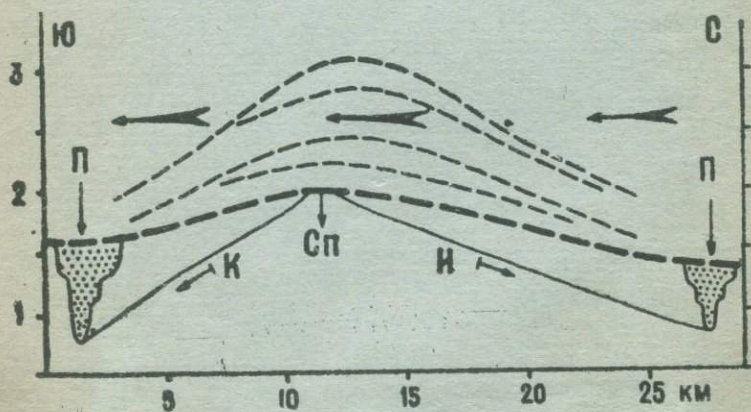


В. А. БЕЛЬСКИЙ
НОВЕЙШАЯ
ТЕКТОНИКА
ЗОНЫ
СОЧЛЕНЕНИЯ
СЕВЕРНОГО
ПАМИРА
И ТАДЖИКСКОЙ
ДЕПРЕССИИ



АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

В. А. БЕЛЬСКИЙ

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ
СЕВЕРНОГО ПАМИРА И ТАДЖИКСКОЙ
ДЕПРЕССИИ

№ 1

2744

Ответственный редактор —
член-корреспондент АН Таджикской ССР
М. М. Кухтиков

Издательство "Дониш"
Душанбе — 1978 г.



Рассматриваются дискуссионные вопросы альпийской и новейшей тектоники зоны сочленения Северного Памира и Таджикской депрессии: природа тектонической границы этих крупнейших морфоструктурных элементов Средней Азии, проблема Дарвазской региональной сдвиговой зоны, возраст и характер деформаций различных геоморфологических уровней, соотношения новейших тектонических структур и современного рельефа, проблема новейших поперечных структур и пр. Впервые проведена количественная оценка среднего денудационного среза Памира и Южного Тянь-Шаня за неотектонический этап развития в целом и за отдельные его стадии; определение среза осуществлено несколькими самостоятельными методами.

Охарактеризована история развития рельефа и новейшей структуры района, проведена количественная оценка четвертичных тектонических движений, составлена карта четвертичной тектоники.

Книга представит интерес для исследователей, занимающихся вопросами альпийской и новейшей тектоники, геоморфологии, палеогеографии и сейсмотектоники Средней Азии.

Б 20802 - 047 20 - 77.
М 502 - 78



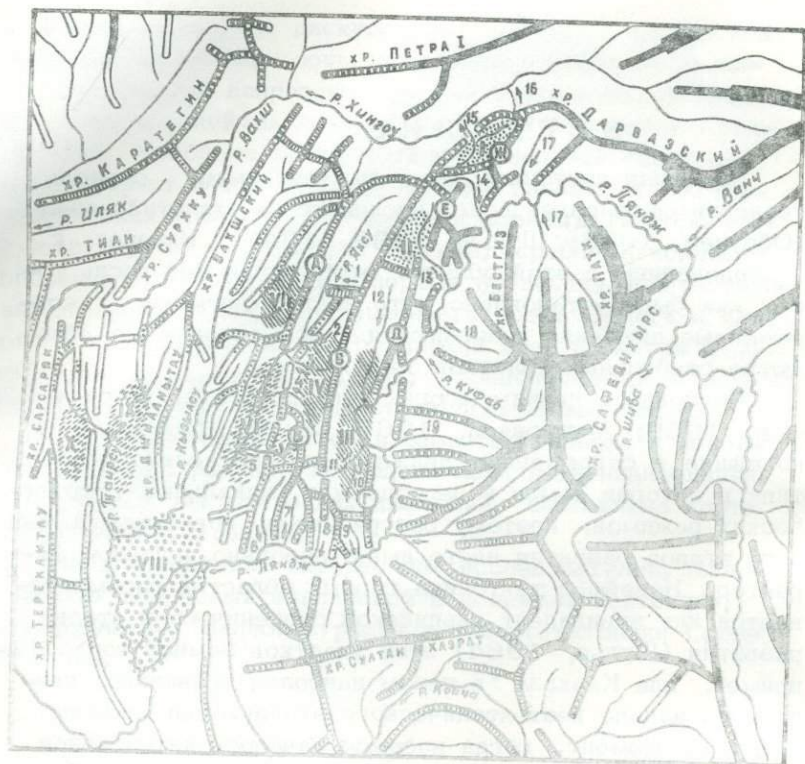
Издательство "Дониш", 1978 г.

В В Е Д Е Н И Е

Новейшая тектоника как самостоятельная отрасль геологии оформилась всего несколько десятилетий назад (Обручев, 1948; Шульц, 1939, 1948). Интерес к исследованиям в этой области особенно возрос после того, как было установлено, что неотектонические и современные движения проявляются повсеместно и нет абсолютно стабильных участков земной коры.

По представлениям многих исследователей (Герасимов, 1959; Мещеряков, 1965; Шульц, 1948-1967), новейшие и современные движения не составляют особого типа в истории Земли и не содержат уникальных тектонических режимов; поэтому разграничение новейшего и древнего этапов развития часто имеет довольно условный характер. Новейшая тектоника горных областей рассматривается как эквивалент альпийской орогенической стадии развития (Шульц, 1964) этих участков земной коры. Например, для Кавказа "в целом наиболее правильно принять за начало неотектонического этапа конец миоцена, . . . т. е. момент, когда впервые началось интенсивное воздымание мегаантиклинорий Большого и Малого Кавказа" (Милановский, 1964). Для Средней Азии нижняя возрастная граница этого этапа отнесена к олигоцену (Костенко, 1958-1972; Чедия, 1957-1975).

По С. С. Шульцу (1948-1967), геохронологический диапазон новейшей тектоники какого-либо региона соответствует промежутку времени, в течение которого тектонические движения могут быть изучены геоморфологическими методами. Это означает, что начало новейшего тектонического этапа соответствует геологическому возрасту наи-



1. ...
 2. ...
 3. ...
 4. ...
 5. ...
 6. ...
 7. ...
 8. ...
 9. ...
 10. ...
 11. ...
 12. ...

Рис. 1. Орогидрографическая схема Яхсуйской депрессии,
Юго-Западного Дарваза и Афганского Бадахшана.

1-6 - основные современные водоразделы (1 - 750-1250 м, 2 - 1250-2000, 3 - 2000-3000, 4 - 3000-4000, 5 - 4000-5000, 6 - выше 5000 м); 7 - хребты Юго-Западного Дарваза (А - Кугитек, Б - Кичиктирйя, В - Хазратишох, Г - Сиунг, Д - Кухифруш, Е - Хамтарма, Ж - Джаридарида); 8-11 - днища речных долин и межгорных впадин (8 - ниже 500 м, 9 - 500-1000, 10 - 1000-1500, 11 - 2000 - 2500 м): 1 - Сарыобская, П - Обиравноуская, Ш - Обиниоу-Иольская, 1У - Муминабадская, У - Турконинская, У1 - Кулябская, УП - Обимазарская, УШ - Пархар-Чубекская, 1Х - Дангаринская, Х - Ляурская; 12 - современные водотоки (реки 1 - Обимазар, 2 - Обисурх, 3 - Обшур, 4 - Лянгаркалон, 5 - Теболай, 6 - Джилга, 7 - Дуляби-Сангоу, 8 - Шпиляу, 9 - Кафиркаш, 10 - Иол, 11 - Анжироу, 12 - Обиниоу, 13 - Обиравноу, 14 - Возгина, 15 - Сарыоб, 16 - Гундара, 17 - Обихумбоу, 18 - Обидаргон, 19 - Обиэшаудара, 20 - Зарнудаб, 21 - Равинч).

более древних денудационных форм рельефа, сохранившихся здесь от разрушения (Бельский и др., 1970). Древние (доновейшие) тектонические движения можно изучать лишь по созданным ими структурам и по изменениям литолого-фациальных особенностей и мощностей осадочных отложений, коррелируемых этим движениям.

Изучение новейшей тектоники представляет значительный теоретический и практический интерес (процессы новейшего тектогенеза приводят к возникновению новых и перестройке существовавших ранее структур и форм рельефа, контролируют формирование и сохранность месторождений различных полезных ископаемых, способствуют изменениям эффективности различных экзогенных процессов и др.). Особую актуальность изучение "живой тектоники" приобретает в сейсмических районах, среди которых Таджикистан относится к числу наиболее активных.

Высокогорная область в междуречье Пянджа, Яхсу и Обихингоу (рис. 1), известная под названием Юго-Западный Дарваз, расположена на стыке двух крупнейших морфоструктур Высокой Азии — Таджикской депрессии и Памира. Это сравнительно небольшая территория отличается сложностью геологического строения и устройства земной поверхности. Восточная половина области (хребты Джаридарида, Хамтарма, Кухифруш и Сиунг) входит в состав Внутреннего Дарваза, а западная (хр. Хазратишох) — Внешнего Дарваза (Придарвазья). Западнее Внешнего Дарваза расположена Яхсуйская депрессия — обширное понижение между хребтами Хазратишох, Вахшским и Джиланьтау. В целом здесь преобладают ландшафты адырно-бедлендовых возвышенностей и аккумулятивных террас. Территория Яхсуйской депрессии подразделена низкогорными субмеридиональными грядами на несколько более мелких впадин. Восточнее Внутреннего Дарваза, между двумя субмеридиональными "коленами" Пянджа, расположен Афганский Бадахшан (хр. Сафедихирс и его отроги).

Различными проблемами альпийской тектоники, геоморфологии и новейшей тектоники Таджикской депрессии и ее

обрамления занимались многие исследователи (Б. П. Бархатов, А. Р. Бурачек, Н. Г. Власов, И. Е. Губин, С. А. Захаров, Н. П. Костенко, В. В. Лоскутов, О. К. Чедия, А. К. Трофимов и др.), однако по некоторым вопросам единого мнения не достигнуто и до сих пор.

В настоящей работе автор ставил перед собой следующие задачи: выяснение природы границы Таджикской депрессии и Северного Памира; анализ проблемы сдвиговых смещений по дизъюнктивам "зоны дарвазских разломов"; количественная характеристика новейшего денудационного среза высокогорного обрамления Таджикской депрессии; определение возраста и характера деформаций различных геоморфологических уровней и соотношений новейших тектонических структур и современного рельефа; анализ проблемы новейших поперечных структур.

В основу работы положены наблюдения автора, проводившиеся в течение 1963-1972 гг. , и материалы других исследователей, опубликованные до декабря 1974 г.

Автор выражает благодарность К. В. Бабкову, Я. А. Беккеру, В. Д. Босову, Г. П. Винниченко, С. А. Захарову, М. М. Кухтикову, В. К. Кучаю, В. П. Лозиеву, В. В. Лоскутову, Л. М. Лыскову, В. А. Растворовой и О. К. Чедия за ценные советы и консультации и Л. Н. Стабеновой за помощь в оформлении иллюстраций.

1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Специальное изучение новейшей тектоники Таджикистана началось всего 20–25 лет назад, однако отдельные наблюдения в этом направлении проводились и ранее, попутно с другими геологическими исследованиями. Особый интерес в этом плане представляют работы, посвященные альпийской тектонике и геоморфологии Таджикской депрессии и ее высокогорного обрамления. Многочисленность и значительный общий объем делают совершенно невозможным их полное реферирование, поэтому ограничимся кратким обзором основных представлений об истории формирования новейшей тектонической структуры и современного рельефа интересующего нас региона. Эту задачу в значительной мере облегчают опубликованные в последнее время обобщающие работы (Бархатов, 1963; Босов, 1962–1972; Браташ и др., 1970; Власов, 1963; Губин, 1960; Захаров, 1958, 1969, 1970; Костенко, 1970, 1972; Лоскутов, 1962–1969; Меламед, 1965, 1969; Чедия, 1962–1972а).

В истории изучения новейшей тектоники юга Средней Азии можно с некоторой условностью наметить три периода.

В течение первого периода (конец XIX–начало XX вв.) большинство экспедиций проводилось на территории Тянь-Шаня. Особенно плодотворными были работы И. В. Мушкетова, рассматривавшего хребты Тянь-Шаня как складчатые дуги, образовавшиеся в конце третичного периода и продолжавшие развиваться в четвертичном периоде. Эти идеи намного опередили свое вре-

мя, когда складчатость считалась специфическим глубинным процессом, не отражающимся непосредственно в рельефе. Несколько позднее В. М. Дэвис на основании изучения фрагментов древнего пенеплена высказал мнение о глыбовой природе хребтов и депрессий Средней Азии. Эти две основные концепции механизма новейшего орогеназа сохранили свое значение и до наших дней.

В. М. Дэвис, Э. А. Хентингтон и В. Пемпелли, считали, что исходный пенеплен образовался на месте варисской горной области, разрушенной денудацией в третичном периоде; орогеническая фаза на границе третичного и четвертичного периодов привела к воздыманию этой денудационной поверхности, а последующая эрозия расчленила пенеплен и образовала современный горный рельеф. В работах многих других исследователей (В. Кейдель, К. Леукс, Ф. Махачек, Г. Принц и др.) отстаивалось мнение о том, что исходный пенеплен имеет дотретичный или даже доверхнемеловой возраст.

В сравнении с Тянь-Шанем территория Памира и Таджикской депрессии в течение первого этапа исследований была изучена весьма слабо. Геологи, посещавшие в это время Дарваз и Придарвазье (Р. Клебельсберг, А. Краффт, Э. Д. Лева, Д. В. Наливкин, В. Рикмер-Рикмерс, Г. Д. Романовский, Я. С. Эдельштейн и др.), интересовались главным образом золотоносностью неогеновых конгломератов и региональной геологией. Я. С. Эдельштейн (1907, 1909), впервые установил дугообразный изгиб структур Дарваза и высказал мысль о том, что складчатая структура этой области была создана в основном позднепалеозойскими и триасовыми движениями, а первое появление Дарваза как хребта произошло в промежутке между триасом и мелом.

Несмотря на маршрутный характер, исследования этого периода позволили сформулировать два важных представления, получивших впоследствии развитие в многочисленных схемах тектонического районирования юга Средней Азии. Так, И. В. Мушкетов считал Памир и Южный Тянь-

Шань единой геологической системой, названной им Памиро-Алаем. При этом предполагалось, что герцинские структуры были перестроены молодыми движениями, направленными с юга. Позднее было сформулировано представление о геологической границе между Тянь-Шанем и Памиром (**Kleibelsberg, 1922**). Р. Клеббельсберг рисовал ее в виде единого разлома, протягивающегося вдоль северных бортов Гиссарской и Алайской долин. Второй крупный разлом (надвиг палеозойских масс Северного Памира на мезозойско-кайнозойские толщи) был намечен этим исследователем к югу от Алайской долины. По Клеббельсбергу (**1922**), это нарушение в виде единой тектонической линии протягивается от западного окончания Заалайского хребта до верховьев р. Обиниоу.

Несколько позднее Д. В. Наливкин (**1926, 1928** и др.) рассматривает Северный Памир как составную часть "южных дуг", для которых характерна интенсивная альпийская складчатость, почти полностью переработавшая более древние структуры. По Д. В. Наливину (**1928, стр. 157**): "первые крупные проявления складкообразовательных процессов... начинаются на границе между верхним и нижним палеогеном — эоценом и олигоценом. Эта фаза альпийской складчатости захватывает только южные дуги, но в их пределах проявляется весьма интенсивно. На Памире, в горной Бухаре, в Северном Афганистане... образуются складчатые горные хребты, местами поднимающиеся выше снеговой линии. Эти хребты сливались друг с другом и образовывали непрерывный гигантский пояс". К концу олигоцена поднятия захватывают и "центральные дуги", которые в неогене поднимаются выше снеговой линии и подвергаются оледенению, а в четвертичном периоде поднятия распространяются и на "северные дуги". Одновременно отмечается (Наливкин, **1928, стр. 159**), что южные и центральные дуги в течение четвертичного периода "сохраняют тот же характер, и изменения в них связаны почти исключительно с деятельностью рек и ледников. Горизонтальные движения отсутствуют, вертикальные ничтожны и выражают-

ся в мелких перемещениях, сопровождающихся землетрясениями и гигантскими обвалами".

Огромная мощность неогеновых "наземных конгломератов", по Д. В. Наливкину, доказывает значительную высоту хребтов южных дуг и широкое развитие в их пределах оледенения, ибо только в этом случае могли возникнуть мощные горные реки, способные выносить в предгорья громадные массы хорошо окатанной гальки и грубозернистого песка. В более поздних работах (Наливкин, 1956, стр. 280) отмечалось, что толща конгломератов "мощностью свыше километра образуется у подножия гор высотой не меньше 3000—4000 м, а толщи мощностью 3000—6000 м, например сиваликская, отлагаются у хребтов высотой 7000—10000 м". Отсюда следует, что в неогене высота хребтов Памира превышала современную, а в четвертичном периоде они были снижены денудационными процессами до их нынешней вышины.

В течение второго периода (30—40-е годы) геологические работы в Таджикистане приобретают планомерный характер. Исследования, проведенные Таджикской Комплексной и Таджикско-Памирской экспедициями (Б. А. Борнеман, А. Р. Бурачек, О. С. Вялов, Г. П. Горшков, И. Е. Губин, Н. П. Ермаков, Б. М. Здорик, Б. А. Петрушевский, В. И. Попов, Н. П. Херасков, П. К. Чихачев, Ю. М. Шейнманн и ряд др.), позволили установить основные тектонические структуры Таджикской депрессии и ее высокогорного обрамления и определить их взаимоотношения.

Наиболее важный результат работ начала 30-х годов — установление в пределах рассматриваемой области "зоны дарвазских разломов", разделяющей палеозойские и мезозойско-кайнозойские образования. Генетическая природа и структурная роль этой "зоны" различными исследователями оценивалась по-разному.

