотрения изменения интенсивности экзогенных процессов, мы заведомо допускаем ошибку, величина которой в настоящее время не поддается еще учету.

Приближенные гипсометрические параметры позднелиоденового подгорного пьедестала Северного Памира определялись нами на основании анализа абсолютных высот поверхности современной аккумуляции на юге Яхуйского прогиба и положения современного русла Пянджа. На основании этих данных предполагается, что поверхность пьедестала находилась в районе современного г. Куляба на абсолютной высоте порядка 400—500 м. Отсюда равнина постепенно повышалась на восток, достигая к подножью хр. Сафеди-Хырс высоты порядка 1000 м. Учитывая, что ширина предгорного пьедестала достигала в конце плицена 30—40 км, нетрудно подсчитать, что его средний уклон составлял 1—2°.



Итак, анализ основных морфоструктур Юго-Западного Дарваза позволяет установить современное гипсометрическое положение фрагментов «нулевого репера». Реконструкция же исходного положения последнего позволяет ввести соответствующие поправки на первоначальный рельеф и определить, таким образом, амплитуды тектонических движений для различных участков изучаемой области. Для того, чтобы систематизировать все эти данные, была составлена серия поперечных и продольных комплексных геолого-геоморфологических профилей (Костенко, 1959). Общее представление о последних дают рисунки (3, Г и 4). На основании этой сети профилей была составлена карта суммарных амплитуд вертикальных движений за новейший тектонический этап (рис. 6).

Карта наглядно отражает закономерности тектонических движений по площади описываемой области и характер, возникающих при этом структур. Суммарные амплитуды новейших движений колеблются в весьма широких пределах — от 1200 до 4000 м. Средние же скорости этих движений, в соответствии с указанной выше продолжительностью новейшего тектонического этапа, меняются в пределах 0,3—1,0 мм в год.

На основании анализа карты суммарных амплитуд новейших тектонических движений, а также основных геоморфологических и тектонических особенностей Юго-Западного Дар-

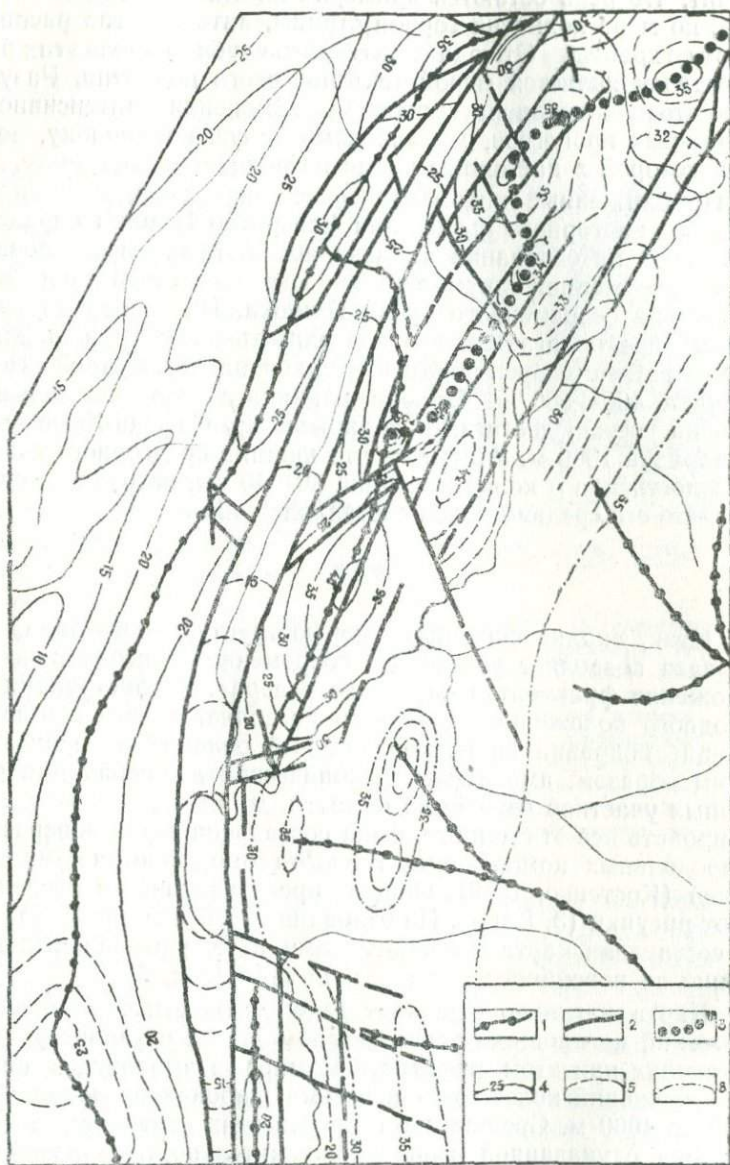


Рис. 6. Схематическая карта суммарных амплитуд вертикальных движений за новейший тектонический этап: 1 — современные хребты; 2 — основные разрывы, выраженные в рельефе; 3 — линия наибольших высот, изолиния суммарных амплитуд новейших движений (в гектометрах); 4 — через 500 м; 5 — через 100 м; 6 — менее достоверные изолинии.

ваза представляется возможным провести тектоническое районирование области в новейшей (т.е. позднеальпийской) структуре. Основными единицами такого районирования, по мнению автора, должны служить зоны, отличающиеся друг от друга, в первую очередь, амплитудами новейших тектонических движений, морфологией и возрастом новейших структур и особенностями геоморфологии.

В позднеальпийской структуре Юго-Западного Дарваза, как нам представляется, можно выделить 3 морфоструктурные зоны—Внешний Дарваз, Обиниоускую и Внутренний Дарваз (рис. 7). В масштабах описываемой области эти зоны играют роль морфоструктурных элементов первого порядка. Внутреннее их строение также достаточно сложно. В настоящее время удается выделить морфоструктуры второго порядка (рис. 7). В дальнейшем, по мере совершенствования методики наблю-

дений, возможно, будут выявлены еще более мелкие элементы новейшей тектонической структуры.

\*\*\*

В заключение следует подчеркнуть, что составленная нами карта суммарных амплитуд новейших движений (рис. 6) в связи с малой точностью геоморфологических методов уступает по достоверности обычным структурным геологическим картам. Поэтому ее необходимо рассматривать как полуколичественную характеристику новейших тектонических движений в пределах Юго-Западного Дарваза. Однако, даже в этом случае полученные данные позволяют составить представление о характере новейших деформаций фундамента Таджикской депрессии. Вполне вероятно, что при дальнейшей детализации исследований окажется возможным коррелировать дислокации чехла и фундамента.

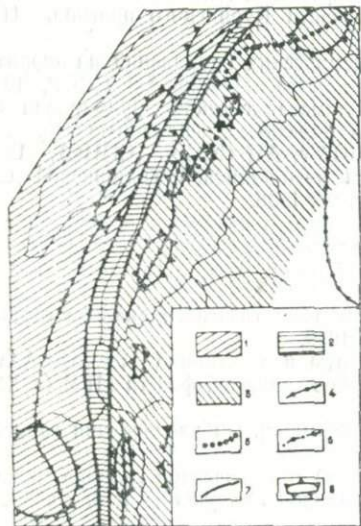


Рис. 7. Схема тектонического районирования Юго-Западного Дарваза в альпийской структуре. Морфоструктурные зоны: 1 — Внешний Дарваз; 2 — Обиниоуская; 3 — Внутренний Дарваз; 4 — совпадающие с линиями новейших поднятий I порядка; 5 — совпадающие с линиями наибольших отметок; 6 — хребты; 7 — основные разломы, выраженные в рельефе; 8 — новейшие поднятия II порядка.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во Ленинградск. ун-та, 1963.
- Бурачек А. Р. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана. Тр. ТКЭ, 1932, вып. 4, 1934.
- Власов Н. Г. Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза. В сб.: «Геология Средней Азии». Изд-во Ленинградск. ун-та, 1961.
- Власов Н. Г. Схема тектоники Юго-Западного Дарваза. ДАН СССР, т. 145, № 6, 1962.
- Власов Н. Г. Стратиграфия и тектоника Юго-Западного Дарваза. Автореф. канд. дисс., Л., 1963.
- Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. Пробл. физич. географии, т. 12, Изд-во АН СССР, 1946.
- Герасимов И. П., Лавренко Е. М. Основные черты природы Монгольской Народной республики. Изв. АН СССР, сер. геогр., вып. 1, 1952.
- Гоби-Алтайское землетрясение. Изд. АН СССР, 1963.
- Гроссгейм В. А. О влиянии четвертичных тектонических движений на современную речную сеть восточной части Куринского прогиба. Изв. ВГО, т. 81, вып. 1, 1949.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). Изд-во АН СССР, 1960.
- Ермаков Н. П. Геология и полиметаллическое рудопроявление Западного Дарваза. В сб.: «Геология и полезные ископаемые Средней Азии (итоги Среднеазиатской эксп. за 1937 г. АН СССР (СОПС), 1960.
- Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. 95, 1958.
- Захаров С. А. Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основани сеисмотектонического районирования Таджикистана. В сб.: «Проблемы геологии Таджикистана». Душанбе, 1964.
- Костенко Н. П. К методике геоморфологического анализа горных стран. Вестн. МГУ, сер. биол.-геол., № 2, 1959.
- Костенко Н. П. Главнейшие черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии. Сб. трудов геологич. фак-та МГУ (к XXI сессии МГК), 1961.
- Костенко Н. П. Главнейшие закономерности расчленения горного сооружения Памира. Мат-лы по геологии Памира, вып. 1, Душанбе, 1963.
- Кухтиков М. М. О так называемой геологической границе между Памиром и Алаем-Тянь-шанем. Уч. зап. Тадж. гос. ун-та, т. 6, тр. ф-та, естеств. наук, вып. 1, 1955.
- Кухтиков М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза. Уч. зап. Тадж. гос. ун-та, т. 12, тр. ф-та естеств. наук, вып. 2, 1956.
- Кухтиков М. М. Тектоническое районирование Памира в альпийской структуре. Уч. зап. Тадж. гос. ун-та, т. 17, тр. ф-та естеств. наук, вып. 3, 1958.
- Лоскутов В. В. Геоморфология Таджикистана. В сб.: «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Душанбе, 1962.
- Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы и ее влияние на пространственное размещение эпитермального оруденения. Автореф. докт. дисс. Л., 1949.

Синицын Н. М. Северо-Памирский краевой разлом (О северной геологической границы Памира). Уч. зап. ЛГУ, № 268, сер. геол. наук, вып. 10, 1959.

Скворцов Ю. А. Метод геоморфологического анализа в картографии. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 39, 1948.

Теплова Г. А., Чедия О. К. Минералогическая характеристика кайнозойских моласс Придагвазья. В сб.: «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Душанбе, 1962.

Хайн В. Е. О глыбово-волновой (складчато-глыбовой) структуре земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33 (5), 1958.

Чедия О. К. К характеристике альпийской структуры Южного Дарваза. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. 2, 1957.

Чедия О. К. Зоны четвертичной аккумуляции и новейшая тектоника Дарваза. Тр. Тадж. гос. ун-та, т. 2, 1957а.

Чедия О. К. История геологического развития территории Таджикистана в кайнозое. Сб. «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Душанбе, 1962.

Чедия О. К., Трофимов А. К. Особенности новейшего развития структурных форм Таджикистана. Сб. «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Душанбе, 1962.