В. И. Попов (1933) считал, что "зона разлома в хр. Хазратишох" во время накопления нижних свит неогеновых конгломератов являлась "границей между зоной погружения и зоной поднятия"; при этом подчеркивалось, что

альпийское горообразование, опускание предгорной депрессии и накопление в ней мощных молассовых толщ происходили непрерывно и параллельно друг другу. Позднее эти наблюдения послужили основой для высказанных В. И. Поповым (1938) взглядов о непрерывности складкообразовательных движений и о длительно развивающихся дискорданогенных разломах.

П. К. Чихачев (1934, 1941) и А. П. Марковский (1934) развивали представления И. В. Мушкетова о принадлежности Южного Тянь-Шаня и Северного Памира к единой тектонической провинции и отрицали наличие внутри нее каких-либо резких геологических границ. Соответственно и "зона дарвазских разломов" рассматривалась П. К. Чихачевым не как длительно развивающийся палеотектонический рубеж, а как серия крутых разломов, образовавшихся в конце третичного орогенеза.

Н. П. Ермаков (1940 и др.) высказал мнение, что нарисованная его предшественниками "стройная система дарвазских разломов, между которыми в своеобразных и совершенно непонятных по генезису положениях заклинивались и пропускались на глубину в 4-5 км узкие клинья различных мезозойских отложений" не подтверждается, поскольку многие из этих нарушений не существуют в действительности и нужны были для объяснения "ненормальных контактов" между свитами "только до тех пор, пока не была установлена стратиграфия мезозойско-третичных отложений".

Существенно иные взгляды развивал И. Е. Губин (1940-1960), по представлениям которого территория юга Средней Азии подразделяется на три структуры первого порядка, имеющие специфические особенности геологической истории, — Памиро-Куьнлуньский и Южно-Тяньшаньский мобильные пояса и Промежуточную область. Региональной тектонической границей между мобильными поясами (т. е. между Алаем и Памиром) является Вахшский надвиг.

Памиро-Куьнлуньский мобильный пояс, в пределах которого расположена описываемая нами область, под-

разделяется на Внутреннюю и Внешнюю зоны, разделенные Каракульским разломом. Внутренняя зона сложена докембрийскими и палеозойскими геосинклинальными образованиями. Внешняя рассматривается как мезозойско-кайнозойский прогиб, возникший вблизи разновозрастных поднятий Внутренней зоны. В конце неогена и в начале четвертичного периода Внутренняя зона по Каракульскому разлому была надвинута на Внешнюю, а последняя, в свою очередь, по Вахшскому разлому надвинулась на пониженный форланд Южного Тянь-Шаня. В наиболее поздних работах (Губин, 1960) Каракульский разлом определяется как система крутых разрывов, имеющих отчетливо выраженный надвиговый характер только в вершине Памирской дуги, в хребтах Сельдытау и Заалайском.

Изучение геоморфологии в 30-х годах проводилось только отдельными исследователями, однако некоторые работы этого периода не утратили своего значения и сейчас. В первую очередь среди них нужно отметить общее геоморфологическое описание Таджикской депрессии, сделанное А. Р. Бурачеком (1934а). В этой работе дана общая характеристика морфологических и генетических типов рельефа, показана их зависимость от свойств коренных пород, выделены геоморфологические районы. По представлениям А. Р. Бурачека, тектонические структуры Юго-Западного Таджикистана были сформированы тальбарской фазой складчатости в конце плиоцена, а выработка рельефа этой области происходила позднее, на протяжении четвертичного периода. При этом предполагалось, что периодичность процессов послетальбарского рельефообразования была обусловлена климатическими колебаниями, а тектонические процессы практически не проявлялись. Сходные взгляды высказывал и П. К. Чихачев (1934-1941).

Следует, однако, заметить, что в то же время были сделаны и наблюдения, показавшие, что тектонические процессы не прекратились и после тальбарской фазы складчатости. Деформированные речные террасы, обнаруженные М. А. Гиляровой в центральной части Таджикской депрес-

сии и В. И. Поповым (1932, 1938) — в Придарвазье, свидетельствовали о том, что альпийское складкообразование продолжалось и в четвертичном периоде.

Большой интерес представляют также работы, посвященные геоморфологии и гляциологии Памира (Марков, 1935–1948; Попов, 1932, 1938). По мнению К. К. Маркова, оледенение Памира было обусловлено не столько климатическими изменениями, сколько интенсивными новейшими воздыманиями, причем дифференцированность этих движений явилась причиной метахронности оледенений в различных районах Средней Азии. Особенно важную роль сыграли выводы К. К. Маркова о ярусном строении рельефа Памира и о коррелятности последнего толщам неогеновых отложений Таджикской депрессии. При этом предполагалось, что в осевых частях наиболее высоких хребтов Памира сохранились фрагменты "гипотетического" раннемелового (?) яруса рельефа.

Ярусность рельефа Памира и Дарваза, обусловленную пульсирующим характером тектонических процессов, отмечал также и В. И. Попов (1932, 1938). Он выделил четыре основных яруса рельефа, которые, в свою очередь, подразделяются на более мелкие ступени. По мнению В. И. Попова, фрагменты наиболее древнего Ванчского уровня, коррелятного хингоуской свите, сохранились только в Центральном Памире и в гребнях высочайших хребтов Северного Памира. В северной части Дарваза он выделил два наиболее молодых уровня — хострогинский и даглиузбекский. Первый из них соответствует времени формирования верхнеплиоценовой полизакской свиты, а второй сопоставлялся с верхними горизонтами нижнечетвертичной килимбинской свиты.

Значительный вклад в изучение геоморфологии и неотектоники Таджикистана был внесен Б. Л. Личковым (1945 и др.). Как и А. Р. Бурачек и П. К. Чихачев, он считал, что складкообразование в Таджикской депрессии закончилось к началу четвертичного периода. По его мнению, по всей территории горных областей Евразии поднятия происходили одновременно и с одинаковой скоростью, т. е. равновысот-

ные уровни повсеместно (от Памира до Альп) являются одновозрастными.

Исключительно важную роль в формировании взглядов среднеазиатских геоморфологов и неотектонистов сыграли опубликованные в первые послевоенные годы работы А. В. Пейве (1945 и др.), Н. М. Сеницина (1948) и С. С. Шульца (1948).

Особенно широко развернулось изучение геологии Таджикистана в течение третьего периода (50–60-е годы). Почти во всех составленных в это время схемах тектонического районирования данного региона роль границ геоструктурных элементов различных порядков отводится дизъюнктивам. Этим, правда, обычно и ограничивается сходство различных схем, поскольку другие критерии тектонического районирования понимаются различными исследователями неодинаково. Если отбросить принципиальные различия многочисленных теоретических концепций, то все они могут быть подразделены на две группы — "мобилизм" и "фиксизм".

В применении к рассматриваемой нами области "мобилистические" представления получили наиболее своеобразное развитие в работах С. А. Захарова (1958–1970). По его мнению, все особенности "области Памирского скупывания" (дугообразность тектонических зон и основных разломов в плане, зональные отличия разрезов и др.) получают наиболее последовательное и закономерное объяснение в рамках гипотезы, предполагающей существование пластических потоков масс земной коры. В палеозое подобное "течение" было направлено широким фронтом с севера на юг; в мезозое возник узкий встречный поток, направленный от Джеламского выступа Гондваны к Южному Тянь-Шаню. Перемещение масс земной коры получило структурное выражение в виде системы выпуклых к северу тектонических дуг (рис. 2). При этом во фронтальной части потока образовался надвиг-шарьяж огромной амплитуды, а во флангах — гигантские сдвиговые зоны (левосторонняя Бадахшанская на западе и правосторонняя Куньлуньская на

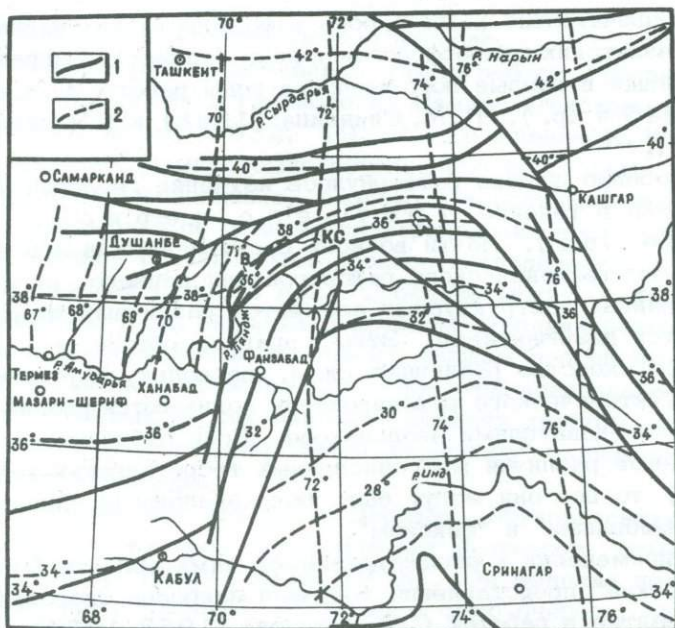


Рис. 2. Схема горизонтальных смещений в области Памирского скупивания (по С. А. Захарову, 1964, 1968). 1 - "линии смещений" (зоны глубинных надвигов и сдвигов); 2 - предполагаемое современное полсжение мезозойской "координатной сетки"; КС - Калайхумб-Сауксайская подзона; В - Васмикужский блок.

востоке). "Зона дарвазских разломов" соответствует западной части Бадахшанской сдвиговой зоны.

Мобилистические идеи в применении к тектонике Памиро-Гималайского сектора Высокой Азии развивают и многие другие исследователи (Буртман и др., 1963; Гансер, 1967; Пейве и др., 1964; Руженцев, 1968, 1971; Desio, 1960-1965; и ряд др.).

Концепция крупных сдвигов является эффективной и перспективной гипотезой, однако конкретные результаты ее применения нередко имеют дискуссионный характер. Многие современные тектонисты вообще оспаривают принципиальную возможность больших горизонтальных перемещений масс земной коры. При этом кривизна структурных дуг рассматривается как их изначальное качество, а не как результат последующей деформации.

В применении к интересующему нас региону эти идеи последовательно отстаивались и развивались Б. П. Бархатовым (1963 и др.), Н. Г. Власовым (1961-1969), М. М. Кухтиковым (1956-1969), Н. М. Синициным (1959, 1960), О. К. Чедия (1957а-1972) и др. В этих работах первостепенное значение придается выделению и изучению долгоживущих "краевых разломов", которые разграничивают участки земной коры с неодинаковым тектоническим режимом, что выражается в различиях стратиграфических разрезов и магматизма, а также в различиях морфологии и возраста структур.

Представление о существовании в пределах Памира краевых разломов было впервые выдвинуто М. М. Кухтиковым (1956, 1958). Один из таких разломов (Дарваз-Каракульский) был выделен и в пределах Северного Памира. Пространственно этот разлом отождествлялся с линией Каракульского надвига, описанного И. Е. Губиным (1940, 1943а, 1943б). По представлениям М. М. Кухтикова, Дарваз-Каракульский разлом является резкой тектонической границей между герцинидами Внутреннего Дарваза и альпийскими структурами Таджикской депрессии. Сходные взгляды развивал и О. К. Чедия (1957-1972а), Н. М. Си-



ницин (1959) описал этот разлом под названием Северо-Памирского.

Представление о Дарваз-Каракульском (Северо-Памирском) краевом разломе как о резкой тектонической границе между герцинидами Северного Памира и альпидами Таджикской депрессии нашло признание и развитие в ряде последующих работ. В пределах Юго-Западного Дарваза эта структура наиболее детально была описана Н. Г. Власовым (1961-1963). В отличие от М. М. Кухтикова и О. К. Чедия, представляющих Дарваз-Каракульский разлом в виде единой дизъюнктивной линии, Н. Г. Власов высказал мнение о существовании в пределах Юго-Западного Дарваза целой системы субпараллельных друг другу краевых разломов, функционировавших с юрского и до конца четвертичного периода (рис. 3). Эти разломы на протяжении всего альпийского этапа развития разграничивали три разновозрастные тектонические зоны. Восточная (Северо-Памирская) зона имеет герцинский возраст, т. е. она примерно соответствует Внутреннему Дарвазу в понимании М. М. Кухтикова и О. К. Чедия. Центральная (Обиниуская) зона претерпела складчатость в середине (?) миоцена, а западная (Памиро-Алайская) — в конце плиоцена. Впервые выделенная Н. Г. Власовым Обиниуская тектоническая зона, промежуточная между Северным Памиром и Таджикской депрессией, пространственно соответствует "зоне дарвазских разломов" в понимании исследователей 30-х годов.

Особенно значительную роль исследования, посвященные геоморфологии и новейшей тектонике, приобрели в последние годы (Костенко, 1958-1973; Лоскутов, 1962-1973; Трофимов, 1970, 1973; Чедия, 1957-1972; и ряд др.). В большинстве указанных работ развиваются представления К. К. Маркова (1948, стр. 247, 248) о том, что денудационный рельеф Памира и Южного Тянь-Шаня в целом коррелирует неогеновым толщам Таджикской депрессии, причем вершинный ярус рельефа ("Ш ярус", по К. К. Маркову, 1935, 1936) в пределах обеих высокогорных областей считается коррелятным больджуанской свите. Как отмечали

О. К. Чедия (1962-1972) и В. В. Лоскутов (1969), доорогеническая (олигоценовая) поверхность выравнивания была представлена прибрежно-морской аккумулятивно-денудационной равниной, абсолютная высота которой первоначально не превышала 200-300 м. По реконструкциям современного гипсометрического положения этого условно нулевого уровня были установлены амплитуды новейших вертикальных тектонических движений в различных участках, морфология и морфометрия образовавшихся при этом структур (рис. 4).

Особенно интересными и важными представляются выводы О. К. Чедия (1957-1972) о существовании "поперечных поднятий", придавших геоморфологическому и морфоструктурному плану описываемого региона своеобразную "решетчатость" и вызвавших перестройку его гидросети. В ранних работах О. К. Чедия (1957-1962) подчеркивалось, что выделенные им структуры нового типа "начали формироваться значительно позже времени основного складкообразования и не фиксируются перераспределением материала". При этом предполагалось, что движения, создавшие поперечные поднятия, начались в конце раннего плейстоцена, а наиболее интенсивно они проявились в конце среднего плейстоцена. В более поздних работах отмечается (1964), что "рост региональных поперечных поднятий осуществляется на протяжении весьма длительного времени", начиная "со времени регионального воздымания соответствующей зоны...; нередко поперечное поднятие, секущее продольные зоны разновозрастного воздымания, характеризуется в разных местах различным временем начала своего роста, с явным омолаживанием в направлении от периферийных к центральным частям депрессии". Морфологически указанные структуры рассматриваются как "поперечные антиклинали" (Чедия, 1964), наиболее крупные из которых транзитно пересекают многие морфоструктурные зоны Памира и Таджикской депрессии и разделяющие их разломы, несколько при этом не искривляясь и не изменяя свое направление (рис. 5). Если эта реконструкция подтвердится

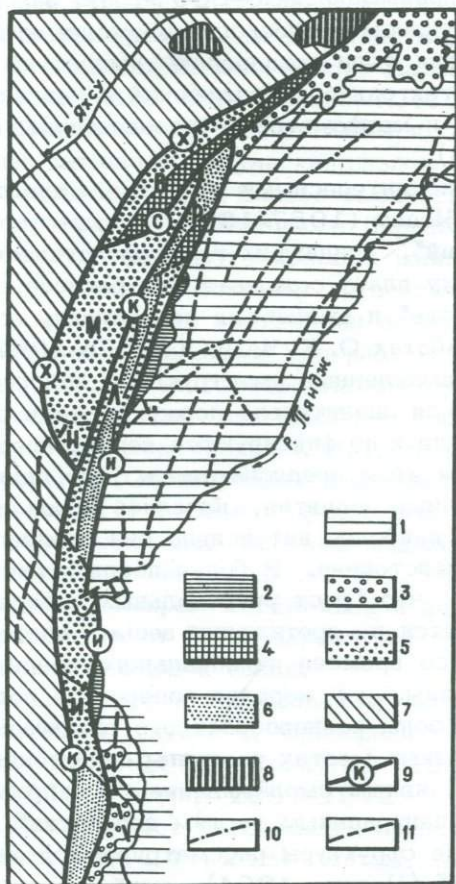


Рис. 3. Схема тектонического районирования Юго-Западного Дарваза (По Н. Г. Власову, 1962, 1963, схематизировано).

Северо-Памирская зона: 1- герцинский структурный комплекс (ордовикский-девонский и каменноугольный-раннепермский структурные этажи, без расчленения); 2-3 - юрский-неогеновый структурный этаж (структурные ярусы: 2 - юрский, 3 - верхнемиоценовый-плиоценовый). Обиниоуская зона. Структурные этажи: 4 - верхнепермский-триасовый, 5 - юрский-нижнемиоценовый, 6 - верхнемиоценовый (?) - плиоценовый. Тектонические блоки: В-Васмикужский, Р-Равноуский, М-Морзоминский, Н-Нишоракский, Л-Лянгарский, И-Иольский. Памиро-Алайская зона. Структурные этажи: 7 - юрский-плиоценовый, 8 - нижнечетвертичный. Структурные обозначения: 9 - мезозойские (послетриасовые) и кайнозойские краевые разломы (Х-Хозретишинский, С-Сарыобский, К-Каляндарунский, И-Ильговарский-Грингский); 10 - герцинские разрывы; 11 - альпийские разрывы.

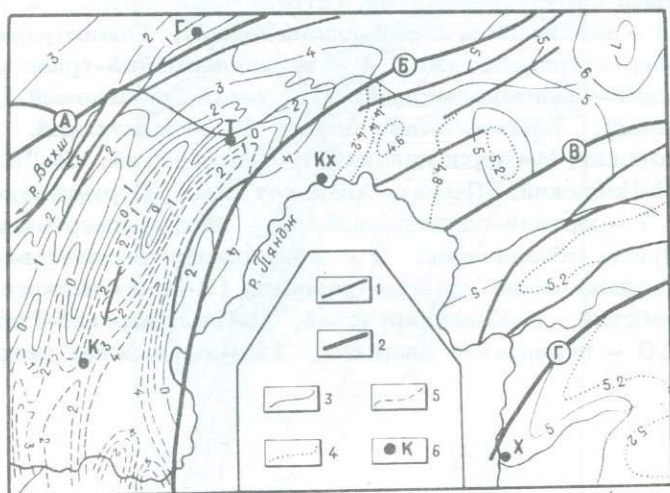
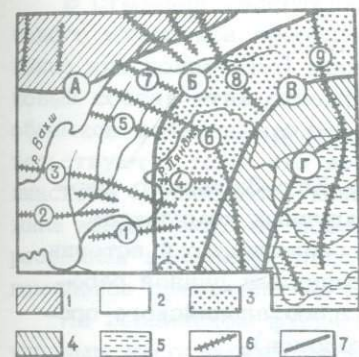


Рис. 4. Схема суммарных вертикальных деформаций до-неогеновой поверхности выравнивания за неоген-четвертичное время (по О. К. Чедия и А. К. Трофимову, 1964, 1968, фрагмент).

1 - крупные разрывы; 2 - основные краевые разломы (А-Вахшский; Б-Дарваз-Каракульский; В-Ванч-Танымасский; Г-Пшартский); 3-5 - изолинии суммарных деформаций (3 - выше уровня моря через 1,0 км, 4 - то же через 0,2 км, 5 - ниже уровня через 1,0 км); 6 - населенные пункты (Г-Гарм, Т-Тавильдара, К-Куляб, Кх-Калайхумб, Х-Хорог).

Рис. 5. Схема новейших региональных структурных форм юга Средней Азии (по О. К. Чендия, 1964, фрагмент с некоторыми упрощениями):

1 — Зеравшано-Гиссарское складчато-глыбовое поднятие; 2 — Таджикская депрессия; 3 — Северо-Памирский (Дарвазский) антиклинорий; 4 — Центрально-Памирское чешуйчатоскладчатое поднятие; 5 — Памиро-Каракорумское глыбовоскладчатое поднятие; 6 — ре-



гиональные поперечные поднятия (1 — Султан-Хазретское, 2 — Акджарское, 3 — Шурабадское, 4 — Хирмонжуоское, 5 — Нижнеобимазарское, 6 — Сафедихирс-Кухилалское, 7 — Нижнехингоуское, 8 — Среднехингоуское, 9 — хр. Академии наук); 7 — краевые разломы (см. рис. 4).

дальнейшими исследованиями, то тем самым будет доказано отсутствие альпийских (точнее послеолигоценовых) сдвиговых смещений по Дарваз-Каракульскому и другим крупным разломам Памира.

В заключение следует подчеркнуть, что хотя в течение последних лет накопление информации шло особенно быстрыми темпами, однако многие проблемы, являвшиеся предметом изучения в предшествующие десятилетия, окончательно не решены и сейчас. Одной из наиболее дискуссионных остается проблема соотношения вертикальных и горизонтальных тектонических движений. В области новейшей тектоники и геоморфологии требуется оценка масштабов новейшего денудационного среза областей поднятия, детальное обоснование возраста различных ярусов рельефа и определение типов и генезиса новейших структур (в том числе и поперечных поднятий).

П. СТРАТИГРАФИЯ

Сводный геологический разрез Юго-Западного Дарваза подразделяется на несколько крупных комплексов, соответствующих основным этапам геологической истории этого региона. В соответствии с задачами данной работы основное внимание уделено описанию альпийского орогенического комплекса (олигоцен-голоцен).

Наиболее древними образованиями, обнажающимися в пределах Северного Памира, являются кристаллические сланцы и параgneйсы боршитской серии, условно отнесенной к нижнему протерозою (Власов, 1961-1963; Власов и др., 1970; Моралев и др., 1971). Видимая мощность этой серии превышает 8, 0 км.

На докембрийском основании залегает толща, сложенная разнообразными песчаниками, сланцами, филлитами и мраморизованными известняками. По наиболее поздним данным (Кухтиков и др., 1974), этот комплекс имеет силур-девонский возраст, а его мощность достигает 5, 0 км. Выше залегает зеленокаменный комплекс, включающий эффузивные, пирокластические и осадочные образования спилитовой формации. Мощность этой толщи, образовавшейся в течение эвгеосинклиналиного этапа развития, превышает 5, 0 км. По данным И. В. Пыжьянова (1964), формирование зеленокаменной формации началось в середине (?) турнейского времени и продолжалось до раннемосковского времени среднекаменноугольной эпохи.

На зеленокаменной толще с резким угловым несогласием залегает среднекаменноугольный-нижнепермский комплекс, сложенный флишеподобными терригенно-карбонатными и терригенными образованиями, которые включают огромные массивы рифогенных известняков. Общая мощность комплекса достигает 4, 0 км..

В строении залегающего выше верхнепермского-триасового комплекса преобладают пестроцветные (преимущественно красноцветные) песчаники и конгломераты. Граувакковый состав этих отложений и значительное количество обломков зеленокаменных пород в конгломератах свидетельствуют о том, что во время формирования позднегерцинского молассового комплекса областью разрушения служила территория, на поверхности которой обнажались образования каменноугольной спилитовой формации. Мощность комплекса превышает 4, 5 км.

На герцинском фундаменте "трансгрессивно", с резким угловым несогласием залегают юрски-эоценовый комплекс, рассматриваемый многими исследователями как платформенный (или квазиплатформенный) чехол молодой эпигерцинской платформы. Он сложен разнообразными терригенными, карбонатными и эвапоритовыми образованиями. Среди обломочных пород преобладают полевошпатово-кварцевые и кварцевые песчаники и алевролиты, в меньшем количестве наблюдаются глины, еще реже встречаются маломощные прослойки и линзы мелкогалечных конгломератов. Вещественный состав этих отложений свидетельствует о том, что их формирование происходило в основном за счет накопления продуктов разрушения пород типа гранито-гнейсов. Породообразующие минералы нижнекарбонатной спилитовой формации и граувакковых толщ перми и триаса встречаются здесь редко и в ничтожных количествах. Это позволяет предполагать (Бельский, 1969а, 1971, 1972а), что на протяжении всего квазиплатформенного этапа развития территория Внутреннего Дарваза и западной окраины Афганского Бадахшана, у которых более 80% их площади сложено зеленокаменными и граувакковыми породами, была покрыта почти сплошным чехлом кварц-полевошпатовых отложений юрского-палеогенового возраста (рис. 6). Позднее этот покров был разрушен денудацией, в настоящее время отдельные его фрагменты сохранились только в южной части Афганского Бадахшана (Desio et al., 1964а).

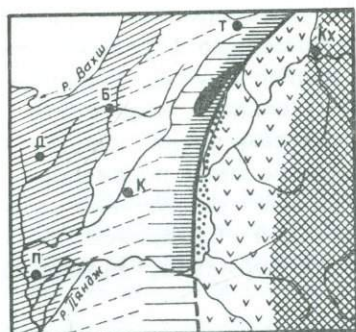


Рис. 6. Схема распространения основных типов разрезов отложенной квази платформенного комплекса (юра-эоцен).

1-2 - западный (больджуанский) тип разрезов (1 - установленное и 2 - предполагаемое распространение);

3-4 центральный (хоретишинский) тип разрезов (3 - установленное и 4 - предполагаемое распространение);

5 - восточный (обиниоуский) тип разрезов (современное распространение); 6 - "экзотический" (?) Васмикухский блок; 7 - территория преобладающего развития зеленокаменных (C_1) и граувакковых (C_2-P_2) пород; 8 - территория преобладающего развития докембрийских метаморфических пород и гранитоидов различного возраста; 9 - Каляндарунский разрыв; 10 - населенные пункты (Б-Больджуан, Д-Дангара, П-Пархар, К-Куляб, Т-Тавильдара, Кх-Калайхумб).

Для отложений юрского-эоценового комплекса кроме однообразного вещественного состава характерны закономерные изменения в плане литолого-фациальных особенностей и мощностей разновозрастных горизонтов. По данным многих исследователей, в пределах Юго-Западного Дарваза и Яхсуйской депрессии можно выделить три основных типа разрезов меловых и палеогеновых отложений, каждый из которых слагает субмеридиональную полосу (см. рис. 6). В современной структуре граница между восточным и центральным типами разрезов совпадает с линией Каляндарунского разлома, а между центральным и западным типами разрезов переход, по всей видимости,

осуществляется постепенно. При этом два последних типа разрезов отличаются не столько мощностями разновозрастных горизонтов, сколько фаціальным составом слагающих их отложений: в пределах западной полосы наблюдается большее, чем в центральной полосе, количество горизонтов морских отложений, а в составе мел-эоценовой части разреза преобладают фашии открытого моря, сформировавшиеся на значительном удалении от берегов (рис. 6, 7). К востоку они постепенно сменяются более мелководными образованиями центрального (хозретишинского) типа разрезов. Восточнее Каляндарунского разлома мощность меловых и палеогеновых отложений сокращается более чем в два раза, а фашии морского мелководья в значительной мере замещаются прибрежными и побережными отложениями.

Наиболее сложный в литолого-фаціальном отношении восточный (обиниоуский) тип разрезов верхнего мела был подразделен Н. Г. Власовым (1963 и др.) и М. Р. Джалиловым (1962, 1968) на три подтипа — восточноиольский, минатукский и васмикухский (рис. 8). По мнению автора (Бельский, 1972а), отложения юрско-палеогеновой толщи Васмикухского блока настолько отличаются от разновозрастных образований обиниоуского типа разрезов, что могут быть выделены в качестве самостоятельного типа разрезов (см. рис. 7).

Альпийский орогенический комплекс представлен разнообразными континентальными отложениями, залегающими стратиграфически выше морского палеогена. Эта толща также известна под названием "гобийской" или "кайнозойской молассовой формации Средней Азии" (Попов, 1954, стр. 14). На территории Юго-Западного Дарваза и Яхсуйской депрессии кайнозойские молассовые отложения изучались многими исследователями (Борнеман, 1934; Босов, 1962-1972; Бурачек, 1933, 1934б, 1959; Власов, 1962, 1963; Меламед, 1965, 1969; Попов, 1932-1954; Солун, 1956, 1958; Чедия, 1957-1972а; Чихачев, 1941 и ряд др.), од-

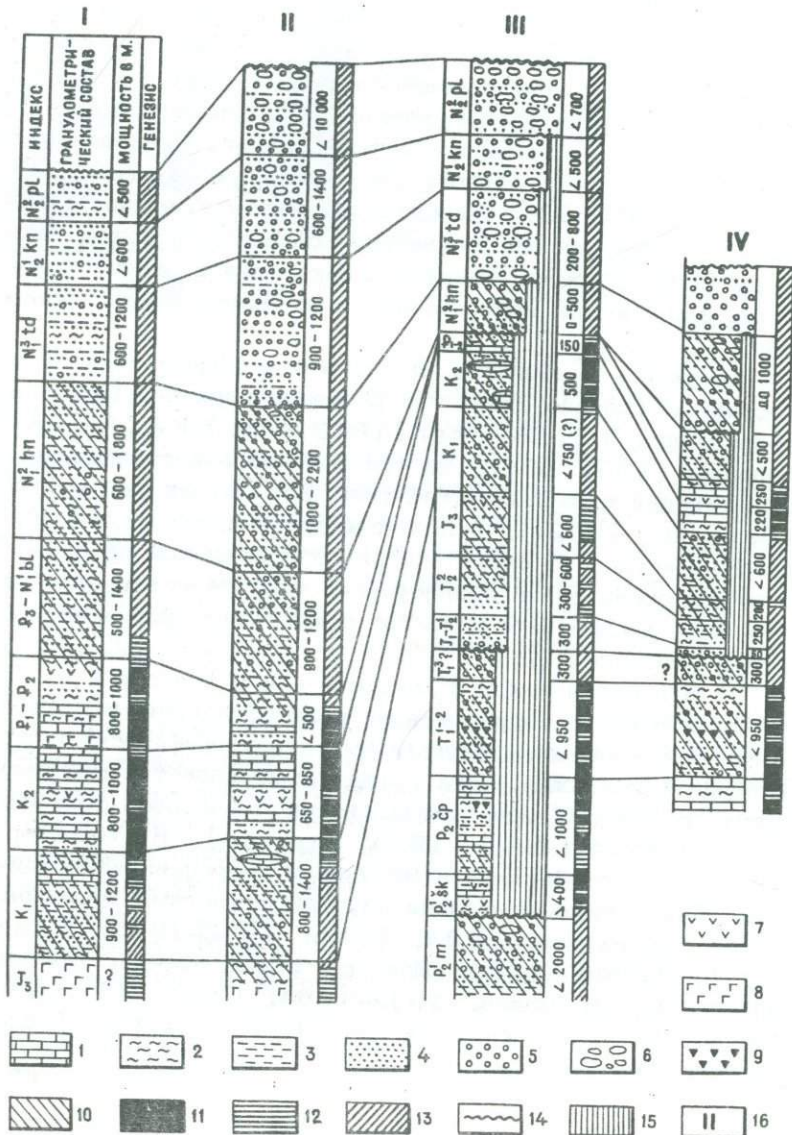


Рис. 7. Основные типы разрезов мезозойских и кайнозойских отложений (с использованием материалов К. В. Бабкова, З. Е. Барановой, В. Д. Босова, Н. Г. Власова, И. Е. Губина, М. Р. Джалилова, Я. Р. Меламеда и др.).

1 - карбонаты; 2 - глины; 3 - алевролиты; 4 - песчаники; 5 - конгломераты мелко- и среднегалечные; 6 - конгломераты крупногалечные и валунные; 7 - гипсы; 8 - каменная соль; 9 - пирокластические и эффузивные породы; 10 - красноцветные породы; 11 - морские фации; 12 - прибрежные, дельтовые, лагунные и побережные фации; 13 - континентальные фации; 14 - поверхности угловых несогласий; 15 - размыв; 16 - основные типы разрезов (I - западный, II - центральный, III - восточный, IV - разрез Васмикухского блока).

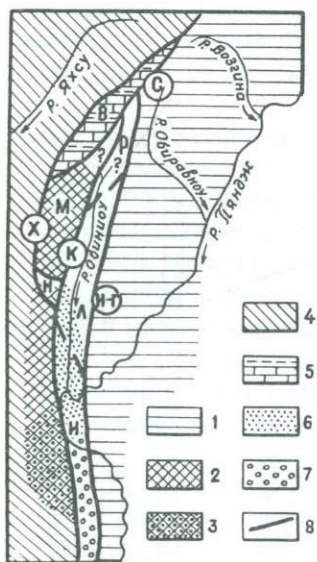


Рис. 8. Расположение типов разрезов верхнемеловых отложений Юго-Западного Дарваза (по Н. Г. Власову и М. Р. Джалилову). 1 - область размыва (Северо-Памирская зона). Хозретишинский (удаленный от берега) тип разрезов; 2 - мощные, выдержанные по простиранию терригенно-карбонатные толщи; 3 - разрезы, обогащенные терригенными красноцветами; 4 - область предполагаемого развития Хозретишинского типа разрезов. Обиниоуский (прибрежный) тип разрезов; 5 - маломощные терригенно-карбонатные разрезы (Васмикухский подтип); 6 - терригенно-карбонатные разрезы средней мощности (минатукский под-

тип); 7 - разрезы, обогащенные красноцветными конгломератами (восточноиольский подтип); 8 - краевые разломы, разделяющие блоки Обиниоуской зоны (X-Хозретишинский; К-Каляндарунский). Блоки Обиниоуской зоны: В-Васмикухский, Р-Равноуский, М-Морзоминский, Л-Лянгарский, Н-Нишоракский, И-Иольский.

нако и в настоящее время не все вопросы их стратиграфии решены.

Как отмечалось многими исследователями, в начале формирования верхнетретичного молассового комплекса на большей части территории Средней Азии накапливались красноцветные, преимущественно песчано-глинистые отложения. В ранних работах (Бурачек, 1933, 1934б, 1959; Чихачев и др., 1934, 1941) они описывались под названием кирпично-красной свиты. Позднее ("Решение совещания...", 1959) эта серия получила название

больджуанской свиты, возраст которой, как предполагалось, соответствует позднему олигоцену — раннему миоцену. В работах последнего времени (Меламед, 1965, 1969; Чедия, 1971, 1972а и др.) к больджуанской свите относят только нижнемиоценовую часть кирпично-красной толщи, а нижние ее горизонты рассматриваются как континентальные аналоги шурьсайских и более древних слоев палеогена.

Верхнетретичные отложения, залегающие выше больджуанской свиты, расчленяются по схеме А. Р. Бурачека (1933, 1934б) на хингоускую, тавильдаринскую, каранакскую и полизакскую свиты. По наиболее распространенным представлениям, хингоуская имеет среднемиоценовый возраст, тавильдаринская соответствует верхнему миоцену, каранакская формировалась в раннем плиоцене, а полизакская — в среднем плиоцене.

В. Д. Босов (1962–1972) и Я. Р. Меламед (1965, 1969) выделяли в пределах Юго-Западного Дарваза и Яхсуйской депрессии два типа разрезов верхнетретичных отложений — западный (шуробдарьинский) и восточный (хозретишинский). По нашему мнению (Бельский, 1971, 1972а), неогеновые молассы Внутреннего Дарваза, отличающиеся сокращенной мощностью и отсутствием в разрезе некоторых характерных толщ, также следует рассматривать как самостоятельный тип разреза, отличный от верхнетретичных толщ Внешнего Дарваза (рис. 7, 9). Граница западного и центрального типов разрезов условно проводится по долине р. Яхсу, а граница центрального и восточного типов разрезов совпадает с Каляндарунским разломом. В первых двух типах разрезов верхнетретичные молассы согласно залегают на подстилающих их палеогеновых отложениях и связаны с ними постепенными переходами. Неогеновые отложения восточного типа разрезов залегают на более древних образованиях трансгрессивно, с резким угловым несогласием.

Для неогеновых моласс больджуанского типа разрезов характерны согласные границы между свитами, сравнительно небольшое количество грубообломочных пород и умеренная мощность различных свит. Общая мощность комплекса достигает 3500–4000 м.