Чихаев П. К. Тектоника Юго-Западного Таджикистана. Тр. ТКЭ, вып. 4, 1934.

Шульц С. С. О новейшей тектонике Тянь-Шаня. Тр. XVII сессии МГК 1937 г., т. 2, М., 1939.

Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географиз, 1948.

Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. В сб.: «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность» М., Изд-во «Наука», 1964.

Desio A., Martina, G. Pasquaire. On the geology of Central Badakhshan (north-east Afganistan). Quat. journal geol. soc. London, vol. 120, 1964.

Desio A. Sulla struttura tettonica dell' Asia Centrale. Estratto dai Rendiconti della Classe di Scienze fisiche, mat. e nat., ser VIII, vol. 38, fasc. 6, 1965.

В. А. БЕЛЬСКИЙ

### ОИД БА ТЕКТОНИКАИ НАВТАРИНИ ЧАНУБИ ҒАРБИИ ДАРВОЗ

Давомнокии давра тектоникии навтарин дар Чанувӣ-Ғарбии Дарвоз 3—4 миллион солро ташкил медиҳад. Амплитудаи ҳаракати навтарин аз 1200 то 4000 метр тағйир меёбад.

О. П. САПОВ

## О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ПАМИРА

Тектоническое строение Северного Памира неоднократно с различных точек зрения рассматривалось различными исследователями. Начиная с работ Д. Л. Иванова, Д. И. Мушкетова, Д. В. Наливкина, решались вопросы, касающиеся пространственного расположения тектонической зоны Северного Памира, хронологического ее развития, специфических особенностей строения отдельных ее частей и характера границ с окружающими территориями.

В последней монографической работе по тектонике Памира (Бархатов, 1963) Северный Памир выделяется в составе складчатой системы Куньлуня как единая тектоническая зона, с севера и с юга ограниченная краевыми разломами. Геосинклинальный период ее развития закончился в конце палеозоя. В течение палеозойского этапа внутри тектонической зоны Северного Памира обособились три подзоны, ограниченные краевыми разломами второго порядка. Развитие этих крупных структур продолжалось и в последующий послегеосинклинальный период, который начался примерно в конце триаса — в начале юры. С этого времени и до сих пор Северный Памир выступает как геосинклинальное поднятие, осложненное частными внутригеосинклинальными прогибами. По-видимому, в это же время начали формироваться дизъюнктивные и складчатые структуры внутренних частей тектонических подзон Северного Памира. Вопросы механизма их формирования и хронологического развития до сих пор остаются открытыми. Недостаточная изученность Северного Памира, отсутствие молодых, послепалеозойских, отложений ставили перед исследователями в этом аспекте ряд сложных проблем, которые решались в основном, с позиций региональной геологии и общетектони-

ческих соображений. Попутно приводились и данные по морфологии и пространственному расположению отдельных наиболее крупных структур, а реконструкции, как правило, сводились к вычерчиванию сложных изоклиальных складок громадных масштабов, существование которых на Северном Памире представляется сомнительным.

По мере увеличения детальности работ крупная изоклиальная складчатость «исчезает» даже из докембрийских отложений. Показательны в этом отношении разрезы, составленные С. И. Клунниковым (1936) для территории Юго-Западного Памира и неоднократно подтвержденные позднее. Н. М. Синицын (1956, 1960), описывая строение структур докембрия и палеозоя различных районов территории СССР и КНР, отмечает повсеместное распространение пологих складок, отличающихся некрутыми углами падения.

### Механизм формирования лучевых разломов

При изучении значительного количества разрезов восточной части Северного Памира и смежных территорий был получен фактический материал, указывающий на своеобразное развитие некоторых структур. Действительно, изоклиальную складчатость больших масштабов наблюдать в природе не удается. В пределах Северного Памира не встречается крупные антиклинальные перегибы, отсутствуют также и замковые части антиклинальных складок. Полное уничтожение эрозией даже мелких фрагментов складок при их региональном развитии представляется маловероятным. По-видимому, наряду с известными ранее процессами вертикальных перемещений масс по краевым разломам, определившим общее тектоническое строение Памира, немаловажную роль играют процессы горизонтального сжатия, в результате которых внутри тектонических подзон формируются широкие синклинальные складки, разделенные разрывами. Структуры сочленения синклинальных складок по разрывам развиты повсеместно и зачастую неверно расшифровывались как корневые части изоклиальных складок.

Все вышесказанное относится к складкам шириной от нескольких сотен метров до десятков километров. Складки меньшего порядка (размах крыльев — первые метры) формируются, как правило, на крыльях синклиналей вблизи разломов, где в редких случаях можно видеть изометричные антиклинальные смятия пластов.

Наиболее крупные пликативные структуры расположены в центральной части Северного Памира, где сохранились обширные поля почти горизонтально лежащих палеозойских от-

ложений, с севера и с юга ограниченные разломами, имеющими падение близкое к вертикальному. К линиям разломов падение пород постепенно увеличивается от  $0^\circ$  до  $60-90^\circ$ , фиксируя расположение лучевого разлома.

Под лучевыми разломами следует понимать структуры, образовавшиеся в процессе сжатия и выжимания пластов вверх с нарушением сплошности в зоне максимального противодействия существующим напряжениям (рис. 1). Предлагаемый термин — «лучевые разломы» отражает морфологию структур и, отчасти, генетическую сторону процесса.

Амплитуды вертикальных перемещений одного крыла разлома относительно другого могут достигать значительных величин, но при этом сохраняется характерная структура лучевого разлома. Кроме того, эти линии, как правило маркируются зонами оруденения, ожелезнения и дробления пород.

Широкое распространение описываемых структур, находящихся на различных стадиях своего развития, позволило поэтапно восстановить механизм формирования лучевых разломов. Причем, развитие такого рода нарушений в твердых породах проходит несколько иначе, нежели в пластических отложениях.

Динамически устойчивые палеозойские образования Се-

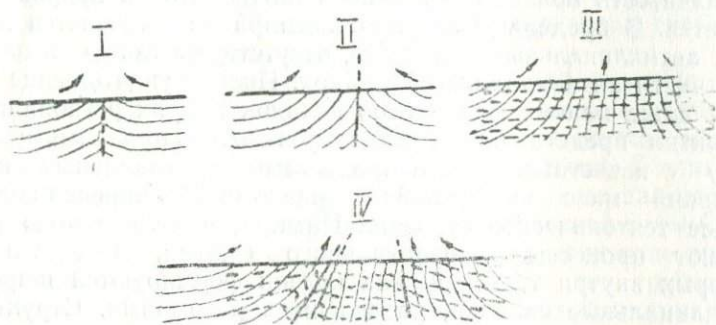


Рис. 1. Принципиальная схема развития лучевых разломов: I, II — первая фаза развития; III, IV — вторая фаза развития. Стрелками указано направление действующих напряжений.

верного Памира проходят две фазы дислокаций, связанные с формированием лучевых разломов, принципиальная схема развития которых представлена на рис. 1. В первую фазу в горизонтально лежащих породах образуется небольшая гребневидная складка с самого начала нарушенная разрывом, круто наклоненным в сторону преобладающего давления (рис. 1, I). В связи с этим следует различать динамическое крыло

разлома, расположенное со стороны преобладающего давления, и статическое крыло разлома, играющее роль упора. Дальнейшее «выдавливание» пластов (рис. 1, II) сопровождается в отдельных случаях формированием в динамическом крыле единичных мелких изоклиальных складок. Во второй фазе, при достижении определенной степени жесткости в фокусе лучевого разлома<sup>1</sup> образуется система горизонтальных параллельных друг другу трещин, проникающих как в статическое, так и в динамическое крыло, и служащих как бы продолжением горизонтально лежащих пластов смежных территорий (рис. 1, III).

Дальнейшее развитие лучевого разлома идет в сторону увеличения мощности фокуса. Этот процесс фиксируется, в основном, по деформациям линий трещиноватости. В динамическом крыле нарастание фокуса сопровождается, по-видимому, межпластовыми подвижками, которые приводят к значительному усложнению конфигураций трещин, образующих систему, напоминающую мелкую изоклиальную складчатость. Причем, судя по направлению линий трещиноватости в отдельных разрезах, можно предположить, что на определенной стадии развития фокус разлома в своем движении вверх начинает отставать от его крыльев (рис. 1, IV). В динамическом и статическом крыле трещины полого воздымаются к фокусу лучевого разлома. Таким образом, во второй фазе развития лучевого разлома деформации линий трещиноватости в общих чертах повторяют процессы первой фазы.

По-видимому, в это время в результате дальнейшего усложнения структуры появляются новые «сопровождающие» разрывы-взбросы, расположенные в непосредственной близости от фокуса лучевого разлома. В начальной стадии своего развития они формируются как надвиги более молодых пород на древние и только при достижении значительных амплитуд перемещений появляются обычные взбросы с более древним аллохтоном. Отличительной чертой этих структур является, в общем, согласное с напластованием падение сместителя. На некотором удалении от фокуса лучевого разлома в динамическом крыле в отдельных случаях появляются пологие межпластовые надвиги небольших амплитуд. При срыве пластов относительно друг друга они сопровождаются смятием промежуточных слоев в мелкие, типа плейчатости, изоклиальные

<sup>1</sup> Здесь и ниже под фокусом лучевого разлома понимается зона сочленения его крыльев. Неопределенность этого понятия вызвана тем, что в большинстве случаев не удается выделить лучевой разлом в виде одной плоскости, а зона сочленения его крыльев, т. е. вертикального падения пластов, может занимать площадь порядка нескольких километров в ширину.

складки. Необходимо отметить, что образование крутых взбросов является процессом, протекающим как в динамическом, так и в статическом крыле лучевого разлома. Пологие же надвиги и сопровождающая их мелкая изоклиальная складчатость отмечались только в динамическом крыле, в области достаточно полого залегающих пластов.

В пластических породах в динамическом крыле мелкая изоклиальная складчатость начинает формироваться одновременно с первичной гребневидной складкой. Статическое крыло, выполняя роль упора, полого изгибается кверху. Дальнейшее развитие идет по пути усложнения складок в динамическом крыле (вплоть до лежачих) и увеличения крутизны падения пород (до запрокинутого) у линии лучевого разлома в статическом крыле. На этом этапе в динамическом крыле формируются пологие (первые десятки градусов) надвиги небольших амплитуд и межпластовая складчатость. Механизм их образования соответствует таковому в твердых породах и описан выше.

Образование описанных вторичных дислокаций целиком обусловлено процессом формирования лучевого разлома, основным фактором которого следует считать выжимание пластов вверх и наращивание мощности фокуса разлома. Направленность процесса развития описываемых структур подтверждается тем, что любой горизонтальный уровень (вплоть до четвертичных и современных), образовавшийся в зоне лучевого разлома в любой стадии его формирования деформируется в дальнейшем соответственно изложенной схеме. То есть, деформации зарождаются в фокусе лучевого разлома и нарастают в обе стороны от него.

Два или несколько рядом расположенных лучевых разлома образуют систему, характеризующуюся на последних этапах развития чрезвычайной сложностью строения внутренних частей. Субширотные структуры Северного Памира, как это уже упоминалось выше, в большинстве случаев выражены серией синклинальных складок, разделенных лучевыми разломами. В одних случаях это широкие поля, почти горизонтально лежащих отложений, с воздымающимися краями, в других случаях — типичные синклинали, часто сжатые и запрокинутые в сторону меньшего давления. В областях наибольшей тектонической напряженности, например по южной окраине тектонической зоны Северного Памира, наблюдались случаи крутых взбросов динамического крыла на прилегающую синклиналь, зачастую сопровождавшиеся частичным срывом контактирующего статического крыла. Если лучевые разломы зарождаются сравнительно близко друг от друга, то в процессе

дальнейшего развития, особенно после появления «сопровождающих» разрывов, они образуют сложно построенные участки и зоны значительной ширины. Примером такой зоны может служить зона акбайтальских, так называемых, чешуйчатых надвигов, описание которой будет приведено ниже.

### Развитие лучевых структур Северного Памира и прилегающих территорий

Начальные стадии формирования лучевых структур можно наблюдать в мезозойско-кайнозойских отложениях северного склона Заалайского хребта. В вертикальном срезе левого борта долины р. Кок-Киник обнажается разрез кирпично-красных миоцен-плиоценовых глин и песчаников, смятых в сложные слабозапрокинутые к северу складки. Интенсивность складчатости нарастает с юга на север и заканчивается гребневидной антиклиналью высотой в первые десятки метров. Севернее антиклинали отложения дислоцированы слабо. Осевая часть складки нарушена зарождающимся лучевым разломом с амплитудой перемещения 1—1,5 м, круто падающим на юг под углом около 80°. Вверх по разрезу разлом постепенно затухает (рис. 2). Несмотря на небольшую амплитуду, подвижки по разлому сопровождались интенсивным ожелезнением, что указывает на пространственную связь лучевого разлома с глубинными структурами с момента его возникновения. По-видимому, лучевой разлом зарождается на глубине и в процессе развития наращивается к поверхности.

Дальнейшие стадии развития лучевых разломов в пластических породах можно наблюдать в меловых отложениях, обнажающихся в долинах рек Алтын-Дара, Ачик-Таш и др.

В устьевой части левого борта долины р. Алтын-Дара (Северный склон Заалайского хребта) обнажается разрез сложно дислоцированных верхнемеловых осадков (рис. 3). Динамическое крыло здесь сложено интенсивно перематыми отложениями туронского яруса верхнего мела. Сформировавшиеся при преобладающем давлении с юга «нагнетенные» складки причудливой конфигурации значительно увеличивают

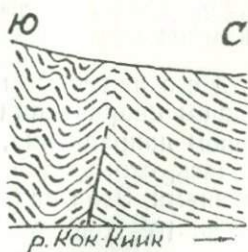


Рис. 2. Начальная стадия развития лучевого разлома в миоцен-плиоценовых глинах северного склона Заалайского хребта.

«мощность» туронских отложений. Северное, статическое, крыло разлома сложено сравнительно слабо дислоцированными нормально залегающими друг на друга отложениями ярусов верхнего мела. К линии лучевого разлома пласты резко воздымаются до  $90^\circ$ . Падение плоскости сместителя крутое ( $70-80^\circ$ ) южное.

Характерно поведение четвертичных отложений и соответствующих им аккумулятивно-эрозионных уровней р. Алтын-Дара на участке, непосредственно приуроченном к зоне лучевого разлома (рис. 3). Самый высокий в данном месте уровень выработан на морене среднечетвертичного оледенения и может быть отнесен к концу среднего плейстоцена. В зоне разлома

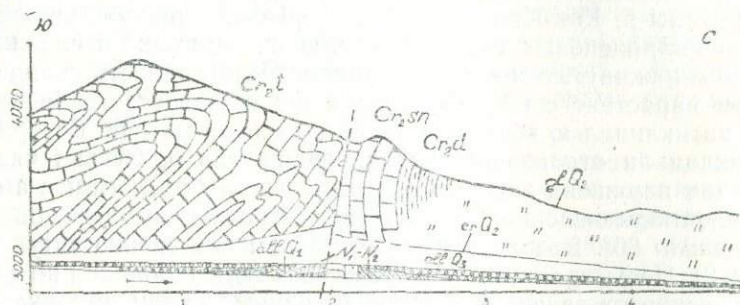


Рис. 3. Деформации меловых отложений и четвертичных уровней, связанные с развитием лучевого разлома в долине р. Алтын-Дара.

высота его над урезом воды достигает приблизительно 260 м. В южном направлении вверх по течению р. Алтын-Дара, и в северном направлении, вниз по течению, этот уровень, полого изгибаясь, скрывается под современными аллювиальными накоплениями. Угол наклона северного крыла около  $7^\circ$ , а южного —  $8-10^\circ$ . Тенденцию к подобным дислокациям обнаруживает и поверхность верхнечетвертичной террасы, регионально развитой в северных предгорьях Заалайского хребта. Высота террасы в зоне лучевого разлома достигает 60 м над урезом воды, а в северном и южном направлении она уменьшается до 0 м. К зоне лучевого разлома приурочено и появление цоколя описываемой террасы. Мощность плаща террасы с увеличением высоты цоколя вниз по течению уменьшается от 40—45 до 0,5 м. Противоположную картину можно видеть севернее лучевого разлома, где цоколь исчезает под современными пойменными отложениями в 500 м от зоны разлома ниже по течению реки. Линия разлома здесь маркируется выходами слабо ожелезненных стоящих на головах мезозойских известняков небольшой (40—50 м) мощности, рассекая которые река образо-

вала узкую щелеобразную долину прорыва. Севернее в цоколе обнажаются бурые миоценовые глины, падающие на север под углом 35—40°. Южнее цоколь сложен серыми мелкогалечными конгломератами с частыми прослоями рыхлых песков и линзами песчанистых глин. Судя по характеру дислокаций и резким отличиям от более древних и молодых отложений, последние могут быть предварительно отнесены к нижнечетвертичным образованиям. Азимут падения этих отложений южный, угол 25°. Таким образом, формирование описываемого лучевого разлома продолжалось вплоть до наших дней. Причем, из деформаций, проявившихся за четвертичное время, около 70% общей величины приходится на ранний плейстоцен. Пропорциональные пересчеты с учетом углов наклона уровней и высоты их над современным урезом воды показывают, что амплитуда контрастных перемещений южного крыла относительно северного за средний плейстоцен составляет не менее 150—200 м, при 50—60 м за верхнечетвертичное-голоценовое время. В восточном направлении амплитуда контрастных перемещений по разлому значительно увеличивается. По правому борту долины р. Арам-Кунгей на верхнемеловые и палеогеновые отложения надвинуты песчаники нижнего мела. Структуру разлома здесь можно видеть на перевале Арам-Кунгей, где в статическом крыле также появляются нижнемеловые красноцветы, а амплитуда контрастных перемещений составляет ориентировочно около 400 м (рис. 4). Севернее меловые и палеогеновые отложения смяты в серию складок, затухающих по мере удаления от линии лучевого разлома.

На территории Северного Памира развиты структуры, зародившиеся в доальпийские этапы тектогенеза (Бархатов, 1963) и унаследованно развивающиеся в новейшем этапе. В качестве примера можно привести разрез, составленный через долины рек Апак, Кызыл-Белес, Кокуйбель, Куль-Айрык и Ак-Джил-

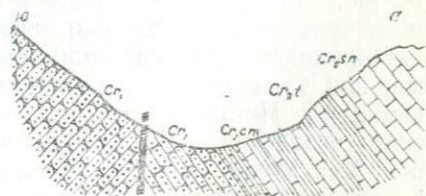


Рис. 4. Характер деформаций меловых отложений по алтындаринскому лучевому разлому на пер. Арам-Кунгей (восточное продолжение разлома, изображенного на рис. 3).

га, охватывающий три расположенных друг за другом широтных лучевых разлома. Наиболее крупной структурой из них является сложнопостроенный акджилгинский лучевой разлом. Основная дизъюнктивная линия сопровождается здесь многочисленными надвигами, усложняющими общую картину.

Более четко выражен кокуйбельский лучевой разлом. В западном направлении он через перевал Кокуйбель прослеживается в долину р. Баяндкиик. На востоке разлом отчетливо фиксируется на южном склоне г. Аксалытау и уходит в верховья р. Саар, к границе с КНР. В дислокациях принимают участие исключительно палеозойские породы. В фокусе лучевого разлома пласты имеют вертикальное падение, в северном и южном направлении они постепенно выполаживаются до  $0^\circ$  в ядрах синклиналиных складок. Вертикально стоящие пласты палеозойских пород обнажаются по обоим бортам долины р. Кокуйбель, но наиболее отчетливо переход от южного падения к северному, благодаря хорошей обнаженности, можно наблюдать на перевале Кокуйбель. К этой части структуры приурочены характерные трещинные образования, область распространения которых охватывает зону в 2—3 км ширины по обе стороны разлома. Подобную картину можно наблюдать и у акджилгинского разлома, но трещинноватость там настолько сложна, что выделить какую-либо закономерность в их размещении не удается (за исключением северного крыла, где трещины проникают в массу каракульских гранитов). Строго параллельные четкие трещины имели, вероятно, горизонтальное заложение. Первоначальное положение их сохранилось в гранитном массиве, который, по-видимому, поднимаясь вертикально вверх, вызвал излом линий трещин по разрыву (рис. 5, I). По южному крылу кокуйбельского лучевого разлома полосы трещин явно служат продолжением слабо дислоцированных пластов, залегающих в шарнирной части синклинали. Севернее в этом же, динамическом, крыле линии трещин «смяты» в сложные изоклинальные складки, интенсивность которых заметно увеличивается по мере приближения к фокусу лучевого разлома, при этом пласты крутопадающих пород остаются ненарушенными. По-видимому, иллюзия складчатых деформаций трещин создается межпластовыми подвижками палеозойских пород. Характерно, что со временем в них включаются все более далеко отстоящие от фокуса напластования. В северном статическом крыле лучевого разлома дислокации трещин подчеркивают его роль упора.