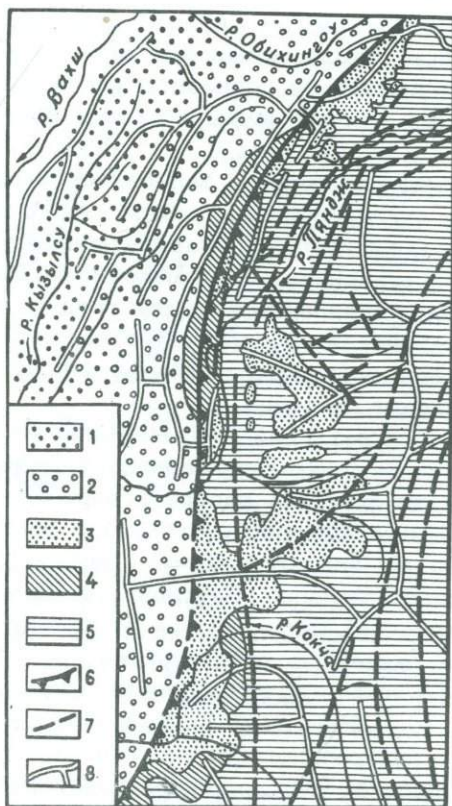


Рис. 9. Схема распространения основных типов разрывов олигоцен-плиоценовых отложений.

Основные типы разрывов верхнетретичных моласс:

- 1 - западный (шуробдарьинский);
- 2 - центральный (хозретишинский);
- 3 - восточный (северопамирский);
- 4 - квазиplatformенный комплекс (юра-эоцен);
- 5 - доюрские образования (без расчленения);
- 6 - Дарваз-Каракульский (Северо-Памирский) разлом;
- 7 - основные разрывы Внутреннего Дарваза и Афганского Бадахшана (с использованием материалов Н. Г. Власова, А. Децио, В. М. Моралева и др.);
- 8 - основные современные водо-

разделы. Распространение неогеновых отложений в пределах Афганского Бадахшана показано по материалам И. В. Архипова и др. (1970, 1974), **Geol. map of Afganistan (1969)**, **A. Desio (1964a)** и др.

Верхнетретичные отложения хозретишинского типа разрезов (см. рис. 7) представлены мощной (до 6000–7000 м) толщей "дарвазских конгломератов" (Бурачек, 1933). Стратиграфическое расчленение этого комплекса типичных "фаций горных подножий" (Наливкин, 1928, 1956) вызывает значительные трудности. По существу, здесь следовало бы оконтурить отдельные крупные субэральные дельты, выделить в их границах местные свиты и только после этого производить сопоставление локальных схем. К сожалению, подобные попытки пока еще не предпринимались, и в настоящее время верхнетретичные молассы повсеместно в пределах Внешнего Дарваза расчленяются по схеме А. Р. Бурачека (1933, 1934б), разработанной по материалам изучения разрезов неогена в верховьях р. Яксу и в бассейне р. Сарыуб. Применение этой схемы в более южных районах Внешнего Дарваза вызывает значительные затруднения, что наглядно видно при сравнении работ В. Д. Босова (1962–1972), Н. Г. Власова (1962, 1963), Я. Р. Меламеда (1965, 1969) и О. К. Чедия (1957–1972а), в которых границы и мощности различных свит и даже самое их количество в одних и тех же разрезах оцениваются по-разному. Наибольшие разногласия обычно вызывает достоверность выделения в южной половине хр. Хазратишох каранакской и полизакской свит. По мнению автора, наиболее вероятной причиной этих разногласий является то обстоятельство, что возрастные границы различных свит толщи дарвазских конгломератов не вполне одинаковы в различных участках и, по-видимому, постепенно омолаживаются к югу.

В работах 30-х годов (А. Р. Бурачек, Н. П. Ермаков, В. И. Попов, П. К. Чихачев и др.) предполагалось, что во время формирования толщи дарвазских конгломератов

проявилось несколько фаз складчатости, послуживших причиной образования нескольких угловых несогласий, однако возраст этих фаз и самое их количество различными исследователями оценивались по-разному.

В. И. Попов (1933-1964) на основании работ, проведенных им в бассейне р. Сарыюб, отметил, что в верхней части неогенового разреза, этого самого северного участка Юго-Западного Дарваза, наблюдается целый веер (не менее 7-8) угловых несогласий, постепенно исчезающих к северо-западу. Позднее эти наблюдения были подтверждены В. А. Бабадаглы (1965).

А. Р. Бурачек (1933, 1934б, стр. 58) в ранних работах отмечал, что в изученном им районе Придарвазья (между селениями Тавильдара и Муминабад) достаточно определенно проявляется только одно угловое несогласие, приуроченное "к верхам тавильдаринской свиты", а отмечавшаяся ранее Я. С. Эдельштейном, В. И. Поповым и П. И. Чихачевым угловые несогласия между хингоуской и тавильдаринской свитами и между каранакской и полизакской свитами "в непосредственных контактах этих свит" не обнаруживаются. Позднее А. Р. Бурачек (Чихачев и др., 1941; Бурачек и др., 1959) отходит от этих представлений и выделяет в Северном Придарвазье пять отдельных фаз складчатости - сурханскую, сарыюбскую, гульдаринскую, сафетдаронскую и тальбарскую, выраженных в разрезах угловыми несогласиями в основаниях хингоуской, тавильдаринской, каранакской, полизакской и кулябской свит. При этом подчеркивается, что региональный характер и значительную интенсивность имела только предкулябская тальбарская фаза складчатости, а первые четыре фазы были слабыми (угловые несогласия не более 10-15°) и проявлялись локально.

Н. П. Ермаков (1940), изучавший неогеновые молассы в хребтах Васликух и Морзомин, подразделил этот комплекс на две "формации" - нижнюю ("хингоускую") и верхнюю ("дарвазскую"). Последняя включает тавильдаринскую, каранакскую и полизакскую свиты схемы А. Р. Бурачека. Хингоуская формация согласно залегает на кирпичной свите, причем все ее пачки также согласно сменяют друг дру-

га в разрезе, а дарвазская формация, залегающая с резким угловым несогласием на всех подстилающих толщах, до среднего палеозоя включительно, "имеет внутри себя не менее шести уровней угловых несогласий" (Ермаков, 1940, стр. 45). Последние, по Н. П. Ермакову (1940, стр. 45), имели совершенно незначительную величину, в связи с чем "дарвазские конгломераты приняли лишь незначительное участие в дислокациях пород последними фазами альпийско-гималайской складчатости". Таким образом, этот исследователь, в отличие от взглядов А. Р. Бурачека и П. К. Чихачева, основную роль в формировании альпийской структуры Дарваза отводит сарыюбской фазе складчатости, отрицая в то же время проявление сурханской фазы.

Как следует из изложенного, представления о множественности угловых несогласий в толще дарвазских конгломератов были сформулированы на основании наблюдений, проведенных только в северной половине Юго-Западного Дарваза, а затем распространены на всю его территорию. Эта экстраполяция казалась в то время оправданной, поскольку вплоть до середины 50-х годов Юго-Западный Дарваз рассматривался не как сочетание разновозрастных тектонических зон, а как единое структурное целое. В более поздних работах (В. Д. Босов, Н. Г. Власов, Я. Р. Меламед, О. К. Чедия) выводы В. И. Попова, А. Р. Бурачека, П. К. Чихачева и Н. П. Ермакова отрицались и утверждалось, что повсеместно на территории Придарвазья все свиты верхнетретичного молассового комплекса сменяют друг друга в разрезе совершенно согласно. При этом веер угловых несогласий, описанный В. И. Поповым в стратотипическом участке (бассейн р. Сарыюб), оценивался либо как сугубо локальный феномен (Власов, 1963), либо как результат наложения друг на друга разновозрастных конусов выноса (А. Б. Бурмакин, Н. Н. Четвериков).

По наблюдениям автора (Бельский, 1968а, 1971, 1972а), эти представления справедливы только для Южного Придарвазья, где наблюдается лишь постепенное уменьшение мощностей всех свит толщи дарвазских конгломератов с запада на восток и выклинивание некоторых па-

чек. В центральной части Внешнего Дарваза, севернее широты пос. Муминабад, хингоуская свита залегает на больджуанской с угловым несогласием до $5-8^{\circ}$. К северу величина предхингоуского несогласия постепенно возрастает до $40-50^{\circ}$, а в северной части хр. Васмикух в разрезе верхнетретичных моласс появляется еще одно небольшое угловое несогласие между хингоуской и тавильдаринской свитами. В Северном Придарвазье (бассейны рек Сарюб и Гундара) количество явных угловых несогласий возрастает до 4-5 (рис. 10). Следу-

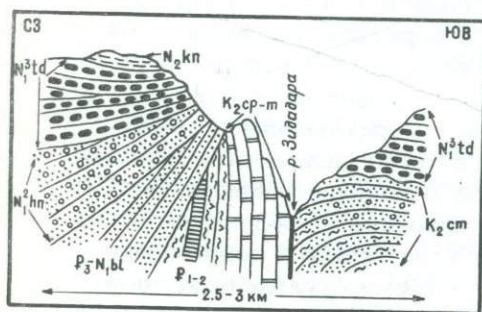


Рис. 10. Вер угловых несогласий в толще неогеновых отложений (долина р. Зидадара, севернее пос. Пастеляк; по материалам полевой зарисовки Я. А. Беккера, 1972).

ет отметить, что все указанные несогласия проявляются только в пределах

восточного крыла Полизакской синклинали и постепенно исчезают к западу.

Строение и вещественный состав дарвазских конгломератов закономерно изменяются в плане и по разрезу. В нижней части этой толщи, примерно до середины хингоуской свиты, 10-20% общего числа галек представлено обломками мезозойских и палеогеновых пород (преимущественно верхнемеловых и палеоцен-эоценовых известняков). Среди остальной массы окатышей преобладают (обычно до 50-70% галек) обломки пермских известняков и песчаников и карбоновых зеленокаменных пород; меньшее значение (на юге Придарвазья 10-15%, на севере до 20-30% галек) имеют обломки гранитов и гранодиоритов. Выше по разрезу количество окатышей меловых и палеогеновых пород постепенно уменьшается и уже в нижней части тавильдаринской свиты встречаются только единичные их обломки. Одновременно с этим возрастает количество обломков пород среднего и нижнего палеозоя и протерозоя. Характерно, что в северной половине Придарвазья обломки древних пород появляются в разрезе раньше и в большем количестве, чем на юге.

Верхнетретичные молассовые отложения восточного (северо-памирского) типа разрезов прерывистой пеленой покрывают западную окраину Внутреннего Дарваза и Афганского Бадахшана (см. рис. 7, 9). По окраске, гранулометрическим особенностям и вещественному составу они весьма сходны с неогеновыми отложениями Внешнего Дарваза, отличаясь от последних лишь значительно меньшей общей мощностью (200–1500 м) и выпадением из разреза некоторых характерных горизонтов. Так, больджуанская свита отсутствует здесь повсеместно, а хингоуская установлена только на юге Внутреннего Дарваза, в хр. Сиунг. Ее отложения залегают отдельными пятнами, заполняя понижения древнего денудационного рельефа, выработанного на палеозойских толщах. Глубина этих полостей древнего рельефа (а следовательно, и мощность красноцветных конгломератов хингоуской свиты) не превышает 200 м. Лишь в южном окончании хр. Сиунг мощность хингоуской толщи достигает 400–500 м. Красноцветные конгломераты заполняют здесь вошедшую в геологический разрез среднемиоценовую субширотную долину, узким ущельем врезанную в плотные пермские известняки.

Верхняя часть неогеновой толщи в южной части Внутреннего Дарваза представлена серыми конгломератами тавильдаринской и, возможно, каранакской свит, сплошным покровом залегающими в гребне хр. Сиунг. Эти отложения согласно ложатся на хингоуские красноцветные конгломераты и трансгрессивно, с резким угловым несогласием перекрывают юрские, меловые и пермские толщи. Общая мощность серых конгломератов достигает 500–600 м. Верхняя часть этого комплекса несомненно была разрушена при выработке верхнего эрозионно-денудационного яруса рельефа хр. Сиунг. Это предположение кажется тем более очевидным, что на гребнях хребтов Афганского Бадахшана, расположенных восточнее хр. Сиунг (см. рис. 9), сохранились многочисленные фрагменты трансгрессивного покрова верхнемиоценовых и плиоценовых отложений (Архипов и др., 1970, 1974).

Севернее, в бассейне р. Обиниоу, неогеновые отложения представлены буровато-серыми крупногалечными конгломератами с редкими прослоями коричневых песчаников и алевролитов. Эта толща, общая мощность которой не превышает 400 м, с угловым несогласием залегает на

триасовых и юрских отложениях. Вслед за Н. Г. Власовым (1963) мы относим эти отложения к тавильдаринской свите, допуская, однако, что верхняя часть серии возможно соответствует низам каранакской свиты. Условия залегания указанной толщи и положение ее в рельефе не оставляют сомнений в том, что верхняя (а возможно, даже большая) часть ее разреза была уничтожена эрозионными процессами во время выработки полости долины р. Обиниоу. Это предположение кажется тем более вероятным, что в северной части Внутреннего Дарваза (в хр. Джаридарида) мощность неогеновой толщи вблизи Каляндарунского разлома превышает 1500 м, причем в ее составе выделяются не только тавильдаринская, но также и каранакская и полизакская свиты. В восточном направлении мощность свит постепенно уменьшается, вплоть до полного выклинивания.

По мнению автора, не исключено, что самые верхние горизонты "джаридаридинских конгломератов" и неогеновой толщи, перекрывающей гребни западных отрогов хр. Сафедихирс, соответствуют кулябскому комплексу (верхний плиоцен — нижний плейстоцен).

Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения (рассматриваются совместно, поскольку граница между плиоценом и антропогеном обычно достаточно достоверно не устанавливается) слагают днища речных долин, а также занимают значительные площади на склонах и в гребнях хребтов. Наиболее мощные и стратиграфически полные их разрезы расположены в Яхсуйской депрессии.

Для четвертичных отложений юга Средней Азии характерна быстрая изменчивость литолого-фациальных особенностей и вещественного состава в плане и в разрезе, что является следствием быстрых и неоднородных изменений тектонического режима и климата. В настоящее время для обособленных областей разработаны локальные схемы стратиграфического расчленения четвертичных отложений, основанные на выделении крупных естественно-исторических

этапов рельефообразования и коррелятного осадконакопления. Возрастные границы выделенных таким образом комплексов определяются с помощью биостратиграфических, палеомагнитных, радиологических и археологических методов.

В пределах Таджикской депрессии верхнеплиоценовые и четвертичные отложения подразделяются на четыре комплекса — кулябский, илякский, душанбинский и амударьинский (Васильев, 1966; Костенко, 1958—1972; Лоскутов и др., 1965, 1971; Чедия, 1957—1972 и ряд др.).

Кулябский комплекс (верхний плиоцен — нижний плейстоцен) представлен разнообразными аллювиальными, пролювиальными и делювиальными образованиями, которые распространены в пределах нескольких разобщенных между собой участков Предпамирского предгорного прогиба. Здесь эти толщи описывались как отдельные свиты с местными названиями (кулябская, даштакинская, килимбинская). Первоначальная площадь их развития сокращена более поздней денудацией.

Отложения кулябского комплекса с угловым несогласием залегают на различных горизонтах более древних толщ. Обычно они перекрывают мульды синклиналей, сложенных неогеном, реже и в сокращенных мощностях — своды антиклиналей, срезанные иногда до палеоцена. В этом случае угловое несогласие выражено очень резко. Как отмечал А. Р. Бурачек (Чихачев и др., 1941, стр. 256), отложения кулябской толщи "выполняют эрозионные депрессии рельефа, обыкновенно не вполне совпадающие или вовсе не совпадающие с современной сетью долин; ... они залегают ниже уровня главных горных гребней, но служат обыкновенно высокие платообразные поверхности, служащие часто водоразделами для современных долин".

Определение возрастных границ кулябского комплекса представляет сложную задачу. А. Р. Бурачек (1934) полагал, что формирование этой толщи завершает мощный цикл третичной аккумуляции. Позднее Б. Я. Борнеман (1954)

отнес ее к нижнему плейстоцену. П. К. Чихачев (1941, стр. 259) рассматривал этот комплекс как толщу "переходного возраста от неогена к четвертичным отложениям". По существу, именно эта точка зрения и получила развитие в работах последнего времени (Лоскутов и др., 1965, 1971; Чедия, 1971 и ряд др.).

Наиболее полные разрезы кулябского комплекса расположены в центральной части Яхсуйской депрессии, в бассейне р. Куруксай (приток р. Кызылсу). Комплексное их изучение (Лоскутов и др., 1971) позволило достоверно установить верхнеплиоценовый — нижнечетвертичный возраст этой толщи и подразделить ее на две свиты — куруксайскую (верхний плиоцен) и кайрубакскую (нижний плейстоцен).

По данным палеомагнитных исследований (Никонов и др., 1971, 1973б; Пеньков, 1971, 1974), формирование куруксайской свиты началось в конце палеомагнитной эпохи Гаусс (2,5–2,7 млн. лет назад, что примерно соответствует концу среднего — началу позднего плиоцена), а верхняя часть этой свиты имеет возраст, несколько более древний, чем граница палеомагнитных зон Матуяма и Брюнес (около 0,7 млн. лет). По этим же данным, формирование кайрубакской свиты завершилось в первой половине палеомагнитной эпохи Брюнес, примерно 0,5 или даже 0,4 млн. лет назад.

В северной части Яхсуйской депрессии к кулябскому комплексу отнесены даштакинская и килимбинская свиты. Даштакинская свита (Чихачев и др., 1941) представлена крупногалечными и валунными конгломератами общей мощностью до 200 м. Эта толща слагает водораздельное пространство между левыми притоками Яхсу — реками Бомовле и Дандушкан. Килимбинская свита, описанная В. И. Поповым (1936 и др.) в бассейне р. Сарюб, сложена песчано-глинистыми и галечниковыми отложениями общей мощностью до 500–600 м. В нижней ее части описаны (Овчинников и др., 1962) плиоценовые формы ископаемой флоры. По данным палинологических и палеомагнитных ис-

следований (Никонов и др., 1973а; Пеньков, 1974), верхние части килимбинской и даштакинской свит соответствуют верхним горизонтам палеомагнитной зоны Матуяма, т. е. обе толщи имеют верхнеплиоценовый возраст и могут рассматриваться как фациальные варианты куруксайской свиты.

В западных предгорьях хр. Хазратишох в разрезах кулябского комплекса преобладают пролювиальные фаши. Общая мощность отложений изменяется от нескольких десятков до 150–180 м (Чедия, 1957б, 1959, 1971).