Расположенный южнее кызылбелесский лучевой разлом построен более просто. Отсутствует трещинноватость, а фокус разлома занимает площадь не более 500 м в ширину. По левому борту долины р. Кызыл-Белес, в статическом крыле лучевого разлома, в прислоненном залегании сохранились красноцветные третичные отложения. Они залегают с угловым несогласием на черных палеозойских сланцах и слабо под углом до  $3^\circ$  наклонены на север. Положение в разрезе и характер дисло-

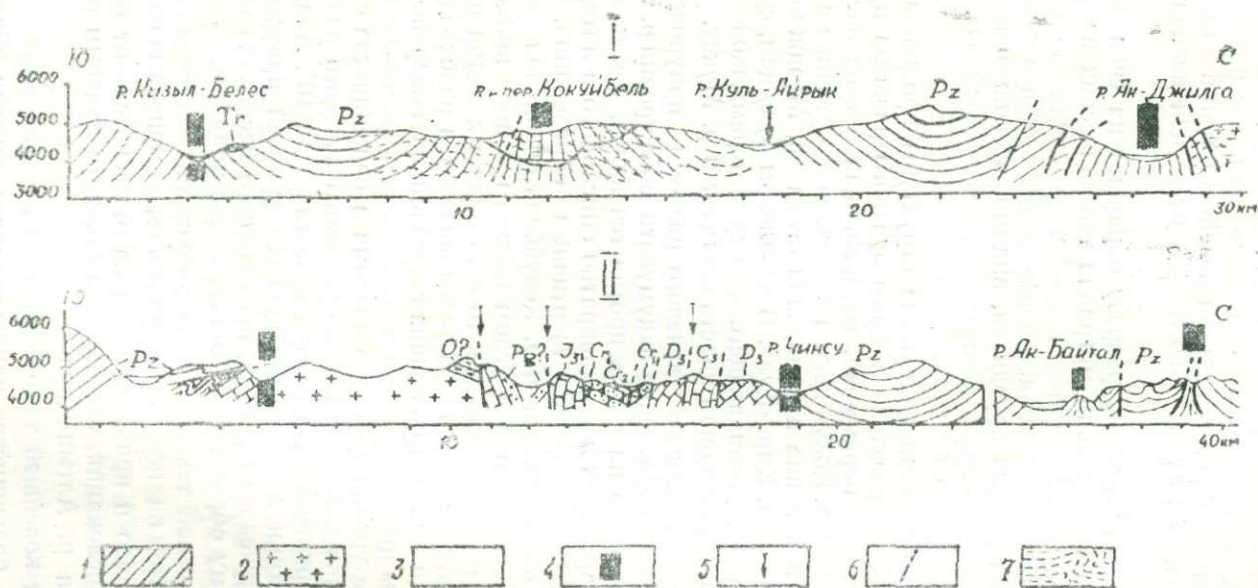


Рис. 5. Лучевые разломы Северного и Центрального Памира. I — поперечный разрез через Дарваз-Сарыкольскую тектоническую подзону (акджилгинский лучевой разлом соответствует Южнокаракульскому краевому разлому второго порядка, выделенному Б. П. Бархаговым, 1963). II — поперечный разрез зоны акбайталских чешуйчатых надвигов. 1. Палеозойские отложения. 2. Изверженные породы. 3. Четвертичные отложения. 4. Установленные лучевые разломы. 5. Предполагаемые лучевые разломы. 6. Прочие разрывы. 7. Трещиноватость в палеозойских породах.

каций третичных конгломератов (рис. 5, I) указывают на то, что кызылбелесский лучевой разлом продолжал свое развитие и в послетретичное время, причем на новейший этап в данном месте приходится приблизительно 8—9% от общей величины дислокаций.

В совокупности по всему разрезу обращает на себя внимание отчетливо выраженная миграция тектонических напряжений с севера на юг. Наиболее сложной выглядит зона акджилгинского лучевого разлома. Расположенный южнее кокуйбельский лучевой разлом зародился, видимо, несколько позднее, а сравнительно простой кызылбелесский лучевой разлом появился в последнюю очередь.

В четвертичное время описанные структуры продолжают свое развитие. К зоне кокуйбельского лучевого разлома приурочена музкольская перемычка, послужившая в свое время причиной перехвата р. Кокуйбель, а в позднечетвертичное время вызвавшая изменение направления стока р. Музджилга, впадавшей ранее в оз. Кара-Куль. В недалеком будущем, судя по характеру русла, распадающегося перед перемычкой на множество рукавов, подобная участь ожидает и р. Муксу.

К зоне кызылбелесского лучевого разлома приурочены деформации древнего эрозионно-аккумулятивного уровня р. Кокуйбель, наклоненного на север, против течения р. Кокуйбель в сторону оз. Кара-Куль и неоднократно описанного в литературе под рубрикой — нижнечетвертичные образования. На участке между оз. Куруккуль и р. Кокуйбель цокольная терраса наклонена на север под углом близким к нормальному уклону речного профиля. Южнее, то есть ближе к линии разлома, угол наклона ее постепенно увеличивается, а непосредственно у разлома отпрепарированная эрозионная поверхность цоколя террасы резко воздымается. Высокие эрозионные и аккумулятивные уровни в фокусе разлома в большинстве случаев горизонтальны. Южнее кызылбелесского лучевого разлома наклон поверхностей становится южным — до  $10^\circ$ . Аналогичные деформации древнечетвертичных уровней приурочены и к линии лучевого разлома, проходящего несколько южнее, по северному обрамлению Аильутекской впадины.

Описанные выше тектонические нарушения четвертичных уровней, несмотря на плохую сохранность, вырисовываются довольно отчетливо и принципиально не отличаются от описанных выше дислокаций, связанных с молодым лучевым разломом бассейна р. Алтын-Дара.

Проявления новейшей тектоники в других районах Северного Памира в большинстве наблюдавшихся случаев обнару-

живали закономерную приуроченность к тем или иным лучевым разломам.

В связи с изложенным выше, необходимо кратко рассмотреть строение акбайтальской чешуйчатой зоны. Сложно построенная узкая субширотная полоса интенсивно дислоцированных мезозойско-кайнозойских отложений изучалась, в основном, по поперечным, меридиональным, разрезам, один из которых, составленный по левому борту долины р. Ак-Байтал (сев.), представлен на рис. 5, II. Здесь обращает на себя внимание характер тектонического строения пограничных с чешуйчатой зоной областей. Южнее пер. Ак-Байтал в палеозойских и мезозойских толщах Центрального Памира можно видеть серию типичных лучевых разломов. Северный склон хр. Музкол в приводораздельной части сложен полого (под углом  $10-20^\circ$ ) падающими на юго-восток палеозойскими мраморами, гнейсами и кристаллическими сланцами. Внутри палеозойской толщи развиты пологие межпластовые надвиги и связанные с ними складки волочения, характерные для динамического крыла лучевых разломов и отличающиеся небольшими (первые метры) размерами (рис. 5, II). Севернее акбайтальской чешуйчатой зоны палеозойские отложения Северного Памира смяты в широкие синклинальные складки, разделенные лучевыми разломами<sup>1</sup>. Тектоническое строение самой зоны характеризуется сложным чередованием небольших блоков палеозойских, мезозойских и кайнозойских (?) пород, разделенных крутопадающими ( $70-90^\circ$ ) разрывами различной ориентации. Большинство плоскостей скольжения и зон дробления имеют вертикальное и крутое южное падение на северном крыле и обратное, то есть северное, падение на южном крыле. Падение пород в блоках самое разнообразное — до вертикального и слабо запрокинутого. Тем не менее по разрезам удается выделить отдельные группы блоков, напоминающие деформированные и разорванные крылья лучевых разломов и промежуточных синклинальных «прогибов». Не исключена возможность, что акбайтальская чешуйчатая зона сформировалась как результат дальнейшего развития густой сети лучевых разломов, зародившихся в начальной стадии инверсии мезозойского прогиба тектонической зоны Центрального Памира, прижатого к «жесткой раме» Северного Памира. Формирование сложно построенной складчатой зоны акбайтальских чешуй между двумя соседними антиклинориями сопровождалось сокращением первичного мезозойско-кайнозойского прогиба.

<sup>1</sup> Крайний справа на рис. 5, II лучевой разлом прослеживается на запад в долину р. Кокуйбель.

По мнению Б. П. Бархатова (1963, стр. 134), не исключена возможность сокращения прогиба в три раза. Если предложенный выше механизм формирования дислокаций окажется действительным и для акбайтальской чешуйчатой зоны, то эту цифру следует снизить до двух и менее раз.



Изложенные ниже соображения требуют дополнительного подтверждения в региональном масштабе, но в виду теоретической значимости проблемы автор считает необходимым в порядке постановки вопроса изложить некоторые выводы, следующие из представленного в данной работе фактического материала.

Как уже отмечалось выше, на протяжении всего мезозойско-кайнозойского этапа развития Северный Памир выступает как геоантиклинальное поднятие, ограниченное с севера и юга краевыми разломами. Внутренние дислокации палеозойских толщ развивались по принципу лучевых разломов. Наиболее древние из них, видимо, существовали уже в конце палеозоя. В альпийскую эпоху диастрофизма Северный Памир переживает усложнение внутренней структуры за счет развития древних лучевых разломов и появления более молодых. Процесс развития древних лучевых разломов, по-видимому, не являлся непрерывным, но в каждую следующую фазу тектогенеза движения по ним возобновлялись и продолжались в том же плане, в сторону усложнения древней структуры. В этом же плане продолжают и движения четвертичного времени.

Разрез, составленный вкрест простирания Дарваз-Сарыкольской тектонической подзоны, отражает миграцию тектонических напряжений внутри подзоны с севера на юг (рис. 4, I). Последовательное появление разломов в таком порядке вряд ли можно объяснить влиянием пенджабского выступа Гондваны. Образование разлома и складчатости южнее уже существующей зоны смятия и разрывов в данной ситуации обусловлено скорее всего тангенциальными напряжениями всей массы отложений, участвующих в дислокациях. Вероятно, только так можно объяснить тот факт, что при достижении определенной степени жесткости в первоначально появившейся зоне образовывались новые зоны смятия и разрывов, расположенные южнее. По-видимому, горизонтально направленные усилия в земной коре существуют не только как трансформация вертикальных перемещений, но и как самостоятельная величина. Проявляются же они в значительно меньшей степени и трудно различимы в природе. По кызыбелескому лучевому

разлому, где новейшие движения проявились наиболее интенсивно, на послетретичное время приходится не более 10% от общей величины дислокаций, то есть горизонтальное сокращение за это же время вряд ли превышает 200—300 м. Вертикальное поднятие Северного Памира за новейший этап исчисляется цифрой не менее 5000 м. Таким образом, в каждом конкретном участке тангенциальные усилия дают несоизмеримо меньший результат. В зонах мезозойско-кайнозойских прогибов, где проявляются оба типа горизонтальных напряжений (тангенциальное и трансформированное из вертикальных), они могут дать значительный суммарный эффект, соизмеримый с вертикальными перемещениями. Такого рода дислокации можно наблюдать как в Заалайском хребте, так и в зоне акбайтальских чешуйчатых надвигов.

В заключение необходимо отметить:

1. В вопросе о напряжениях в данной работе рассматриваются конкретные приповерхностные участки земной коры.

2. Развитие лучевых разломов во времени не является непрерывным и, по-видимому, подчинено фазовым циклам тектогенеза. На территории Северного Памира в виду отсутствия мезозойско-кайнозойских отложений удается достоверно установить развитие лучевых разломов в палеозое, в конце третичного и в четвертичное время, причем во многих случаях четвертичные движения развиваются унаследованно.

3. Термин «лучевой разлом» следует рассматривать только с точки зрения механизма формирования дизъюнктивных структур. Лучевые разломы не противопоставляются другим известным в литературе генетическим определениям разрывных нарушений, а дополняют их. Так лучевая природа Южнокаракульского и Уйсуйского краевых разломов (Бархатов, 1963) не вызывает сомнения.

4. Предложенный механизм развития разломов объясняет многие оставшиеся до сих пор нерешенными проблемы образования складок и разрывных нарушений. Например, объяснение достаточно широко распространенных в природе надвигов молодых пород на более древние требовало ранее допущения многократных тектонических перемещений отдельных часто незначительных по размерам блоков. Процесс выжимания пластов вверх в фокусе лучевого разлома, по-видимому, может объяснить при наличии покровных отложений образование в них надразломных антиклиналей (Ханн, 1964), известных в литературе также под названием шовных или рубцовых (Резвой, 1954).

5. Вертикальные перемещения крыльев разлома относительно друг друга, как правило, достигают значительных величин, измеряемых для древних лучевых разломов километрами и могут быть объяснены, по-видимому, только вертикальными поднятиями блоков.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.  
Клушников С. И., Попов В. И. Метаморфические толщи Юго-Западного Памира. Тр. ТПЭ, вып. 19, 1936.  
Резвой Д. П. О некоторых молодых поднятиях Южной Ферганы. Тр. МГРИ, т. 26, 1954.  
Синицын Н. М. О тектонике докембрия. Вестн. ЛГУ, № 6, 1956.  
Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во ЛГУ, 1960.  
Хани В. Е. Общая геотектоника. М., Изд-во «Недра», 1964.