На юге Яхсуйской депрессии кулябский комплекс представлен разнообразными терригенными образованиями. Общая их мощность, по данным структурного бурения (Коробка, 1969), превышает 1200 м.

Восточнее гребня хр. Хазратишох отложения кулябского комплекса почти полностью разрушены последующей денудацией. В настоящее время они сохранились только в трех небольших по площади участках. Самый крупный из них расположен в верхней части восточного склона хр. Хазратишох, на водоразделе правых притоков Обиниоу — рек Сангеу-Хатхам и Нимдара. Этот участок впервые был описан О. К. Чедия (1957б, 1971). Кулябская толща представлена здесь серыми слабосцементированными конгломератами, гравелитами и песчаниками (мощностью до 35–40 м), перекрытыми палевыми лёссовидными суглинками (мощностью до 15–20 м). Последние очень сходны с покровными суглинками в районе Шурабадского плато. Второй участок описан С. А. Захаровым (1958) в приводораздельной части хр. Хазратишох, в верховьях р. Нишорак. Здесь кулябская толща также представлена слабодислоцированными слоями серых конгломератов с резким угловым несогласием, залегающих на более древних толщах.

Третий участок расположен в приустьевой части р. Обиниоу, на левом берегу, в 2 км севернее пос. Шагон. Кулябская толща представлена брекчиевидными конгломератами, с угловым несогласием залегающими на нижнемеловых породах. Общая мощность этих конгломератов достигает

60–70 м. В средней части рассматриваемой толщи наблюдается несколько линзовидных прослоев полевых лёссовидных суглинков. Брекчиевидные конгломераты сложены крупными, плохоокатанными обломками палеозойских известняков, плотно сцементированных карбонатным цементом. По всей видимости, эта толща является образованием, аналогичным "брекчиям древних осыпей" (Вебер, 1934; Кухтиков, 1971). Пачка брекчиевидных конгломератов дислоцирована; ее слои моноклинально погружаются на восток под углом 15–20°.

Следует заметить, что образования, сходные с описанными, наблюдаются также в гребне хр. Сиунг, примерно в 2 км к востоку от пос. Сары-Намак, однако в настоящее время окончательно еще не удалось решить, являются ли они действительно фрагментом кулябской толщи, некогда занимавшей значительно большую территорию, чем сейчас, или только своеобразной фацией тавильдаринской свиты. Отложения последней, как и брекчиевидные конгломераты, залегают на гребне хр. Сиунг, но имеют совершенно иной состав и степень окатанности обломков.

Отложения илякского комплекса (средний плейстоцен) широко распространены в пределах Яхсуйской депрессии и Внешнего Дарваза. Наибольшего развития они достигают в межгорных впадинах и адырных предгорьях главных хребтов этой территории (см. рис. 1), однако нередко они залегают также по склонам и на гребнях низко- и средневысотных (до 2000–2300 м абс.) гряд. Во Внутреннем Дарвазе отложения илякского комплекса имеют незначительную мощность и встречаются только в отдельных небольших участках главных речных долин.

К илякскому комплексу отнесены аллювиальные отложения высоких террас древней гидросети и сопряженные с ними пролювиальные, делювиальные и элювиальные осадки. Они слагают три региональные террасы, расположенные гипсометрически ниже платообразных поверхностей кулябского возраста.

Наиболее характерным компонентом илякского комплекса являются лёссовидные суглинки, которые заполняют все мелкие неровности рельефа и почти сплошной пеленой покрывают склоны низко- и среднегорных гряд. На пологих склонах и террасовидных площадках мощность лёссовидных отложений достигает нескольких десятков метров, а на крутых склонах она резко уменьшается вплоть до полного выклинивания. По мнению многих исследователей (Бурачек, 1934а; Крылков, 1965; Чихачев и др., 1941), преобладающая палевая окраска, неслоистость и однородность основной массы суглинков, а также своеобразное их залегание, напоминающее снежный покров, является следствием эолового происхождения. В последнее время значительно большее распространение получили представления о сложном генезисе отложений лёссового комплекса — аллювиальном, пролювиальном, делювиальном и пр. (Васильев, 1966; Костенко, 1962, 1970 и ряд др.); эоловому процессу при этом отводится второстепенное значение.

Наибольшее площадное развитие среди всех четвертичных образований имеют осадки двух самых молодых комплексов — душанбинского и амударьинского. Распространение последних полностью соответствует очертаниям современных речных долин.

Д у ш а н б и н с к и й комплекс (верхний плейстоцен) представлен разнообразными аллювиальными отложениями низких и средних террас, которые у подножия горных гряд замещаются и перекрываются пролювиальными и делювиально-пролювиальными образованиями.

Мощность отложений душанбинского комплекса обычно изменяется в пределах от нескольких метров до 35—40 м, и лишь на юге Яхсуйской депрессии она превышает 100—150 м.

А м у д а р ь и н с к и й комплекс (современный отдел четвертичной системы) сложен различными аллювиальными, пролювиальными и элювиально-делювиальными отложениями. Аллювиальные образования слагают русло-

вые и пойменные участки речных долин, а также первые две надпойменные террасы. Мощность этого комплекса изменяется от 5-10 до 40-50 м.

И н т р у з и в н ы е о б р а з о в а н и я. В пределах Внутреннего Дарваза и Афганского Бадахшана развиты магматические породы различных типов, подразделенные на несколько разновозрастных комплексов (Баратов и др., 1969; Власов, 1961-1963; Геология и рудные месторождения Среднего Востока, 1973; Макстек и др., 1971; *Desio et al.*, 1964а, б); докембрийский (курговатский) гранитоидный комплекс; среднекаменноугольный габбро-плагиигранитовый (обихумбоуский); среднекаменноугольный гипербазитовый (дарвазский); позднепермский комплекс малых интрузий диоритов и диоритовых порфиритов; раннемеловой гранитоидный (памирско-шугнанский); палеогеновый гранитоидный комплекс (ванч-язгулемский). Время формирования домезозойских интрузивов достаточно объективно определяется по геологическим данным. Возраст мезозойских и кайнозойских магматических образований в большинстве случаев устанавливается только радиологическими методами. Поскольку выводы о молодом (позднемеловом, мел-палеогеновом или даже палеоген-неогеновом) возрасте некоторых интрузивов Памира и Афганского Бадахшана нередко противоречат имеющимся общегеологическим материалам, то многие исследователи высказывают предположение, что радиологические данные определяют не время внедрения и становления этих магматических массивов, а возраст более молодого (наложенного) метаморфизма (Хорева и др., 1968; Шанин и др., 1969. и ряд др.).

Ш. Т Е К Т О Н И К А

(Основные черты современной структуры)

Территория описываемой области имеет сложное тектоническое строение. Тектонические структуры закономерно изменяются в разрезе и в плане. Первое свидетельствует о наличии определенной этапности развития структурных форм, а второе — о своеобразной площадной дифференциации тектонических проявлений на протяжении каждого такого этапа.

Основными единицами тектонического расчленения в разрезе служат складчатые (структурные) комплексы и структурные ярусы, разделенные поверхностями угловых несогласий, а в плане — тектонические зоны, разделенные долгоживущими конседиментационными разломами (Кухтиков, 1956–1969, 1973; Сииныцын, 1959, 1960 и ряд др.). Основное внимание нами уделено описанию альпийских структур, а более древние образования охарактеризованы схематично.

Как отмечалось в гл. 1, достаточно четкие представления о тектонической зональности Юго-Западного Дарваза сформировались только к середине 50-х годов, когда М. М. Кухтиков (1956, 1958) и О. К. Чедия (1957а) подразделили эту область на две разновозрастные тектонические зоны, разграниченные Дарваз-Каракульским краевым разломом. Позднее Н. Г. Власов (1961–1963) выделил здесь четыре послетриасовых краевых разлома и предложил рассматривать региональную структуру указанного региона как совокупность трех разновозрастных тектонических зон — герцинской Северо-Памирской, среднемиоценовой (?) Обиниоуской и позднеплиоценовой Памиро-Алайской (см. рис. 3). По С. А. Захарову (1958–1970), основные разломы Юго-Западного Дарваза имеют сдвиговую природу.

По нашему мнению (Бельский, 1971, 1972а), общий анализ морфологии тектонических структур описываемого

региона позволяет подразделить его территорию на два крупных участка (восточный и западный), достаточно четко отличающихся строением друг от друга (рис. 11).

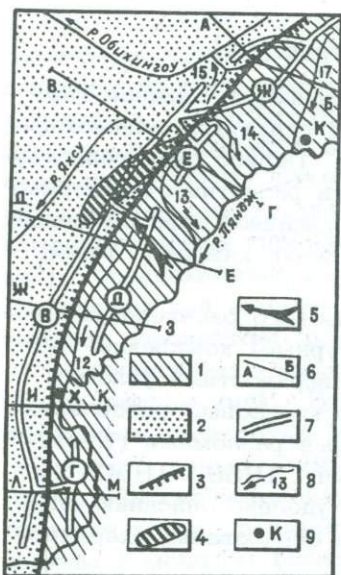


Рис. 11. Основные элементы новейшей тектонической структуры Юго-Западного Дарваза. 1 - Северный Памир (область новейших складчато-глыбовых структур); 2 - Таджикская депрессия (область новейших складчатых дислокаций); 3 - Дарваз-Каракульский разлом (штрихи направлены в сторону поднятого крыла разлома); 4 - Васмикухский шарьяж; 5 - предполагаемое направление движения аллохтонной пластины в раннем миоцене; 6 - основные поперечные разрывы и геоморфологические профили; 7-8 - основные современные водоразделы и реки (индексы хребтов и рек см. рис. 1); 9 - населенные пункты (Т-Тавильдара, К-Калайхумб, Х-Хирмонжоу).

сы хребтов и рек см. рис. 1); 9 - населенные пункты (Т-Тавильдара, К-Калайхумб, Х-Хирмонжоу).

Западный участок (Придарвазье, или Внешний Дарваз) соответствует восточной окраине Таджикской депрессии, а восточный (Внутренний Дарваз) является составной частью Северного Памира. Как будет обосновано ниже, границу между этими крупнейшими структурными элементами следует отождествлять с линией крупного разрыва, который на севере района, в бассейне р. Сарюб, проходит по западному подножию хр. Джаридарида, а южнее, в бассейнах рек Обиравноу, Обиниоу и Иол, протягивается вдоль восточного склона хр. Хазратишох. Принятое нами тектоническое подразделение территории Юго-Западного

Дарваза принципиально сходно со схемой М. М. Кухтикова, поэтому в дальнейшем тектоническая граница Северного Памира и Таджикской депрессии будет описываться под общим названием Дарваз-Каракульского разлома, а отдельные сегменты этого нарушения — под названиями, которые уже известны в геологической литературе.

Внутренний Дарваз

По наиболее распространенным представлениям, современную структуру Северного Памира следует рассматривать как сложное складчато-глыбовое поднятие, в осевой части которого наблюдается несколько горстовых выступов докембрийского фундамента. Территория Внутреннего Дарваза расположена в пределах северо-западного крыла этого горст-антиклинорного поднятия первого порядка. Большая часть площади Внутреннего Дарваза сложена палеозойскими образованиями, а мезозойские и кайнозойские отложения распространены только в пределах узкой полосы вдоль его западной окраины. Палеозойские толщи имеют четырехъярусную тектоническую структуру (Власов, 1961-1963). Первый (нижний) структурный ярус сложен образованиями среднего палеозоя (Кухтиков и др., 1974), второй — породами зеленокаменной толщи (C_1-C_2), третий — образованиями среднего и верхнего карбона, нижней перми и мургабского яруса верхней перми, четвертый — отложениями памирского яруса верхней перми и триаса. Верхние три структурных яруса образуют герцинский складчатый комплекс.

В осевой части Северного Памира и Афганского Бадахшана относительно просто дислоцированные отложения третьего структурного яруса залегают непосредственно на выступах докембрийского подола (Власов и др., 1970; Геол. карта Ср. Азии... , 1966).

В пределах Внутреннего Дарваза и Афганского Бадахшана все структурные ярусы палеозойского фундамента имеют складчатое внутреннее строение, причем складки во всех ярусах ориентированы субмеридионально и, едино-

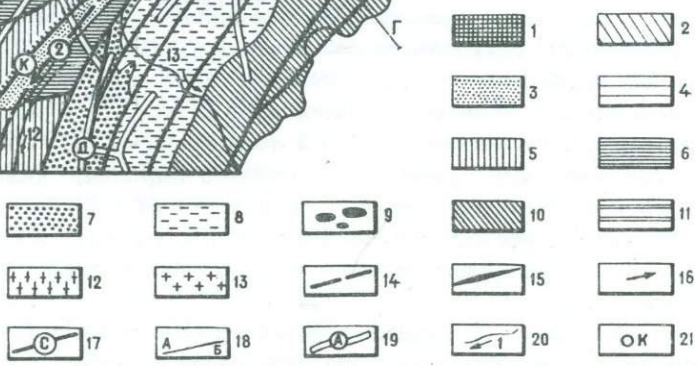
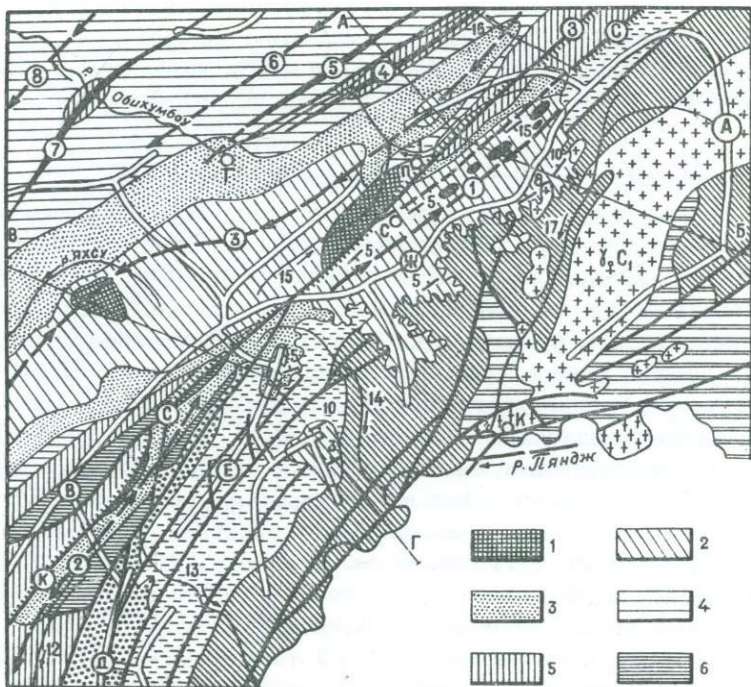


Рис. 12. Схема геологического строения северной части Юго-Западного Дарваза (с использованием материалов А. В. Бурмакина, Н. Г. Власова, Л. М. Лыскова, О. К. Чендя и др.).

1 - килимбинская и даштакинская свиты; 2 - каранакская и полизская свиты; 3 - тавильдаринская свита; 4 - большужуанская и хингоуская свиты; 5 - юра-палеоген; 6 - памирский ярус верхней перми и триас ($P_2^2 - T$); 7 - мургабский ярус верхней перми (P_2^1 - иолихарская свита); 8 - средний карбон - нижняя пермь ($C_2 - P_1$); 9 - моноднюки нижнепермских известняков; 10 - зеленокаменная толща (C_{1-2}); 11 - древнейшие палеозойские образования (без расчленения); 12 - протерозой (боршитская толща); 13 - граниты Обихумбоуского массива; 14 - синклинали (1 - Джаридаридинская, 2 - Обиравноуская рамп-синклиналь, 3 - Полизакская, 6 - Езганская, 8 - Хамдаринская); 15 - антиклинали (4 - Чарсонская, 5 - Шаклысуйская, 7 - Даштихасанская); 16 - наклон шарниров складок; 17 - разрывы (3 - Зидадаринский, С - Сарыобский; штрихи направлены в сторону поднятого крыла Дарваз-Каракульского разлома; пунктиром показан погребенный участок Сарыобского разлома); 18 - линии геологических разрезов; 19 - основные современные водоразделы (А - Дарвазский хр.; индексы прочих хребтов см. рис. 1); 20 - современные реки (1 - р. Зидадара; индексы прочих рек см. рис. 1); 21 - населенные пункты (Т - Тавильдара, П - Пастеляк, С - Сагирдашт, К - Калайхумб).

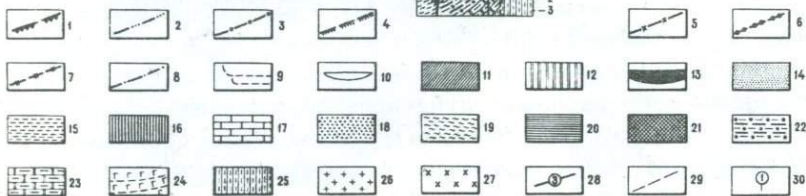
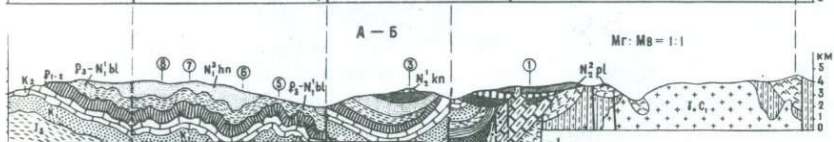
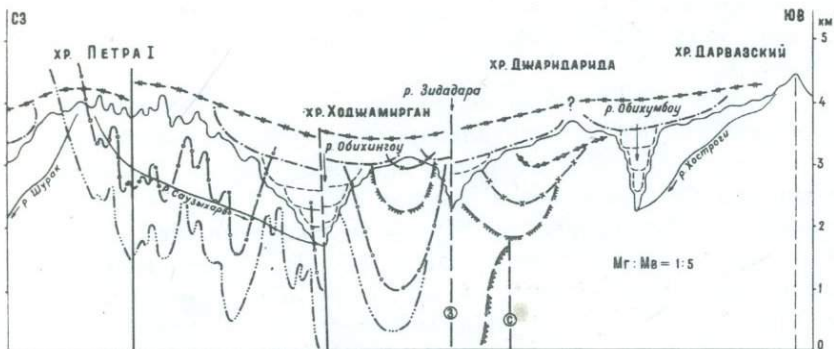


Рис. 13. Геолого-геоморфологический профиль А-Б.