О. П. САПОВ

#### ДАР БОРАИ МЕХАНИЗМИ ТАРТИБДИХИИ СТРУКТУРАҶОИ ТАРКАНДАИ ПОМИРИ ШИМОЛИ

Дар мақола структураҳои дутарафа фушурдагӣ, ки дар зери ҷойивазкунии вертикалӣ тараққи меёбанд, тасвир карда шудаанд. Дар мисоли структураҳои тарканди қисми шимолӣ қаторкӯхи Зоолоӣ ва Помири Шимолӣ процесси тартибдиҳии онҳо тадқиқ карда мешавад.

Ш. Ш. ДЕНИКАЕВ

## К ТЕКТОНИКЕ ВЕРХОВЬЕВ РЕК БАРТАНГ И ЯЗГУЛЕМ

Еще во времена работ Таджикско-Памирской экспедиции сотрудники ее Г. Л. Юдин (1931—1933), П. П. Чуенко (1934—1935), К. Н. Паффенгольц, М. И. Шабалкин (1935) и др., отмечали своеобразное и сложное тектоническое строение геологических образований, развитых в бассейнах рек Бартанг и Язгулем.

Как выяснилось в последние годы, когда здесь были проведены более детальные геолого-съёмочные работы, данный регион действительно является весьма сложным и характеризуется наличием различного характера складчатых структур и самого разнообразного рода проявлений разрывных нарушений.

Описываемая территория располагается в пределах зоны Центрального Памира, представляя ее западную часть. Основные орографические единицы района на западе: верхние составляющие р. Язгулем—Мазар-Дара и Ракзоу, на востоке — крупные верхние притоки р. Бартанг — р. Мургаб, Кокуй-Бель, Танымас, Хавраз-Дара, Хабарвив-Хац, Язгулем-Дара, Вадин-Ров и Рансупос. Очерченная указанным образом область соответствует большей части Сарезско-Пшартской структурно-фацальной подзоны. Северной границей подзоны является Язгулемский разлом, южной — Рушанско-Пшартский. В тектоническом отношении Сарезско-Пшартская подзона представляет собою широтного простиранья антиклинарий. В пределах описываемого района в нем выделены 2 крупных структурных участка: Язгулем-Танымасская синклиналь и Сарезская антиклиналь, являющиеся структурами второго порядка (рис. 1).

Язгулем-Танымасская синклинали, охватывающая северную часть подзоны, прослеживается на западе приблизительно вдоль водораздельной части Язгулемского хребта, на востоке подходит к среднему течению рек Танымас и Ко-

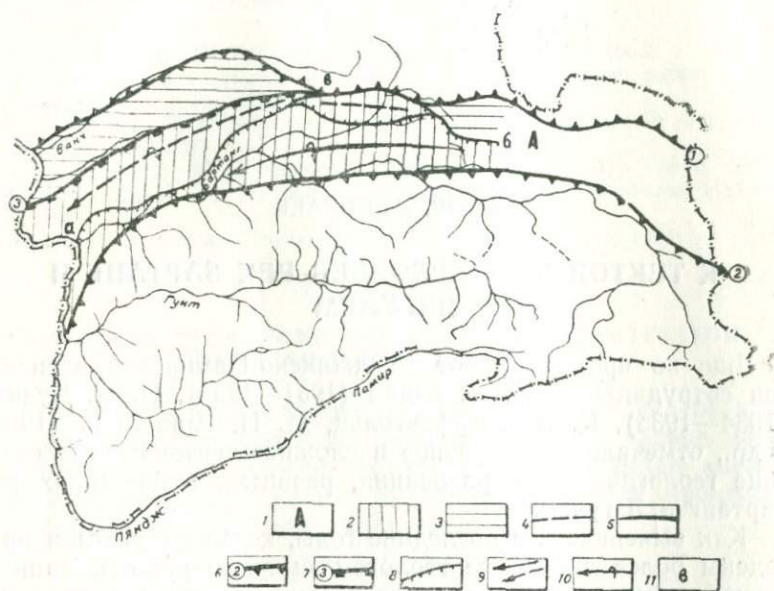


Рис. 1. Тектоническая схема: 1 — Зона Центрального Памира. 2 — Сарезско-Пшартская подзона. 3 — Ванч-Музкольская подзона. 4 — Язгулем-Танымасская синклинали. 5 — Сарезская антиклиналь. 6 — Разломы на границах тектонических зон: 1. Ванч-Акбайтальский, 2. Рушанско-Пшартский, 7 — Разломы на границах тектонических подзон: 3. Язгулемский. 8 — Разломы, разграничивающие отдельные структурные участки: а — Бартагский, б — Тузбельский, 9 — Направления погружения структур. 10 — Запрокинутые складки. 11 — Танымасский тектонический узел.

куй-Бель. На востоке она имеет широтное простирание, на западе — юго-западное. Ядро складки в восточной части сложено отложениями юрского возраста, в юго-западной — мелового и палеогенового возраста, что свидетельствует о постепенном погружении ее в юго-западном направлении. В восточной части данная синклинали имеет более или менее отчетливо выраженное симметричное строение, но по мере продвижения на запад осевая плоскость ее несколько наклоняется на северо-запад и северо-западное крыло срезается Язгулемским надвигом. Это отчетливо видно в бассейнах рек Хавраз-Дара, Мазор-Дара и в верховьях ледника Федченко.

Характерной особенностью складчатых сооружений Язгулем-Танымасской синклинали в целом являются пологие их очертания: углы падения крыльев складок в большинстве случаев не превышают 30—40°. В восточной части данная структура смята в довольно простые пологие складки, тогда как на западе, в верховье реки Язгулем, те же пологие складки сильно усложнены целым рядом крупных и мелких, дополнительных, почти горизонтальных, лежащих складок, амплитуда и протяженность которых достигает иногда нескольких километров (верховья р. Ракзоу).

Разрывные нарушения в пределах Язгулем-Танымасского структурного участка имеют весьма широкое распространение и представлены сбросами, взбросами, надвигами и покровами. Простираение их преимущественно северо-восточное и совпадает с направлением основных структур, поверхности падения наклонены на юго-восток и северо-запад. Наибольшее скопление их отмечается у места соприкосновения трех крупных региональных разломов: Ванч-Акбайтальского, Язгулемского и Баргангского в средних течениях рек Танымас, Хавраз-Дара и верховье ледника Грум-Гржимайло (рис. 2). На левом борту р. Танымас, в нескольких километрах восточнее р. Кызыл-Тукой они соединяются в одну линию и через верховья р. Кокуй-Бель этот разлом далее протягивается к перевалу Ак-Байтал. Данный участок, именуемый нами как Танымасский тектонический узел, характеризуется весьма сложной структурой. Здесь в узкой, выклинивающейся на восток полосе сконцентрированы целая серия крупных и мелких тектонических клиньев, чешуй, плит и блоков, смещенных друг относительно друга. Воз-

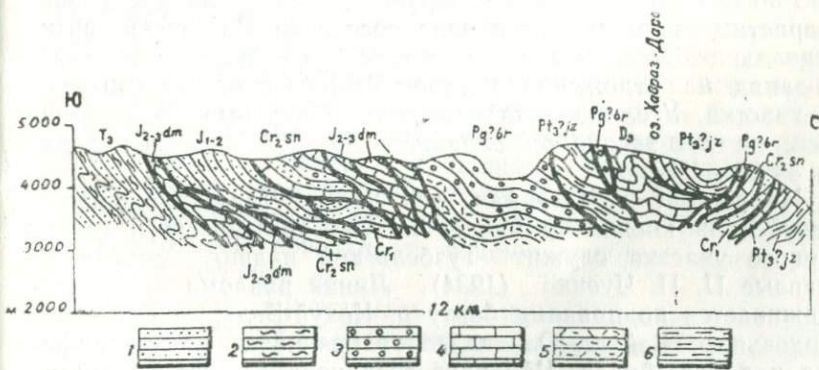


Рис. 2. Схематический разрез левого борта р. Хавраз-Дара. 1 — Песчаники. 2 — Сланцы. 3 — Конгломераты. 4 — Известняки. 5 — Эффузивы. 6 — Кристаллические сланцы.

раст отложений в этих фрагментах самый различный, начиная от верхнего протерозоя по палеоген включительно.

Наибольшим распространением пользуются сбросы и взбросы, которые тяготеют к центральной части, тогда как надвиги и покровы характерны для окраинных частей структуры.

Крупным тектоническим нарушением, отделяющим Язгулем-Танымасскую синклинали с севера от соседней Ванч-Музкольской структурно-фациальной подзоны Центрального Памира, является Язгулемский надвиг, по поверхности которого отложения соседней Сарезско-Пшартской подзоны надвинуты с юга на север на породы Ванч-Музкольской подзоны. Поверхность разлома падает на юг и юго-восток в основном под углами  $40-50^\circ$ , но в ряде мест падение ее делается крутым, достигая  $70-80^\circ$ . Линия Язгулемского надвига прослеживается от левого водораздела р. Мазор-Дара к верховьям ледника Федченко, здесь по отдельным, обнажающимся из-под снега коренным выходам видно, что она далее, огибая скалистые выходы, в 2—3 км южнее перевала Язгулем, постепенно заворачивает к группе горных вершин, расположенных севернее пика Революции, отсюда затем резко поворачивает к правому борту ледника Грумм-Гржимайло, отсюда через верховья р. Хавраз-Дары протягивается на восток, где в районе Танымасского тектонического узла соединяется с остальными двумя разломами.

Следующее крупное разрывное нарушение — это Бартангский надвиг, протягивающийся в северо-восточном направлении по правому борту р. Бартанг и сливающийся в одну линию с другими разломами в районе Танымасского тектонического узла. По поверхности этого надвига разновозрастные породы, слагающие соседнюю Сарезскую антиклиналь, сброшены или надвинуты с юго-востока на северо-запад на отложения Язгулем-Танымасского структурного участка. Угол падения поверхности разлома часто меняется: на юго-западе он равняется  $50-70^\circ$ , на северо-западе —  $20-45^\circ$ .

На востоке в бассейнах рек Хавраз-Дара, Танымас и Кокуй-Бель южной границей Язгулем-Танымасского структурного участка служит Тузбельский надвиг, описанный впервые П. П. Чуенко (1934). Линия разлома четко прослеживается по правому борту р. Кокуй-Бель, отсюда через верховья р. Байтал-Юл, далее заворачивает на северо-запад и в бассейне р. Чабаранг соединяется с серией разломов, с юго-запада примыкающих к Танымасскому тектоническому узлу. Поверхность разлома на западе имеет кру-

тое ( $70-80^\circ$ ) северное падение, на востоке постепенно выполаживаясь, переходит в покров, а в устьевой части р. Тузбель вновь приобретает черты надвига, но уже с падением поверхности в обратном направлении, т.е. на юг.

Наибольший интерес в тектоническом отношении представляют покровы, довольно широко развитые в южной оконечности Язгулем-Танымасской синклинали вблизи описанных выше двух разломов Бартангского и Тузбельского. Зачастую тектонические покровы пересекаются и изменены наложением более молодых сбросо-надвиговых структур и поэтому характеризуются сложной конфигурацией в плане и соответственно свидетельствуют о сложнейших тектонических преобразованиях, происшедших в тех или иных регионах. На левом борту р. Танымас вблизи урочища Джаман-Джар на водораздельной линии четко вырисовываются несколько плит и останцев покрова, сложенных отложениями триасового, юрского, мелового и палеогенового возраста, имеющими друг с другом тектонические взаимоотношения. Эти покровы и плиты залегают почти горизонтально или слабо наклонены на север.

Несколько аналогичных плит и покровов обнаружено и в верховье р. Чабаранг. Здесь они полого наклонены на север, резко сужены и как бы сдавлены, образуя целую серию узких разновозрастных чешуй, сменяющих одна другую.

Типично покровную структуру мы наблюдаем и в бассейнах рек Язгулем-Дара и Хабарвив-Хац. На общем фоне пологого залегания толщ довольно четко фиксируются тектонические контакты между терригенными образованиями верхнетриасового возраста, карбонатными образованиями средней — верхней юры (аллохтон) и породами автохтона — сильно метаморфизованными отложениями триас-юрского возраста. На юге поверхности тектонических покровов имеют пологое ( $5-10^\circ$ ) южное падение, севернее, ближе к верховьям указанных рек, они становятся горизонтальными, а еще севернее, ближе к вершинам, отделяющим верховья этих рек от ледников Федченко и Грумм-Гржимайло, они рассекаются серией довольно крутых, широтного простирания, взбросов, поверхность падения которых ориентирована уже на север (рис. 3).

Сарезская антиклиналь является смежной по отношению к Язгулем-Танымасской синклинали и представляет собою южную часть Сарезско-Пшартской подзоны. Ось антиклинали проходит приблизительно по северному берегу озера Сарез и далее прослеживается по долине р. Бартанг, постепенно погружаясь в юго-западном направлении. Поэто-

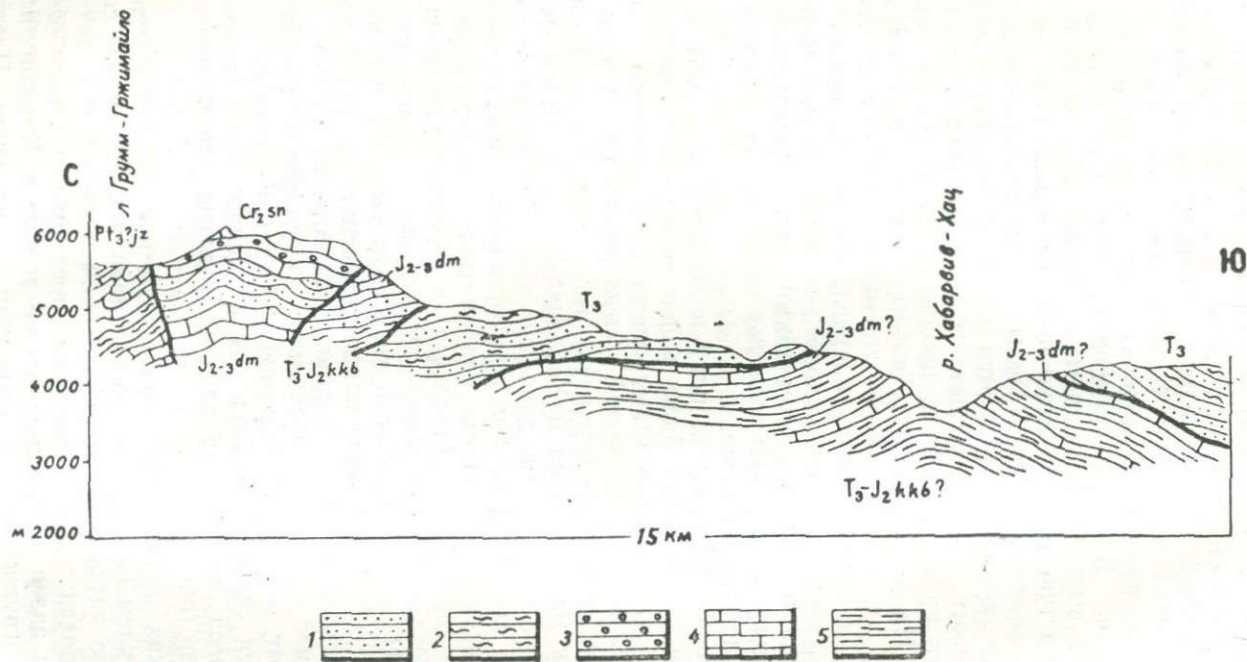


Рис. 3. Схематический разрез левого борта р. Хабар вив-Хац. 1 — Песчаники, 2 — Сланцы, 3 — Конгломераты, 4 — Известняки, 5 — Кристаллические сланцы.

му на востоке, в ядре складки обнажаются отложения сарезской свиты, на юго-западе — отложения верхнетриасового возраста. Несмотря на наличие целого ряда дополнительных складок, вся структура в целом имеет симметричное строение и осложнена довольно крутыми складками. Падение поверхностей складок преимущественно южное и юго-восточное, что, по-видимому, обусловлено общим небольшим опрокидыванием всей структуры в северо-западном направлении. Мелкие складки с частым опрокидыванием и сложной ундуляцией осей чаще всего встречаются в ядерной части антиклинали среди отложений верхнетриасового возраста. Такие пункты известны по Бартангу, в устьевых частях его притоков Рансупос, Шурмыш, Нукбист и вблизи кишлака Нусур.

Разрывные нарушения в пределах Сарезского структурного участка пользуются сравнительно ограниченным распространением и представлены взбросами, надвигами, реже — сбросами. Наибольшее скопление разломов взбросо-надвигового типа отмечается по левому борту рек Мургаб и Бартанг. Поверхности падения их обращены на юг под углом от 30—40° до 70°. Наиболее крупным и прослеживаемым на сравнительно большое расстояние среди них является Усойский взброс, протягивающийся в северо-восточном направлении от Усойского завала к долине р. Кокуй-Бель и соединяющийся с Тузбельским надвигом в устьевой части р. Боз-Байтал. По поверхности этого разрывного нарушения отложения сарезской свиты, а также перекрывающий ее карбонатный горизонт карбон-пермотриасового возраста взброшены с юго-востока на северо-запад на отложения верхнетриасового возраста, на граниты Кудары и на сильно метаморфизованные разности сарезской свиты по правому борту р. Кокуй-Бель.

Главнейшим разрывным нарушением, отделяющим Сарезскую антиклиналь с юга от зоны Юго-Восточного Памира, является Рушанско-Пшартский глубинный разлом — взброс, прослеживающийся в широтном направлении по южному берегу озера Сарез и левому борту р. Бартанг. Линией разлома разделяются существенно разнофациальные палеозойские и мезозойские отложения, а также резко отличающиеся друг от друга типы гранитоидов зоны Центрального и Юго-Восточного Памира. Поверхность разлома всюду имеет крутое (70—85°) южное падение.

В заключение необходимо отметить следующие общие закономерности и существенные особенности тектоники описанного региона:

1. Крупные разломы зачастую разделяют не только отличающиеся друг от друга структурно-фациальные зоны и подзоны, но и отдельные структурные участки (синклинали, антиклинали) внутри одной и той же подзоны.

2. Общая, повсюду наблюдаемая закономерность — частое опрокидывание структур в северном и северо-западном направлении и преимущественная ориентировка поверхностей падения разрывных нарушений в юго-восточном и южном направлениях.

3. Углы падения поверхностей разрывных нарушений часто меняются, иногда переходя на обратные падения.

4. Как правило, толщи пород, слагающие автохтон, бывают метаморфированы значительно сильнее, чем породы аллохтона, где процессы метаморфизма проявлены весьма слабо.

5. Поверхности падения тектонических покровов в большинстве случаев согласны с элементами залегания пород, или пересекают их под небольшими углами.

6. Все главнейшие региональные разрывы обновлены в послепалеогеновое время, о чем свидетельствует заклинивание вдоль поверхностей этих разломов отложений палеогенового возраста.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Кухтыков М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза. Уч. зап. Тадж. гос. ун-та, т. 12, Тр. ф-та естеств. наук, вып. 2, 1956.
- Кухтыков М. М. Тектоническое районирование Памира в альпийской структуре. Уч. зап. Тадж. гос. ун-та, т. 17, Тр. фак. естеств. наук, вып. 3, 1958.
- Наливкин Д. В. Тектоника Памира. Тр. XVII сессии Межд. геол. конгресса, т. 2, 1939.
- Паффенгольц К. Н., М. И. Шабалкин. Геологический очерк бассейнов ледника Федченко и р. Танымас. ТПЭ, 1934—1935.
- Чуенко П. П. К геологии западной части Музкольского хребта. Тр. ТКЭ 1932 г., вып. 3, 1934.
- Чуенко П. П. Сарезское озеро, ТПЭ 1934 г., 1935.
- Юдин Г. Л. Материалы по геологии долины р. Бартанг. Тр. Пам. эксп. 1928 г., вып. 7. Изд-во АН СССР, 1931.
- Юдин Г. Л. На Кударе и Бартанге. ТКЭ 1932 г., 1933.

#### Ш. Ш. ДЕНИКАЕВ

#### БА ТЕКТОНИКАИ ШОХОБҲОИ БОЛОИИ ДАРҲЕҲОН БАРТАНГ ВА ЯЗГУЛОМ

Дар мақола навигариҳо дар бораи нақшаи тақсимшавии тектоникӣ қисми шарқии Помири Марказӣ дода шудааст. Ғайр аз ин бо тарзи муфассал ҷинҳои асосӣ ва ҳарҳела бурдани катишҳо навишта шудааст.

Ш. Ш. ДЕНИКАЕВ

## К ТЕКТОНИКЕ ОБЛАСТИ СТЫКА ЮГО-ЗАПАДНОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПАМИРА

Одним из трудноразрешимых и спорных вопросов геологии Памира является соотношение зоны Юго-Западного Памира с соседними регионами, в частности — с Юго-Восточным Памиром. Решение этого вопроса усугубляется, в первую очередь, невозможностью точной возрастной датировки кристаллических толщ Юго-Западного Памира и целой серии более молодых, но сильно метаморфизованных пород в северном обрамлении этой зоны, а также сложным тектоническим строением всего региона.

Большинство более ранних исследователей Памира считали возраст кристаллической серии Юго-Западного Памира докембрийским (Наливкин, 1939; Виноградов, Марковский, 1951; Бархатов, 1953, 1963; Масленников, 1955). О возможно более молодом возрасте (палеозой, мезозой) этих отложений высказали предположение В. А. Николаев (1933) и С. И. Клуников (1934). В свое время В. А. Николаев, П. Д. Виноградов и С. И. Клуников упоминали о наличии в породах древней кристаллической толщи милоцитов, свидетельствующих о значительных перемещениях. Отмечалась также приуроченность ряда гранитоидных интрузий к предполагаемым разломам.

В последующие годы ряд сведений по тектонике интересующего нас района был приведен в работах И. Е. Губина (1943), Б. П. Бархатова (1963), М. М. Кухтикова (1956, 1958). К настоящему времени, в результате проведения на Памире геолого-съёмочных и тематических работ Памирской экспедицией Управления геологии СМ Тадж. ССР, получены новые данные и по указанному региону.