1-8 - разновозрастные полигенетические поверхности выравнивания: 1 - раннемезозойский (доюрский) пенеплен; 2 - олигоценовая (предбольджуанская); 3 - раннемиоценовая (предхингоуская); 4 - среднемиоценовая (предтавильдаринская); 5 - позднемиоценовая (предкаранакская); 6 - раннеплиоценовая (предполизакская); 7 - среднеплиоценовая (предкулябская); 8 - раннечетвертичная (послекулябская); 9 - средне- и позднечетвертичные эрозионные врезы и террасовые уровни; 10 - позднеплиоценовые и четвертичные отложения; 11 - полизакская свита; 12 - каранакская свита; 13 - тавильдаринская свита; 14 - хингоуская свита; 15 - больджуанская свита и олигоцен (без расчленения); 16 - палеоцен-эоцен; 17 - верхний мел; 18 - нижний мел; 19 - верхняя юра; 20 - нижняя-средняя юра; 21 - пермо-триас (памирский ярус верхней перми и триас $P_2^2 - T$); 22 - иолихарская свита (мургабский ярус верхней перми - P_2^1); 23 - средний карбон - нижняя пермь ($C_2 - P_1$); 24 - зеленокаменная толща ($C_1 - C_2$); 25 - древнейшие палеозойские образования (без расчленения); 26 - граниты Обихумбоуского массива (C_1); 27 - диориты (P_2); 28 - разрывы (З - Зидадаринский, С - Сарыобский); 29 - сопоставительные линии; 30 - номера структур (соответствуют рис. 12).

кратно ундулируя, постепенно погружаются на юг. Интенсивность складчатости заметно уменьшается в каждом последовательно более молодом ярусе герцинского структурного комплекса.

Помимо складчатых дислокаций в строении Внутреннего Дарваза большую роль играют также и различные разрывные нарушения — продольные, диагональные и поперечные. Наиболее многочисленны субмеридиональные разрывы и нарушения, имеющие простирания СЗ 310–330° — ЮВ 130–150° и СВ 30–50° — ЮЗ 210–230°. Поверхности их сместителей имеют вертикальное положение или очень круто (70–85°) наклонены на восток. Лишь в некоторых участках они выполаживаются и приобретают характер "козырьковых" надвигов. Величина "козырьков" нигде не превышает первых сотен метров. Практически все разрывы имеют в современной структуре шарнирный характер.

Формирование складчатой структуры палеозойского фундамента было завершено к концу герцинского цикла геотектогенеза. Более поздние движения не привели к существенной перестройке или дооформлению складок герцинского структурного комплекса. Альпийская структура последнего рассматривается автором (Бельский, 1969а, 1971 и др.) как своеобразная глыбовая "мозаика", различные блоки которой подняты на разную высоту и полого изогнуты.

В северной части Внутреннего Дарваза особенности альпийского тектогенеза наглядно устанавливаются по характеру дислокаций неогеновых отложений, слагающих гребни хребтов Джаридарида и Хамтарма (рис. 12, 13, разрез А–Б), С. К. Чедия (1957б, г, 1962, 1971, 1972 и др.) рассматривал этот район как верхнетретичную аккумулятивную мульду, в структурном отношении являющуюся конседиментационной синклинальной складкой основания на доальпийском цоколе (Джаридаридинская синклиналь, рис. 12). Западная граница Джаридаридинской мульды, по его мнению, имеет тектонический характер: южнее пос. Сагирдашт она совпадает с Дарваз–Каракульским краевым

разломом, а к северу от него — с Зирадаринским сбросом; при этом отмечается, что северо-восточная часть мульды наложена как на Внутренний, так и на Внешний Дарваз (рис. 14). Между пос. Сагирдашт и верховьями



Рис. 14. Схема строения западного склона хр. Джаридарида (по О. К. Чедия, 1971, фиг. 65).

р. Гундара Дарваз—Каракульский (Сарыюбский) разлом перекрыт отложениями тавильдаринской и более молодых свит верхнетретичного молассового комплекса, что, по М. М. Кухтикову (1956), свидетельствует о тектонической пассивности указанного участка разлома "в отдельные отрезки верхненеогеновой эпохи и в течение четвертичного периода". В южной части Сарыюбского разлома многими исследователями отмечались геоморфологические признаки четвертичных левосторонних сдвигов (см. гл. У и У1). Все остальные границы Джаридаридинский мульды имеют извилистые контуры (см. рис. 12), что вызвано постседиментационным размывом неогенового чехла.

Наибольшие мощности "джаридаридинских конгломератов" приурочены к северо-западной тектонической границе мульды, причем максимальные величины наблюдаются юго-восточнее пос. Пастеляк (Чедия, 1957, 1962 и др.). Отсюда мощность неогеновых свит сокращается на север, восток и юг. Судя по трансгрессивному залеганию различных горизонтов неогена, на более древних образованиях (см. рис. 13, 14) "волны" прогибания постепенно распространялись от Дарваз—Каракульского разлома на вос-

ток, в глубь Северного Памира, вовлекая в аккумуляцию все новые участки. В четвертичное время восточное крыло этого разлома начало подниматься практически как единое целое, и конседиментационная асимметрия Джаридаринской мульды была усилена этими движениями весьма незначительно. Пологие дислокации слоев неогеновых конгломератов и отсутствие здесь разрывов свидетельствуют об очень простых альпийских деформациях герцинского фундамента.

Проведенный О. К. Чедия анализ позднеальпийской тектоники северной части Внутреннего Дарваза является достаточно полным, однако отдельные его моменты, как нам представляется, нуждаются в некоторых уточнениях. В первую очередь это относится к установившейся после работ М. М. Кухтикова и О. К. Чедия традиции отождествлять тектоническую границу Северного Памира и Таджикской депрессии с линией разрыва, разделяющего палеозой Внутреннего Дарваза и мезозойско-кайнозойские образования Придарвазья. По мнению автора, в пределах Юго-Западного Дарваза этой схеме соответствует лишь сравнительно небольшой участок Сарыобского разлома, расположенный между верховьями р. Обиравноу и пос. Сагирдашт. Севернее этого поселка указанный разлом перекрыт толщей неогеновых конгломератов и вновь появляется на поверхности современного среза только в бассейне р. Гундара; характерно, что здесь нарушение почти не выражено в рельефе или, во всяком случае, выражено значительно слабее, чем многие другие разрывы, считающиеся второстепенными. Эта совершенно очевидная тектоническая инертность северной части Сарыобского разлома в течение большей части неотектонического этапа (примерно в течение последних 20 млн. лет, для которых характерны максимальные амплитуды и наибольшая дифференцированность тектонических движений) совершенно не вяжется с широко распространенными взглядами, что указанное нарушение является сегментом Дарваз-Каракульского краевого разлома первого порядка, который, как предполагается,

функционирует с начала мезозоя (или даже с палеозоя) и поныне. Равным образом нет никаких доказательств того, что Сарыобский разлом существовал в мезозое и палеогене и являлся в это время важнейшим конседиментационным рубежом, разделявшим области поднятия и прогибания или зоны с различным режимом осадконакопления.

Более вероятно, что роль такой тектонической границы первого порядка исполнял разлом, срезающий Джаридаринскую синклинали с северо-запада. Сходную возможность допускал и О. К. Чедия (1962, 1972а), отметив, что западная граница этой синклинали (Зирадаринский сброс) имела конседиментационный характер в течение всего времени накопления джаридаринских конгломератов; однако эта идея не получила в работах указанного исследователя полного развития. Например, в тех же работах (Чедия, 1962, 1972а, стр. 174, фиг. 55) Зирадаринский сброс описывается как нарушение, впервые образовавшееся только в раннем плейстоцене. Если учесть, что этот разрыв не изображен ни на геологических разрезах бассейна р. Зирадара (например, на рис. 14 Зирадаринский сброс должен проходить через перевальную седловину между г. Ходжа-Мирган и хр. Джаридарида), ни на палеогеографических схемах миоценовой и плиоценовой эпох (Чедия, 1962, 1972, фиг. 46, 52), то станет очевидным, что в построениях О. К. Чедия указанный дизъюнктив имеет второстепенное значение.

По всей видимости, О. К. Чедия (1962) отождествлял Зирадаринский сброс с изображенным на многих геологических картах различных масштабов разрывом, который протягивается вдоль правого берега р. Зирадары (так как более распространено название Зидадара, в дальнейшем примем это название) и разграничивает неогеновые и мел-палеогеновые отложения. К существенно иным выводам пришел Л. М. Лысков (устное сообщение), изучавший неотектонику хр. Джаридарида в 1963—1965 гг. По его данным, указанный выше контакт в действительности является поверхностью углового несогласия между хингоуской (заракинской) свитой и мел-палеогеновыми отложениями,

а разрыв, названный им Зидадаринским, проходит несколько восточнее утесов, сложенных круто дислоцированными сенонскими известняками, т. е. практически вдоль тальвега долины р. Зидадара. Севернее истоков этой реки Зидадаринский разлом от пос. Гундараболло протягивается к пос. Мианаду, а в районе пос. Ляйрун переходит на правый берег р. Обихингоу. Проведенные позднее наблюдения (К. В. Бабков и автор — 1970—1971 гг., Я. А. Беккер — 1972 г.) подтвердили справедливость выводов Л. М. Лыскова.

По мнению автора, в пределах рассмотренного района Юго-Западного Дарваза в течение альпийского этапа развития основная тектоническая граница Северного Памира и Таджикской депрессии совпадала с линией Зидадаринского разлома, а южнее пос. Сагирдашт — с южной частью Сарыюбского разлома (см. рис. 12). В современной структуре это нарушение имеет шарнирный характер: в бассейне р. Гундара и севернее поднятым является юго-восточное крыло разлома, на водоразделе рек Гундара и Зидадара амплитуда вертикальных смещений по разрыву за плиоцен и четвертичный период практически равна нулю (отложения тавильдаринской свиты в хр. Джаридарида и около вершины Ходжа-Мирган залегают почти на одинаковой высоте), в долине р. Зидадара поднятым является северо-западное крыло разлома, а южнее пос. Сагирдашт взаимное положение крыльев дизъюнктива вновь меняется на обратное (см. рис. 10—13).

В верховьях р. Сарыюб рассматриваемый разлом под острым углом пересекает гребень хр. Джаридарида и в верховьях р. Возгина переходит на восточный склон хр. Хазратишох, причем западное крыло разлома вновь оказывается приподнятым над восточным (см. рис. 11, 12). Характерно, что одновременно резко увеличиваются вертикальные амплитуды альпийских движений по всем разрывам, проявляющим новейшую активность, и в пределах хр. Хамтарма альпийская структура Внутреннего Дарваза приобретает ярко выраженный складчато-глыбовый характер,

т. е. практически монолитный герцинский цоколь хр. Джаридарида распадается здесь на несколько блоков, поднятых на различную высоту и по-разному при этом изогнутых (рис. 13, 15).

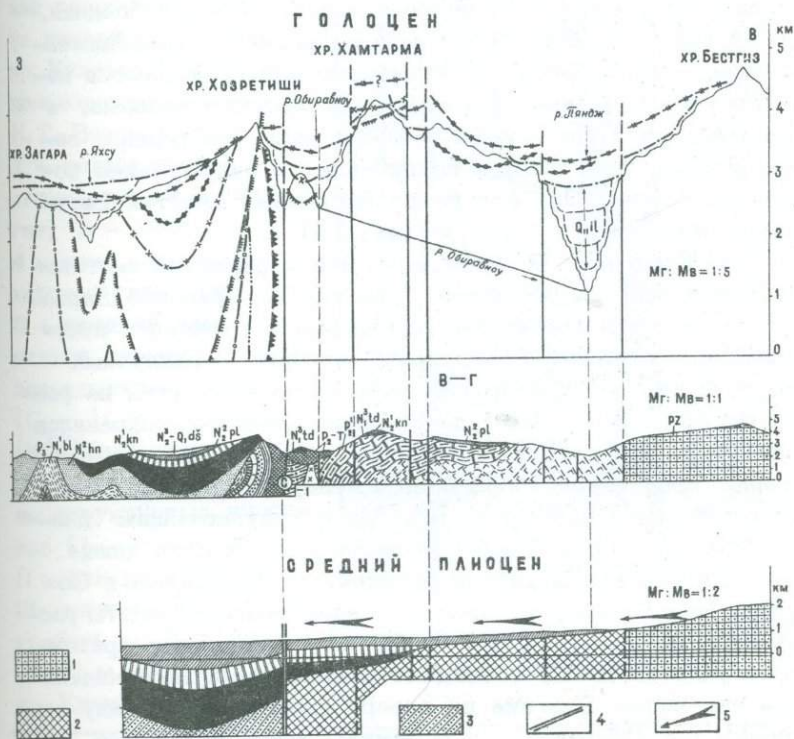


Рис. 15. Комплексный геолого-геоморфологический профиль В-Г (схема формирования морфоструктуры хр. Хамтарма).
 1 - домезозойские образования Афганского Бадахшана;
 2 - палеозойские образования Внутреннего Дарваза;
 3 - хингоуская и большджуанская свиты Яхсуйского предгорного прогиба; 4 - Дарваз-Каракульский краевой разлом;
 5 - направление водотоков в миоцене и раннем плиоцене.
 Прочие усл. обозначения такие же, что и на рис. 13.

Как отмечал О. К. Чедия (1969, 1972), во время неогеновой аккумуляции территория долин современных рек Обиравноу и Возгина ("Чапсайская и Равноуская седиментационные мульды") была связана воедино с Джаридаринской седиментационной мульдой. Как и последняя, Чапсайская и Равноуская мульды развивались конседиментационно — наибольшие мощности неогена наблюдаются непосредственно у линии Дарваз—Каракульского разлома, а к востоку все горизонты новейшего чехла постепенно выклиниваются; при этом в прогибание и аккумуляцию постепенно вовлекались все более восточные участки Внутреннего Дарваза и т. д. (см. рис. 15).

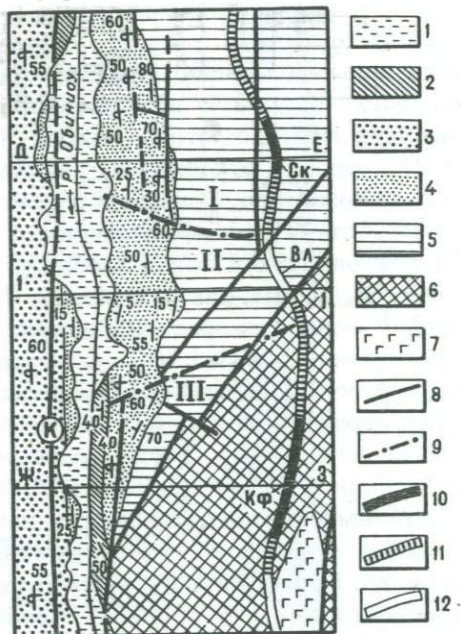
В течение слеполизакского этапа развития неогеновый чехол рассматриваемого участка Внутреннего Дарваза был рассечен новейшими разрывами и расчленен денудацией на отдельные "островки", которые в различных блоках были неодинаково деформированы и подняты на разную высоту. Наиболее мощный разрез неогена сохранился в пределах Обиравноуской впадины. Последняя, по мнению автора, представляет собой выраженную в рельефе сложную рамп-синклинальную структуру с ундулирующим днищем (см. рис. 15). Наиболее прогнутый участок днища рампа расположен в районе слияния рек Кафирбача и Северный Чапсай (здесь подошва тавильдаринской свиты расположена на высоте 1700—1800 м), а наиболее приподнятые участки днища совпадают с долинными водоразделами — перевалом Возгина на севере (водораздел между верховьями рек Обиравноу и Возгина; здесь базальные горизонты тавильдаринской свиты залегают на высоте, равной примерно 3000 м) и перевалом Кафтармоль на юге (водораздел между реками Обихингоу и Обимисингарук; здесь подошва тавильдаринской свиты расположена на высоте 2400—2500 м.).

Сходные особенности альпийской тектоники проявляются и в более южных районах Внутреннего Дарваза. В строении хр. Куҳифруш основную роль играют палеозойские образования, лишь в нижней половине его западного скло-

на наблюдается полоса, сложенная юрскими и неогеновыми отложениями (рис. 16). В большинстве работ раннего

Рис. 16. Схематическая геологическая карта западного склона хр. Кухифруш (с использованием данных Н. Г. Власова).

1 - четвертичные отложения; 2 - неоген; 3 - мел; 4 - юра; 5 - иолихарская свита (P_2^1); 6 - средний карбон - нижняя пермь; 7 - зеленокаменная толща (S_{1-2}); 8 - разрывы (K^{1-2} - Каляндарунский разлом); 9 - границы структурных участков (I - северный, II - центральный, III - южный); 10-12 - гребень хр. Кухифруш: 10 - 4000-4600 м, 12 - 3000-3500 м (Ск - г. Сиякух, Вл - пер. Вальваляк, Кр - г. Кухифруш).



периода предполагалось, что пермские отложения повсеместно надвинуты на юрские толщи. В последующих сводках (Кухтиков, 1956; Чедия, 1957 а, б) этот дизъюнктив квалифицировался как сегмент Дарваз-Каракульского альпийского краевого разлома. Более поздние наблюдения (Власов, 1957-1963; Губин, 1961; Захаров, 1958) подтвердили высказанную ранее Н. П. Ермаковым точку зрения о том, что в пределах западного склона хр. Кухифруш юрские отложения ложатся на палеозой трансгрессив-

но, с резким угловым несогласием, и что тектонический характер этот контакт приобретает лишь на отдельных участках. В соответствии с этим, в схеме тектонического районирования Юго-Западного Дарваза, составленной Н. Г. Власовым (см. рис. 3), роль западной тектонической границы Северного Памира отводится Ильговарско-Грингскому разлому, проходящему внутри полосы, сложенной юрскими отложениями. По Н. Г. Власову (1962, 1963), юрские отложения, расположенные восточнее этого дизъюнктива, следует рассматривать как самостоятельный "структурно-формационный этаж" Северо-Памирской тектонической зоны. Здесь их мощность не превышает 600 м, тогда как в смежном Лянгарском блоке Обиниусской зоны (см. рис. 3) общая мощность юрской толщи достигает 1000-1300 м. Отсюда, по Н. Г. Власову, следует, что Ильговарско-Грингский дизъюнктив является послетриасовым краевым разломом. С. А. Захаров (1958, стр. 190; 1962) рассматривал это нарушение как "основной ствол" Дарвазского сдвига.

Эти выводы представляются нам неверными, поскольку юрские отложения, участвующие в строении западного склона хр. Кухифруш (как в пределах Лянгарского блока, так и восточнее его границ), являются составными частями одного и того же (обиниусского) типа разрезов юрской системы, а не двумя самостоятельными их типами. Здесь эти отложения слагают мощный (до 1000-1300 м) пакет слоев, погружающихся на запад, под днище р. Обинису. На правом ее борту юрские образования согласно перекрываются нижнемеловыми отложениями (рис. 17, 18). Эта основная структура осложнена пликативными и дизъюнктивными дислокациями более высоких порядков. Интенсивность их закономерно изменяется по простиранию юрской полосы, в связи с чем последняя может быть подразделена на три участка (северный, центральный и южный), отличающихся друг от друга своим строением (Бельский, 1972а).

Северный участок (см. рис. 16, 1) расположен у подножия г. Сиякух (бассейны левых притоков р. Оби-

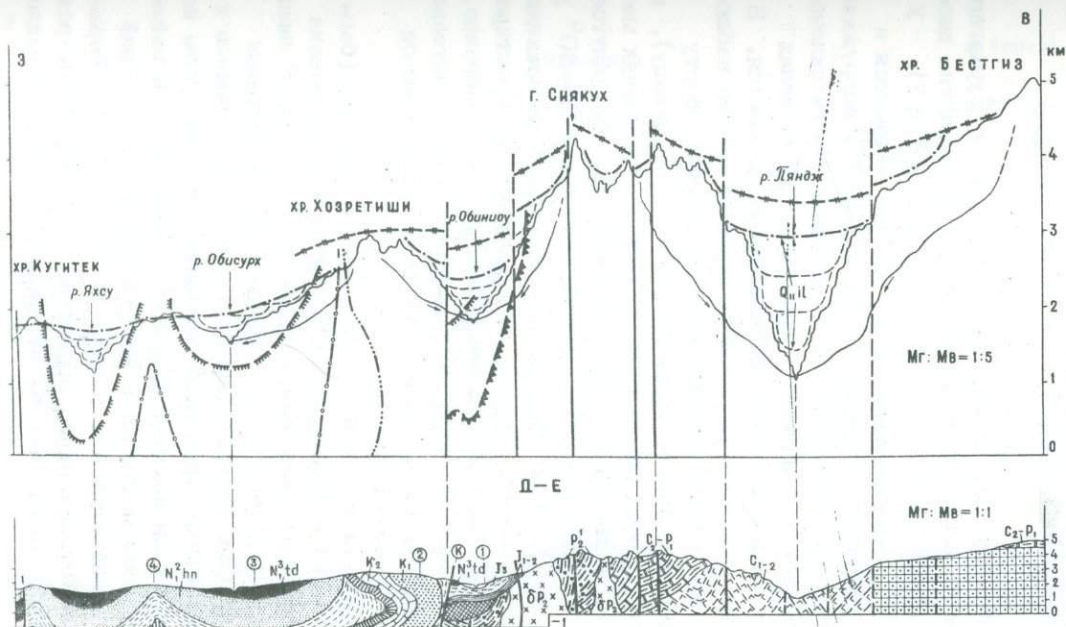


Рис. 17. Геолого-геоморфологический профиль Д-Е. 1 - Обиниоу-Иольская рампи-сициналь; 2 - Хозретишинская Ск; 3 - Полизацкая Ск; 4 - Сарыпульская АК; К - Каляндарунский разлом. Прочие усл. обозначения те же, что и на рис. 13, 15.

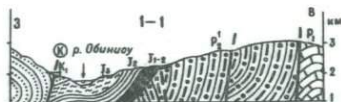


Рис. 18. Геологический разрез центрального участка (см. рис. 16).

нию, рек Шкельдара, Дейбулянд, Дейкалич и Сурхагарданка). Юрские отложения здесь почти повсеместно дислоцированы довольно интенсивно (см. рис. 16, 17). У контакта с пермью базальная пачка обычно находится в нормальном залегании, очень круто ($70-85^{\circ}$) погружаясь на запад. В некоторых участках в верхней части склонов она опрокидывается ($50-80^{\circ}$ к востоку). В пределах средней части юрской толщи дислокации усложняются. В долинах левых притоков р. Обинию нередко можно наблюдать, как одна и та же пачка пластов в одном борту ущелья имеет нормальное падение ($50-70^{\circ}$ к западу), а в другом его борту, всего лишь в нескольких сотнях метров по простиранию слоев, пачки приобретают опрокинутое залегание ($30-50^{\circ}$ к востоку вверх склона и $70-80^{\circ}$ у тальвега долины). Эти "пропеллеробразные" дислокации осложнены небольшими, быстро затухающими по простиранию разрывами. Обычно они расположены кулисообразно. Верхняя часть юрского разреза деформирована значительно слабее; вблизи русла р. Обинию углы падения пластов уменьшаются до $25-45^{\circ}$.

В пределах центрального участка (бассейны рек Зарбуз и Гринг) юрская толща дислоцирована флексуобразно. Наклон пластов достигает $55-60^{\circ}$ лишь непосредственно у контакта с палеозоем, а разрывы здесь практически отсутствуют (см. рис. 18). Нижнее и верхнее крылья флексуры дислоцированы полого, углы наклона пластов не превышают $15-20^{\circ}$. Например, в районе пос. Гринг верхнеюрские слои погружаются под аллювий р. Обинию, имея наклон к западу не более $5-7^{\circ}$. Верхнее крыло флексуры хорошо выражено на водоразделе рек Гринг и Куляхо. Здесь оно имеет ширину до 1 км и накло-

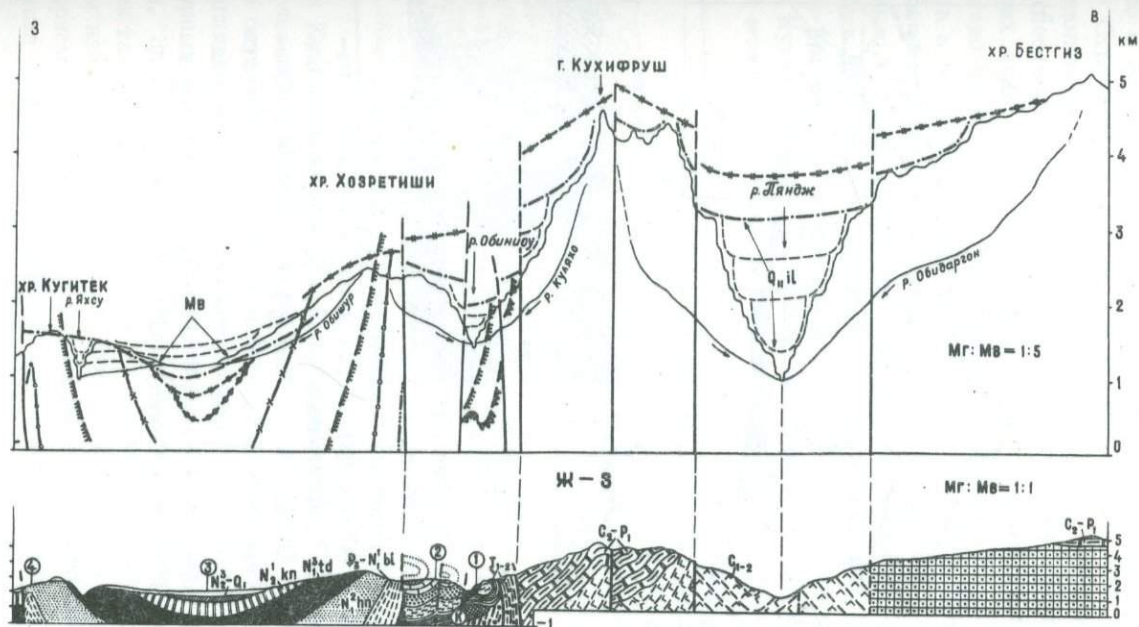


Рис. 19. Геолого-геоморфологический профиль Ж-3. 1 - Обиниоу-Иольская рамп-синклиналь; 2- Нишоракский блок (точечным пунктиром показана верхняя часть запрокинутой синклинали, уничтоженная денудацией); 3 - Полизакская Ск; 4 - Даганинская Ак; Мв - днище Муминабадской впадины. Прочие усл. обозначения те же, что и на рис. 13, 15.

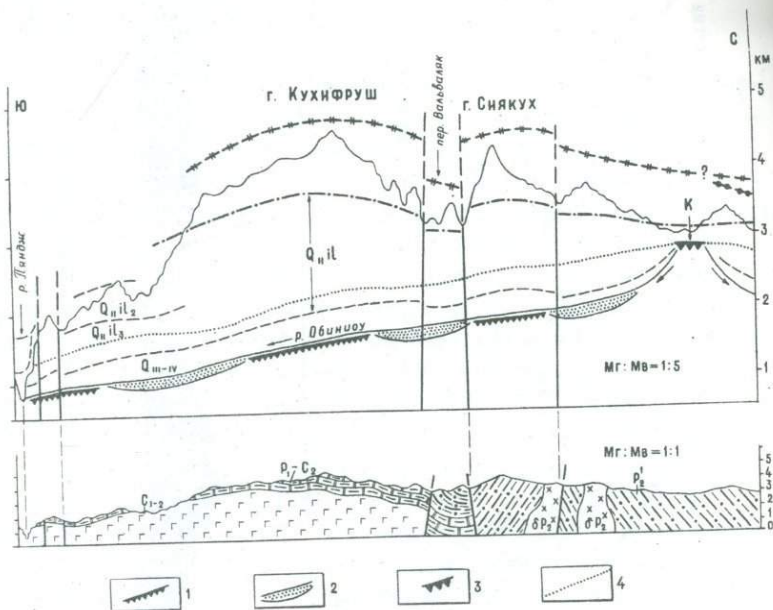


Рис. 20. Продольный геолого-геоморфологический профиль западного склона хр. Кухифруш. 1 — тектонические "перемычки"; 2 — четко-видные участки дна (стрелками показаны направления современных рек); 3 — долинный водораздел между бассейнами рек Обиниоу и Обиравноу (К — пер. Кафтармоль); 4 — реконструкция современного гипсометрического положения дна раннечетвертичной долины р. Праобиниоу в осевой части Обиниоу-Иольского рампа.

нено к западу под углом 5° .

Строение южного участка (см. рис. 16, Ш), расположенного у подножия г. Кухифруш, практически тождественно структуре северного участка. В пределах обоих этих участков соединительное колено флексуры разрушено разрывами. Характерно, однако, что в ряде случаев в поднятом крыле взброса сохраняются фрагменты пологого верхнего крыла флексуры (рис. 19). Примечательно, что все эти структурные особенности юрской толщи находятся в определенном соответствии с характером деформаций террасовых уровней западного склона хр. Кухифруш (рис. 20-22). При сравнении рисунков 16-22 можно убедиться в том, что наиболее сложно дисло-

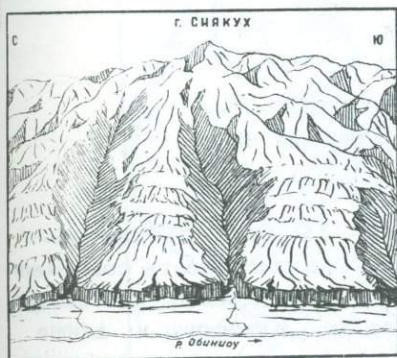


Рис. 21. Антиклинальные деформации террасовых уровней на западном склоне г. Сяякух.

цированные участки юрской полосы (1 и Ш) соответствуют антиклинальным изгибаниям террасообразных поверхностей в створе с вершинами Кухифруш и Сяякух, а центральный, структурно наиболее простой участок расположен напротив синклиналиного опускания уровней в районе пер. Вальваляк. Особенно наглядно это соответствие геоморфологических и структурных особенностей проявляется в пределах южного участка. Здесь у самого русла р. Обиниоу обнажаются отложения тавильдаринской свиты, с резким угловым несогласием налегающие на юрскую толщу (см. рис. 16, Ш). В северном окончании участка пласты неогена наклонены на запад под углом $35-40^{\circ}$; в центральной части участка

(напротив свода антиклинальной деформации уровней) углы падения возрастают до $70-80^\circ$, а южнее они вновь уменьшаются до $45-50^\circ$.

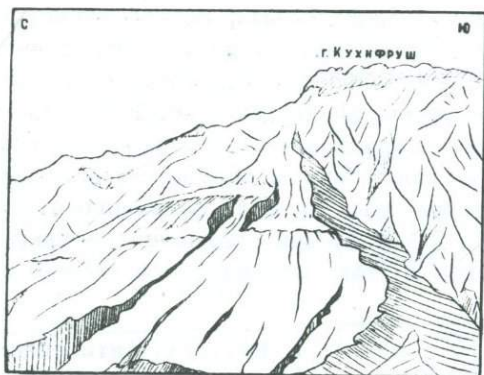
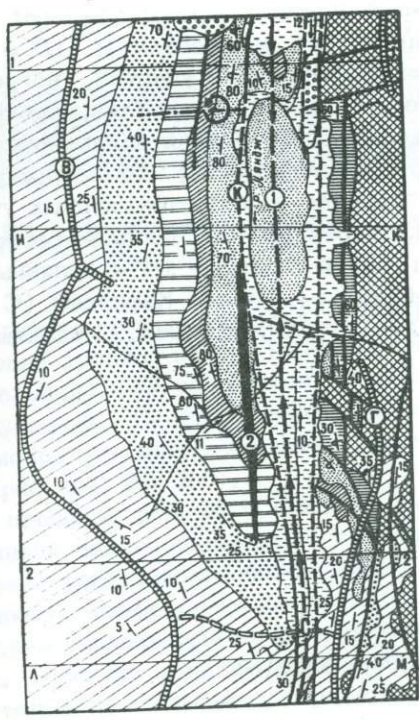


Рис. 22. Антиклинальные деформации террасовых уровней на западном склоне г. Кухифруш.

По нашему мнению (Бельский, 1970а, 1972а), изложенные выше данные позволяют рассматривать современную структуру мезозойско-кайнозойской толщи, слагающую нижнюю часть западного склона хр. Кухифруш и днище долины р. Обиниоу, как флексуру (в дальнейшем она описывается под названием Грингской), осложненную более мелкими пликативными и дизъюнктивными дислокациями. Эта структура, как нам представляется, является южным продолжением днища и восточного борта описанной выше Обиравноуской рампы-синклинали.

Нижнее крыло Грингской флексуры почти на всем ее протяжении имеет синклинальное строение. Лучше всего эта складка обнажена в приустьевой части р. Обиниоу и в пределах "Хирмонжоуской петли Пянджа" (Чедия, 1957а), расположенной в наиболее пониженной части Обиниоу-Иольской впадины (см. рис. 1). Здесь указанная структура обычно описывается под названием Минатукской синклинали (рис. 23, 24, разрезы 1-1, 2-2).



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15



Рис. 23. Схема геологического строения центральной и южной частей Обиниоу-Июльской впадины.

1 - среднечетвертичные-голоценовые отложения;
2 - кулябский комплекс; 3 - верхнемиоценовые-нижне-
плиоценовые отложения (тавильдаринская, каранакская и
полизакская свиты без расчленения); 4 - хингоуская
свита; 5 - больджуанская свита и олигоцен (без расчле-
нения); 6 - эоцен-палеоцен; 7 - мел; 8 - юра; 9 - па-
леозойские образования (без расчленения); 10 - основ-
ные разрывы (пунктиром показаны участки, погребенные
под четвертичными отложениями; К - Каляндарский раз-
лом; 11 - Минатукская Ск (стрелкой показано направле-
ние погружения шарнира структуры); 12 - Анжируская
Ак; 13 - условная граница 1 и П структурных участков
Внешнего Дарваза (поперечная ось "пропеллорообразного"
перегиба мел-палеогеновой толщи); 14 - долинный водо-
раздел между бассейнами рек Иол и Кафиркаш (С - Сары-
горский перевал); 15 - гребни хребтов. Индексы хреб-
тов и рек см. рис. 1.

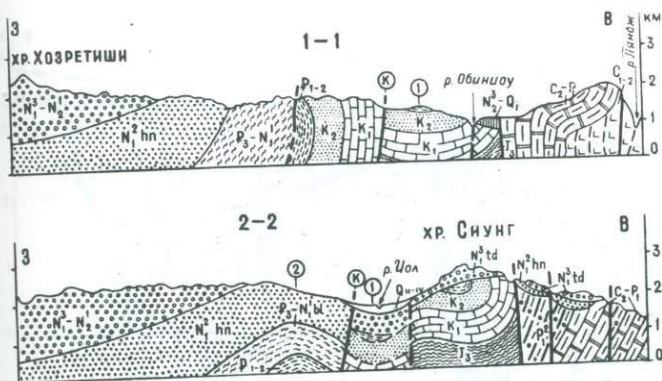


Рис. 24. Геологические разрезы 1-1 и 2-2 (см. рис. 23).

В районе Хирмонжоуской петли Пянджа и в хр. Сиунг соединительное колено Грингской флексуры разорвано позднеальпийскими разрывами, а верхнее крыло разрушено денудацией. Соответственно Обиниоу-Иольская впадина приобретает здесь характер рамп-синклинальной структуры (рис. 24, 25, 26).