В описываемом районе и прилегающих к нему участках в различные годы вопросами стратиграфии, тектоники и магматизма занимались Дронов В. И., Левен Э. Я., Кушлин Б. К., Андреева Т. Ф., Булин В. П., Волос Г. С., Ромайкин В. И., Теплов И. А., Юшин И. П., автор и др.

Наиболее трудноразрешимую проблему в настоящее время представляют районы северного и северо-западного обрамления кристаллической серии Юго-Западного Памира. В северо-восточных районах (долины рек Аличур и Гурумды) граница между кристаллической серией Юго-Западного Памира и более молодыми (пермотриас, юра) отложениями, слагающими зону Юго-Восточного Памира, выражена сравнительно отчетливо. Здесь она проходит по линии так называемого Аличур-Гунтского разлома, прослеживающегося в субширотном направлении вдоль левых бортов рек Аличур и Гурумды. Линия разлома в отмеченных пунктах более или менее уверенно может быть прослежена по зоне непосредственного соприкосновения древних метаморфических толщ докембрия с молодыми юрскими и пермотриасовыми отложениями Юго-Восточного Памира. Правда, на большом протяжении зона контакта скрыта под покровом четвертичных отложений долин рек Аличур и Гурумды, но несмотря на это в местах выходов коренных пород зона разлома фиксируется довольно отчетливо. Основным, если можно так выразиться, фиксатором положения линии разлома являются милониты и катаклазиты, широко развитые на всем протяжении разлома среди отложений древней кристаллической толщи и, интродуцирующих их, памиро-шугнанских гранитов. Минимальная мощность зоны милонитизации составляет 500—800 м, максимальная — 1500—2000 м. Интересно отметить, что первичная полосатость в гранитах, гнейсоватость, элементы залегания кристаллических толщ и поверхность линии катаклаза взаимопараллельны.

Восточнее оз. Яшиль-Куль в горах Ган было установлено, что поверхность Аличур-Гунтского разлома параллельна поверхности падения линии катаклаза и ориентирована в северном направлении под углом не более 20—30°. Это подтвердилось данными, которые были получены и в более восточных районах.

Соответственно, на всем протяжении вблизи Аличур-Гунтского разлома древняя кристаллическая толща имеет субширотное простирание с пологим падением поверхностей складок в северных румбах. Такая геологическая ситуация, видимо, обусловлена тем, что далее к югу от разлома, в районе Южно-Аличурского хребта породы докембрия обра-

зуют пологую широтную антиклиналь, северным крылом которой и является описываемая приразломная полоса. Центральная часть антиклинали почти полностью уничтожена мощной интрузией двуслюдяных гранитов памиро-шугнанского типа, поэтому к настоящему времени сохранились лишь северное и южное крыло складки, которые в географическом отношении соответствуют северным и южным склонам Южно-Аличурского хребта. В восточном направлении Южно-Аличурская антиклиналь постепенно погружается, северное крыло ее пологое (падает под углом  $20-30^\circ$ ), южное — круче ( $40-60^\circ$ ) (рис. 1).

Далее на восток, линия Аличур-Гунтского разлома прослеживается по северному склону Южно-Аличурского хребта через урочище Джарты-Гумбез к озеру Салангур, где она соединяется с одним из крупных разломов Юго-Восточного Памира — Аличурским. По всей вероятности с этой ослабленной зоной связаны и выходы горячих источников Джарты-Гумбез и Кызыл-Рабат. Восточной и юго-восточной предполагаемой границей зоны Юго-Западного Памира является так называемый Зоркульский глубинный разлом, протягивающийся из Афганистана через восточную оконечность оз. Зор-Куль к верховьям р. Гурумды, где он, возможно, когда-то соединялся с Аличур-Гунтским разломом. Визуально, линия Зоркульского разлома в настоящее время почти не улавливается, что, по всей вероятности, обусловлено внедрением здесь порфировидных гранитов башгумбезского типа, спаявших в этом районе древний шов между Юго-Западным и Юго-Восточным Памиром. В связи с чем, видимо, Зоркульский разлом в отличие от Аличур-Гунтского, начиная с периода внедрения башгумбезских гранитов, еще ни разу не подвергался процессам омоложения. Об очень недавнем (поздне меловом) омоложении Аличур-Гунтского разлома свидетельствуют процессы катаклаза и милонитизации, наблюдаемые в гранитах башгумбезского и памиро-шугнанского типа вдоль зоны разлома. Касаясь особенностей тектоники древних метаморфических толщ зоны Юго-Западного Памира, необходимо отметить, что она резко отличается от таковых зоны Юго-Восточного Памира. Наиболее характерными общими признаками складчатого комплекса являются структуры течения, изгиба и волочения, а также преимущественно пологие углы падения слоев, повсеместно наблюдаемые в породах докембрия. Соответственно, весьма пологие углы падения поверхностей имеют и разрывные нарушения. Примером могут служить текто-

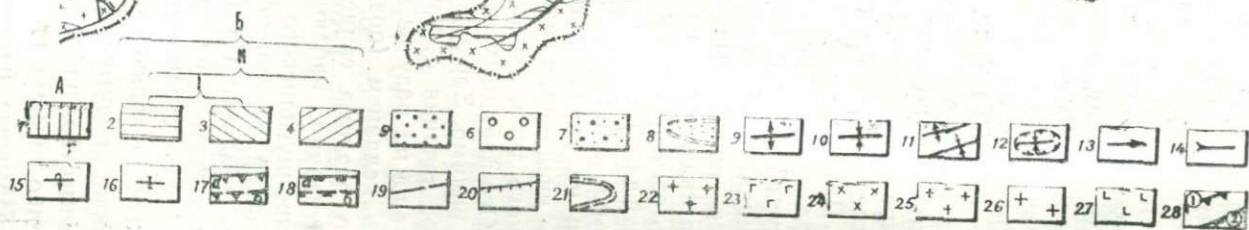
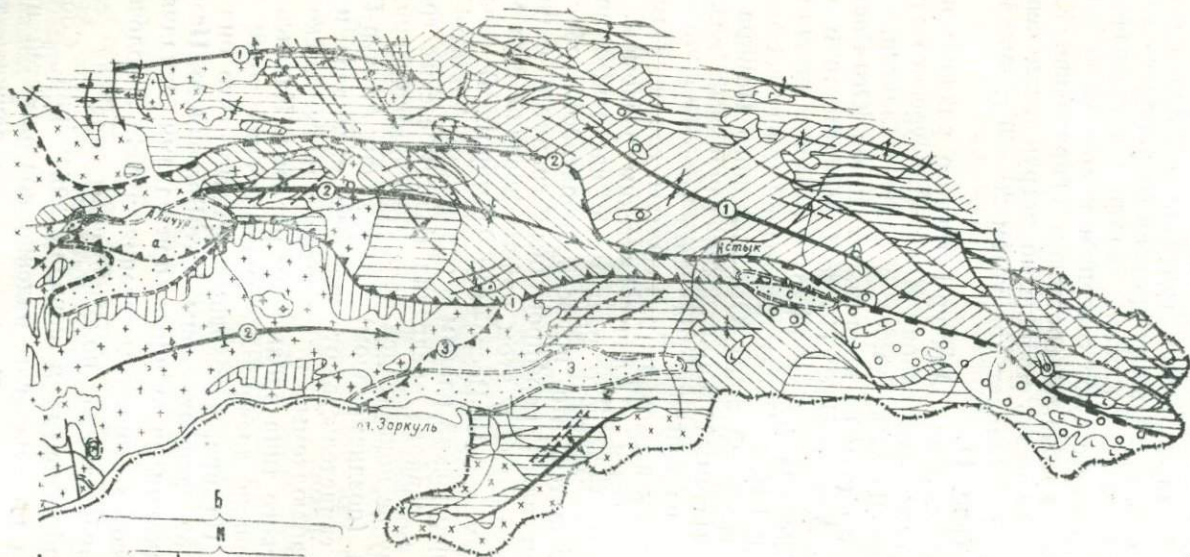


Рис. 1. Тектоническая схема: *A* — зона Юго-Западного Памира. Докембрийский структурный комплекс; *B* — зона Юго-Восточного Памира. Киммерийско-альпийский структурный комплекс. *I* — Истыкская подзона. *II* — Аличур-Гурумдинская подзона. Структурные ярусы: *1* — Докембрийский; *2* — Пермский — триасовый; *3* — Нижне-среднеюрский; *4* — Нижне-верхнеюрский. Послегеосинклинальные структурные ярусы; *5* — средне-верхнепалеогеновый (?); *6* — палеогеновый; *7* — плиоценовый (?); *8* — четвертичные впадины: *a* — Аличурская; *з* — Зоркульская; *с* — Салангурская. *9* — антиклинали: *1* — Базар-Даринская, *2* — Южно-Аличурская, *10* — синклинали: *1* — Карасу-Истыкская, *2* — Аличур-Гурумдинская. *11* — антиклинали и синклинали более мелкого порядка. *12* — складки, оконтуриваемые по маркирующим слоям. *13* — направление погружения структур, *14* — направление воздымания складок; *15* — опрокинутые складки; *16* — асимметричные складки; *17* — глубинные разломы между зонами: *a* — прослеженный; *б* — предполагаемый. *18* — разломы, разграничивающие подзоны: *a* — прослеженный; *б* — предполагаемый. *19* — Разрывные нарушения типа сбросов и взбросов; *20* — надвиги; *21* — покровы; *22* — архей-протерозойские гранодиорито-гнейсы; *23* — поздне триасовые (?) габбродиориты и габбродиабазы. Позднеюрско-раннемеловой интрузивный комплекс: *24* — кварцевые диориты, гранодиориты аличурского типа, *25* — порфиroidные граниты баш-гумбеского типа, *26* — двуслюдяные граниты памиро-шугнанского типа; палеогеновый (?) интрузивный комплекс: *27* — кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, *28* — разломы: *1* — Аличур-Гунтский; *2* — Аличурский; *3* — Зоркульский.

нические покровы и пологие надвиги, развитые южнее перевала Харгуш.

Совершенно иной характер складчатости наблюдаем мы севернее и восточнее, непосредственно за Аличур-Гунтским и Зоркульским разломами, в пределах зоны Юго-Восточного Памира. Породы смяты здесь в сложные, часто изоклиналильные, крутые складки, имеющие преимущественно юго-восточное и широтное простирание.

Вблизи стыка с Юго-Западным Памиром в зоне Юго-Восточного Памира выделены 2 структурно-фациальные подзоны: Аличур-Гурумдинская и Истыкская, отличающиеся друг от друга стратиграфическим разрезом и историей геологического развития. Самой южной из них, вплотную примыкающей к Аличур-Гунтскому разлому, является Аличур-Гурумдинская подзона, представляющая в структурном отношении юго-восточного простирания крупную синклиналиль, усложненную складками более мелких порядков и разрывными нарушениями. В геологическом строении подзоны принимают участие отложения пермотриасового ( $P_1-T_3$ ), юрского ( $J_1-J_2$ ), палеогенового ( $Pg_{2-3}$ ) и неогенчетвертичного возраста ( $N_2-Q_1$ ). Синклиналиль слегка наклонена на северо-восток и постепенно погружается в юго-восточном направлении. В ядре ее обнажаются отложения юрского возраста. Ввиду наклона осевой плоскости, на юго-западном крыле складки, в основном, вскрываются пермотриасовые отложения, на северо-восточном — юрские.

Наиболее сложно дислоцированными являются отложения пермо-триасового комплекса. Для них характерно образование сильно смятых опрокинутых, изоклиналильных складок с частой ундуляцией осей. Более молодые — юрские отложения характеризуются сравнительно меньшей сложностью складок. Простирания складок в нижнем структурном ярусе и вышележащих ярусах в этой подзоне чаще совпадают, но местами они имеют и азимутальные несогласия. Отложения перми и триаса вблизи зоны сочленения их с породами докембрия, облекая их, меняют ориентировку своих структур в зависимости от внешнего контура этих древних консолидированных толщ. Юрские отложения этой закономерности тоже подчинены, но в значительно меньшей степени.

Истыкская подзона, примыкающая с севера к Аличур-Гурумдинской подзоне, в структурном отношении представляет собою также субширотного простирания синклиналиль, погружающийся в юго-восточном направлении. Границей между указанными подзонами здесь является Аличурский разлом, протягивающийся по правому борту р. Аличур и

Гурумды к верховьям рек Истык и Кызыл-Рабат. Для Истыкской подзоны характерны следующие структурные ярусы:  $P_1-T_3$ ,  $J_1-J_3$ ,  $Pg_{2-3}$ ,  $Pg?$ .

В южной части Истыкской подзоны четко выделяются две крупные структуры второго порядка: Базар-Даринская антиклиналь и Карасу-Истыкская синклиналь.

Базар-Даринская антиклиналь, географически совпадающая с осевой частью Северо-Аличурского (Базар-Даринского) хребта, представляет собою пологое, широтно ориентированное лоднятие. На востоке оно, постепенно погружаясь, сочленяется с Карасу-Истыкским прогибом. На юге эта структура тоже постепенно погружается и на правом борту р. Аличур срезается Аличурским разломом. Пермотриасовый складчатый комплекс в районе Базар-Даринской антиклинали образует преимущественно северо-западного или меридионального простирания сложно дислоцированные складки, которые по мере приближения к Аличурскому разлому, постепенно погружаясь, поворачивают на юго-восток. Складки в юрских отложениях, наоборот, сравнительно пологие и вытянуты в широтном направлении.

Карасу-Истыкская синклиналь от верховьев р. Карасу, далее постепенно погружаясь, прослеживается по долине реки Истык к юго-восточным окраинам Памира. В отличие от смежной с ней Базар-Даринской антиклинали здесь отложения как пермотриасового структурного яруса, так и юрские имеют четко выраженное юго-восточное простирание.

Тектонические нарушения, которые в довольно значительном количестве встречены как среди отложений Аличур-Гурумдинской подзоны, так и Истыкской представлены главным образом сбросами, взбросами, реже надвигами. Поверхности падения их в большинстве случаев обращены на юг и юго-запад, реже на северо-восток. Рассекая породы всех возрастных подразделений в направлении их простирания, указанные разрывные нарушения создают в этих районах сложные блоково-чешуйчатые структуры, смещенные друг относительно друга на различные амплитуды.

Аличурский краевой разлом, отделяющий Истыкскую подзону с юга от соседней Аличур-Гурумдинской, представляет собою субширотного простирания крутой взброс ( $70-75^\circ$ ), по которому отложения нижней и средней юры надвинуты с юга на север на разновозрастные породы соседней Истыкской подзоны.

Большое затруднение в выяснении истории геологического развития представляет архей-протерозойское время, так как породы этого возраста претерпели сильнейший глу-

бинный метаморфизм. Большая мощность кристаллической толщи Юго-Западного Памира, достигающей в общей сложности 8—10 км, свидетельствует о том, что образование ее происходило в условиях геосинклинального режима. Дальнейшая история развития вплоть до ранней перми остается неясной ввиду отсутствия отложений, которые соответствовали бы данному отрезку времени. Судя по характеру отложений, в зоне Юго-Восточного Памира, начиная с нижнепермского времени уже существовал геосинклинальный режим. Процесс осадкообразования носил прибрежный характер: областями сноса, по-видимому, служили Северный и Юго-Западный Памир. Большая мощность терригенных образований (1,5 км) свидетельствует об интенсивности прогибания этой геосинклинальной области. В конце нижней перми в некоторых районах Юго-Восточного Памира проявилась вулканическая деятельность, выразившаяся в подводных излияниях. Возможно, в нижнепермское время начали функционировать Аличур-Гунтский и Зоркульский глубинные разломы, но каких-либо убедительных доказательств на этот счет пока нет. В период от нижней перми до карнийского яруса верхнего триаса наблюдается некоторое ослабление процессов осадкообразования в пределах всего Юго-Восточного Памира, за исключением Центральной части, где в карнийское и ранненорийское время отлагались рифовые образования. Здесь преобладающими являются карбонатно-кремнистые осадки. Местами, видимо, происходил и размыв субстрата, о чем свидетельствует наличие конгломератовидных известняков среди глинисто-карбонатных пород. В конце поздней перми в центральных частях Юго-Восточного Памира вновь проявилась вулканическая деятельность, о чем свидетельствует наличие туфогенных образований. К верхнетриасовому времени начинается общее усиление процессов осадкообразования, приведшее к накоплению флишoidных пород. В конце верхнего триаса происходит резкое поднятие морского дна, которое завершилось процессами складкообразования. Эта древнекимммерийская фаза складчатости смяла отложения пермотриаса в сложные складки, имеющие меридиональное и юго-восточное простирание. С проявлением складчатости, видимо, связано и внедрение габбродиоритов, развитых на левом борту р. Баш-Гумбес. К началу нижней юры в пределах Юго-Восточного Памира начинают обособляться отдельные участки и зоны, отличающиеся друг от друга стратиграфическим разрезом и общим тектоническим режимом, то есть происходит разделение Юго-Восточного Памира на подзоны. Аличур-Гурумдин-

ская подзона отделяется от Истыкской заложением Аличурского разлома, а от Юго-Западного Памира — древним Аличур-Гунтским и Зоркульским разломами, которые к этому времени, по-видимому, начали вновь активизироваться. С указанным периодом проявления дизъюнктивных процессов связана и вулканическая деятельность, о чем свидетельствует наличие вулканогенных образований в отложениях нижней юры к югу от Аличурского разлома.

С начала нижней юры в пределах Аличур-Гурумдинской подзоны устанавливается морской режим, остальные прилегающие районы представляли область денудации. К тоарскому веку ранней юры морская трансгрессия распространилась и на территорию Истыкской подзоны, охватив, таким образом, всю зону Юго-Восточного Памира. Морской режим длился почти до конца верхней юры и завершился крупной орогенической фазой. С указанной мощной фазой альпийского орогенического цикла, связано, видимо, также внедрение гранитоидных интрузий аличурского, башгумбезского и памиро-шугнанского типа, а также процессы, приведшие к обновлению древних глубинных и краевых разломов, и заложению новых тектонических нарушений среди отложений юрского возраста.

К палеогеновому (?) и неогеновому времени в отдельных участках Памира образуются поднятия и прогибы, в которых накапливаются континентальные осадки. Предположительно к этому времени относится и образование пологих поднятий и прогибов описанного района. Вероятно, к этому времени на крайнем юго-востоке Памира произошло излияние лав кислого и среднего состава и внедрение молодых палеогеновых интрузий. С неогена и до настоящего времени Памир испытывает постоянное поднятие, устанавливается континентальный режим.

#### ЛИТЕРАТУРА

Бархатов Б. П. К тектонике области стыка Юго-Западной и Центральной зон Памира. Вестник ЛГУ, № 1, сер. биол., геогр. и геол., вып. 1, 1953.

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

Виноградов П. Д., Марковский А. П. Объяснительная записка к геологической карте листа J-43 (Памир). Госгеолиздат, 1951.

Губин И. Е. Памир и сопредельные страны. Изв. ТФАН СССР, № 2, 1943.

Дронов В. И., Андреева Т. Ф., Кушлин Б. К. Стратиграфия и история развития Центрального и Юго-Восточного Памира в мезозое. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. совет. геологов 1964.

Дуткевич Г. А., Калмыкова М. А. Хребет Базар-Дара. ТПЭ 1934 г. вып. 68, 1936.

Клунников С. И. Метаморфические толщи Южного Памира. ТПЭ 1934 г., 1935.

Клунников С. И., Недзвецкий А. П., Виноградов П. Д. Геологическое строение Юго-Восточного Памира, ТПЭ 1934 г., вып. 64, 1936.

Клунников С. И. Проблемы тектоники Памира. Изв. ТФАН СССР, № 2, 1943.

Кухтиков М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза. Уч. зап. Тадж. ун-та, т. 12, тр. фак. ест. наук, вып. 2, 1956.

Кухтиков М. М. Тектоническое районирование Памира в альпийской структуре. Уч. зап. Тадж. гос. ун-та, т. 17, тр. фак. ест. наук, вып. 3, 1958.

Левен Э. Я. Пермские отложения Юго-Восточного Памира. Тез. докл. к совещ. по унификации стратигр. схем Ср. Азии. Госгеолтехиздат, 1958.

Масленников В. А. Докембрийская кристаллическая толща Юго-Западного Памира. Тр. лаборатории геол. докембрия АН СССР, вып. 5, 1955.

Наливкин Д. В. Тектоника Памира. Тр. XVII сессии Международн. геол. конгресса, т. 2, 1939.

Николаев В. А. Геологическое строение северного склона Аличурского хребта. ТКЭ 1933 г., 1934.

#### **БА ТЕКТОНИКАИ САРҲАДИ ПОМИРИ ЧАНУБӢ-ҒАРБӢ ВА ЧАНУБӢ-ШАРҚӢ**

Дар мақола баёнот дар бораи соҳти тектоникии ду кафиши бо ҳам пайвастан Помиири Чанубу шарқӣ ва чанубу ғарбӣ, инчунин хулосаи мухтасари таърихи таракқиёти район дода шудааст.

---

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
С. А. Захаров. О возможной связи геохимических процессов и складкообразования.	5
Г. П. Винниченко. Морфологические особенности Северо-Зеравшанского разлома и его роль в альпийской структуре Центрального Таджикистана.	18
М. М. Кухтиков. Межзональные краевые разломы Южного Гиссара и проблема строения фундамента западной части Таджикской депрессии.	31
В. А. Бельский. К новейшей тектонике Юго-Западного Дарваза.	55
О. П. Сапов. О механизме формирования разрывных структур Северного Памира.	80
Ш. Ш. Деникаев. К тектонике верховьев рек Бартаг и Язгулем.	95
Ш. Ш. Деникаев. К тектонике области стыка Юго-Западного и Юго-Восточного Памира.	103

*Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Академии наук Таджикской ССР.*

Тектоника юго-востока Средней Азии

*Ответственный редактор Михаил Михеевич Кухтиков*

Редактор Издательства З. К. Сиявская  
Техн. редактор З. П. Маслова  
Корректоры Л. Д. Полисская, Л. Н. Дегтярева

---

КЛ 02643. Сдано в набор 3 II 1972 г. Подписано в печать 2 VI 1972 г.  
Формат 60×84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. 7,125 л. Приведен к формату 60×90—6,04.  
Уч.-изд. 6,2 л. Тираж 1100. Заказ 71. Цена 50 коп., переплет № 7—70 коп.  
Типография издательства «Дониш», Душанбе, 29, ул. Айни, 121, корп. 2.

Цена 50 коп.

476