В пределах долины р. Обиниоу шарнир Минатукской синклинали полого наклонен с севера на юг. В верховьях этой реки (абс. высота более 2800 м) в днище долины обнажаются нижнетриасовые отложения, с угловым несогласием перекрытые конгломератами тавильдаринской свиты. Ниже по течению реки триас погружается под юрскую толщу и, возможно, протягивается на глубине и далее к югу от своих обнажений на поверхности. Юрские отложения слагают днище р. Обиниоу примерно до широты пос. Гринг, а затем сменяются нижнемеловыми красными. Последние "выстилают" днище долины примерно до широты пос. Даштиджум, а затем, в свою очередь, погружаются под толщу верхнего мела. В районе же устья

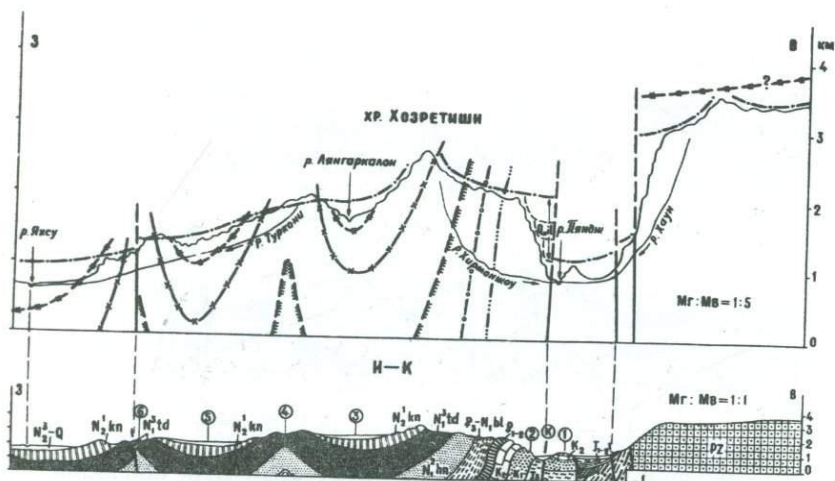


Рис. 25. Геолого-геоморфологический профиль И-К. Индексы структур: 1 - Обиниоу-Иольский рамп; 2 - Анжироуская Ак; 3 - Полизакская Ск; 4 - Кичиктирайская Ак; 5 - Сарычашминская Ск; 6 - Теболяйская Ак; К - Каляндарунский разлом. Прочие усл. обозначения те же, что и на рис. 13 и 15.

р. Обиниоу, на абсолютной высоте порядка 1200 м, в ядре Минатукской синклинали появляются также и палеогеновые отложения (см. рис. 23, 24, разрез 1-1). Таким образом, синклинальный желоб, расположенный под днищем долины р. Обиниоу, погружается вниз по течению этой реки, причем более круто, чем уклон ее русла.

Между устьями рек Обиниоу и Иол шарнир Минатукской синклинали имеет приблизительно горизонтальное положение. При этом подошва верхнемеловой толщи находится на абсолютной высоте 650-700 м. Еще южнее, в долине р. Иол, синклинал полностью скрыта покровом четвертичных отложений. Отдельные выходы верхнего мела на простирании этой структуры наблюдаются только к югу от Сарыгорского

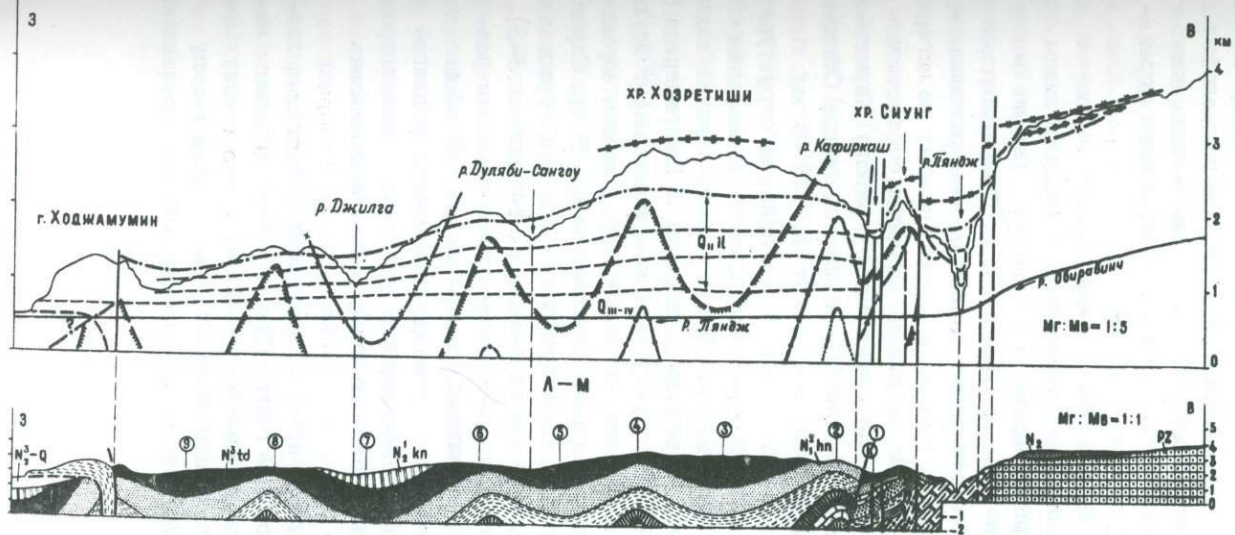


Рис. 26. Геолого-геоморфологический профиль Л-М (схема ярусности рельефа левого бережья Панджа построена с использованием материалов А. Е. Додонова и др., 1974). Структуры: 1 - Обиниоу-Июльский рамп; 2 - Анжироуская Ак; 3 - Полизакская Ск; 4 - Шпилдуская Ак; 5 - Кричонская Ск; 6 - Кызылбуйнакская Ак; 7 - Сарычашминская Ск; 8 - Гарабская Ак; 9 - Чубекская Ск; 10 - Ходжамуминская Ак; К - Каляндарунский разлом. Прочие усл. обозначения те же, что и на рис. 13 и 15.

перевала. Поскольку эти выходы расположены на абсолютной высоте 1200–1500 м, то можно предполагать, что начиная от устья р. Иол шарнир синклинального желоба постепенно повышается на юг. Кульминация воздымания происходит, по-видимому, в районе Сарыгорского перевала.

Таким образом, Обиниоу–Иольская впадина является сложной рамп–синклинальной структурой с ундулирующим дном. Наиболее приподнятые его участки, так же как это отмечалось и для рассмотренной выше Обиравноуской рамп–синклинали, соответствуют долинным водоразделам – перевалам Кафтармоль на севере и Сарыгорскому на юге, а наиболее прогнутый участок дна впадины соответствует гипсометрически наиболее пониженному району Хирмонжоуской петли Пянджа. Величина прогибания дна Обиниоу–Иольской рамп–синклинали достигает 1, 5–2, 0 км.

Своеобразные особенности имеет альпийская структура южной части Внутреннего Дарваза (хр. Сиунг) и смежных районов Афганского Бадахшана. В хр. Сиунг, так же как и в рассмотренных выше хребтах Кухифруш и Джаридарида, мезозойско–кайнозойский структурный комплекс имеет двухъярусное строение. Нижний структурный ярус сложен юрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями. В хр. Сиунг они смяты в синклиналь, наклоненную, а в некоторых участках запрокинутую на запад (см. рис. 24, разрез 3–3). Пликативные дислокации осложнены многочисленными разрывными нарушениями различных направлений. Особенно обращают на себя внимание крупные поперечные и диагональные разрывы, образовавшиеся в участках “пропеллерообразного” скручивания пластов юры, мела и палеогена (см. рис. 23).

Верхний структурный ярус сложен конгломератами хингоуской и тавильдаринской свит. Они с резким угловым несогласием ложатся на различные горизонты палеогена, мезозоя и палеозоя. Величина углового несогласия между верхним и нижним структурными ярусами обычно составляет

50–70°, но иногда превышает и 90°. Отсюда следует, что к началу формирования толщи миоценовых конгломератов отложения, слагающие нижний структурный ярус, были весьма значительно дислоцированы, а в некоторых участках даже приобрели опрокинутое залегание.

Структуры верхнего яруса отличаются простотой. Складки здесь имеют небольшие размеры, а наклоны их крыльев обычно не превышают 15–20°. Для большинства разрывов, пересекающих герцинский фундамент и его юрско-неогеновый чехол, характерно очень крутое (70–90°) положение поверхностей сместителей. Последние иногда сопровождаются маломощными зонами дробления и ожелезнения.

Еще более просты позднеальпийские структуры смежных районов Афганского Бадахшана. Как отмечалось во многих работах (Архипов и др., 1970, 1974; и др.), в гребневых частях субширотных отрогов хр. Сафедихирс наблюдаются многочисленные останцы некогда сплошного покрова плиоценовых конгломератов, залегающего непосредственно на денудированном палеозойском фундаменте (см. рис. 9). В современной структуре углы их наклона не превышают 10–20° (Архипов и др., 1970). По всей видимости, строение неогенового покрова юго-западной части Афганского Бадахшана в целом весьма сходно со строением Джарида-ридинской конседиментационной синклинали.

Рассмотренные сведения позволяют считать, что в пределах днища и восточного борта Обинию-Иольской рампы-синклинали нет ни одного крупного разрыва, который можно было бы рассматривать как структурное выражение краевого разлома (или крупного сдвига), разграничивающего Северный Памир и Таджикскую депрессию. Роль такой тектонической границы первого порядка мог играть только Каляндарунский разлом, протягивающийся вдоль восточного склона хр. Хазратишох. Он четко выражен в современной структуре и рельефе. В то же время Каляндарунский разлом является границей обиниюуского и хозретишинского типов разрезов меловых и третичных отложений (см. гл. П).

Существенно различна также и морфология альпийских структур в его крыльях. Все это позволяет нам рассматривать Каляндарунский разлом как тектоническую границу Внутреннего Дарваза и Придарвазья (Бельский, 1970а, г, 1971, 1972а) и считать его сегментом Дарваз-Каракульского краевого разлома.

Следует отметить, что в современной структуре западное крыло Дарваз-Каракульского разлома на всем протяжении хр. Хазратишох приподнято и круто надвинуто на днище Обиравноуской и Обиниоу-Июльской рампы-синклинальных впадин.

Внешний Дарваз

Внешний Дарваз (Придарвазье) является наиболее приподнятой частью Предпамирского предгорного прогиба. Здесь на поверхности современного денудационного среза обнажается почти весь (до мальма) разрез мезозойско-кайнозойского чехла восточной окраины Таджикской депрессии. Указанная толща подразделяется на три региональных структурных яруса, отделенных друг от друга поверхностями угловых несогласий. В строении нижнего яруса принимают участие отложения от лейаса до нижнего плиоцена. Средний ярус сложен образованиями кулябского комплекса. К верхнему структурному ярусу отнесены слабо дислоцированные отложения послекулябского этапа развития и коррелятивные им генерации форм рельефа.

Территория Внешнего Дарваза, структурные особенности которого закономерно изменяются вдоль простирания, с некоторой условностью может быть подразделена на четыре отличающихся друг от друга участка. Граница между первым (южным) и вторым участками расположена примерно на широте устья р. Обиниоу (см. рис. 23). Второй и третий участки разделены небольшим Нишоракским блоком (см. рис. 3), а граница между третьим и четвертым участками проходит севернее пер. Гучкашен.

Первый участок приблизительно соответствует территории Анжироуской антиклинали (см. рис. 23). Север-

нее широты пос. Июл восточное крыло, а затем и свод этой складки постепенно срезаются Каляндарунским разломом. Наиболее характерные особенности строения западного крыла Анжироуской антиклинали можно наблюдать в разрезах по долинам рек Анжироу и Хирмонжоу. Здесь вблизи свода антиклинали пласты меловых и палеогеновых пород весьма круто (до 70°) наклонены на запад. В более удаленных от свода к западу толщах неогена углы падения слоев постепенно по мере перехода от более древних к более молодым горизонтам уменьшаются вплоть до $10-15^{\circ}$ к западу в пластах плиоценовых конгломератов в гребне хр. Хазратишох (см. рис. 23-26).

По мере срезания восточного крыла и свода Анжироуской антиклинали (т. е. с юга на север) меловые и палеогеновые слои, слагающие уцелевшее западное крыло, приобретают все более крутые углы падения, а затем примерно на широте устья р. Обинию опрокидываются на запад. Этот "пропеллерообразный" перегиб мел-палеогеновой толщи рассматривается как граница первого и второго участков (см. рис. 23). Опрокидывание мел-палеогеновой толщи сопровождается образованием многочисленных разрывов небольшой амплитуды. Последние чаще всего имеют характер послонных перемещений, быстро затухающих по простиранию.

В южной части второго участка пласты мела, палеогена и нижней части больджуанской свиты имеют наклон на восток порядка $75-85^{\circ}$, а к северу величина запрокидывания указанных слоев постепенно возрастает, и наклон их к востоку уменьшается до $55-60^{\circ}$.

Особенно следует подчеркнуть, что все указанные изменения в степени дислоцированности проявляются только в пределах мел-палеогеновой толщи и практически не затрагивают верхней части больджуанской и более молодых свит неогена. Последние как в первом, так и во втором участках слагают гребневую часть хр. Хазратишох, и в них совершенно отчетливо наблюдается постепенное уменьшение углов падения пластов по мере перехода от древних

к более молодым горизонтам. Так, слои больджуанской свиты, залегающей в средней части восточного склона хр. Хазратишох, чаще всего имеют наклон на запад под углом $70-85^{\circ}$, а наклон пластов тавильдаринской свиты, слагающей гребень этого хребта, нигде не превышает $20-30^{\circ}$. Уменьшение степени дислоцированности молассовых отложений вверх по разрезу сопровождается заметным увеличением мощности отдельных слоев в направлении с востока на запад.

Все структурные особенности первого и второго участков хр. Хазратишох могут рассматриваться как свидетельство существования в течение неогена некоторого постоянного фона конседиментационного структурообразования.

Второй и третий структурные участки Внешнего Дарваза, как уже отмечалось выше, разграничены небольшим Нишоракским блоком (см. рис. 3). Последний замечателен тем, что слагающие его меловые и палеогеновые породы, в отличие от смежных районов Придарвазья, находятся в нормальном залегании и дислоцированы относительно полого (до $25-30^{\circ}$).

Третий структурный участок приблизительно соответствует территории Морзоминского и Васмикухского блоков (см. рис. 3). В пределах этого района пакет меловых и палеогеновых слоев еще более запрокидывается на запад и как бы оттесняет неогеновую толщу с гребня хр. Хазратишох в среднюю часть его западного склона; при этом углы наклона слоев в базальной части толщи дарвазских конгломератов возрастают до $70-90^{\circ}$ (рис. 27). Указанные соотношения неогеновых и мел-палеогеновых толщ сохраняются до северного окончания Васмикухского блока.

Строение четвертого (северного) участка сходно со структурой второго: в обоих этих районах Внешнего Дарваза относительно полого дислоцированные неогеновые отложения слагают гребень хр. Хазратишох, с угловым несогласием перекрывая поставленные на голову или даже запрокинутые на запад слои мезозоя и палеогена (см. рис. 10, 13, 15).

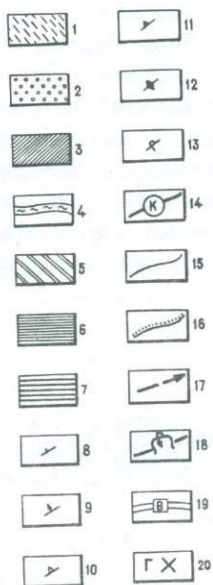
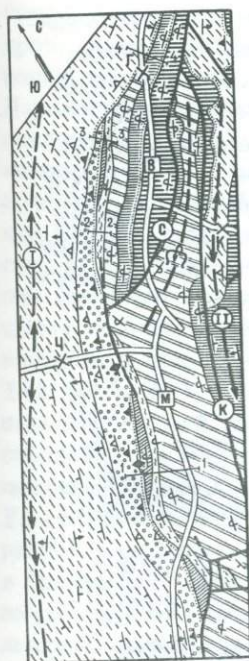


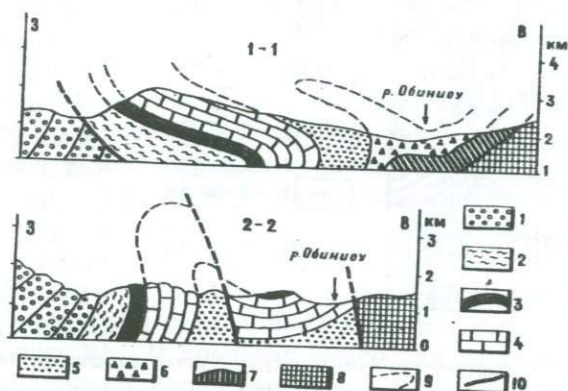
Рис. 27. Схема геологического строения хребтов Васмикух и Морзомин. 1 - тавильдаринская, каранакская и полизакская свиты (без расчленения); 2 - хингоуская свита; 3 - больджуанская свита; 4 - нижний - средний палеоген; 5 - мел; 6 - юра; 7 - триас и памирский ярус верхней перми (P_2^2 - Т); 8-13 - углы наклона дислоцированных толщ (8 - менее 20° , 9-20 - 40° , 10 - $40-60^\circ$, 11 - $60-85^\circ$, 12 - $85-90^\circ$,

13 - опрокинутое залегание, угол наклона пластов $50-60^\circ$); 14 - разрывы (К-Каляндарунский, С-Сарыюбский); 15-16 - стратиграфические контакты (15 - согласные, 16 - несогласные); 17 - наклоны шарниров Полизакской синклинали (1) и Обиниоуской рампы-синклинали (П); 18 - ось Морзоминской "негативной антиклинали"; 19 - основные современные водоразделы (В - хр. Васмикух, М- хр. Морзомин); 20 - перевалы (Ч - Чильдухтарон, Г - Гучкашен, К - Кафтармоль).

Наиболее сложное строение имеет центральная часть Придарвазья (второй и третий участки). Формирование структуры этого района до настоящего времени представляет дискуссионный вопрос. В работах раннего периода (Чи-

хачев, 1934, 1959; Чихачев и др., 1941 и др.), когда не было еще выдвинуто предположение о конседиментационной природе "зоны дарвазских разломов" и не было установлено существование обиниоуского и хозретишинского типов разрезов мезозойско-кайнозойских отложений, структура центральной части Внешнего Дарваза изображалась в виде антиклинали, на юге наклоненной к западу, а на севере надвинутой на неогеновые отложения в западном подножие хр. Хазратишох (рис. 28). Эта складка рассматривалась как продолжение к северу постепенно усложняющейся в этом же направлении Анжироуской антиклинали.

Рис. 28. Ранние представления о строении хр. Хазратишох (по Т. Я. Бронштейн и С. Н. Симакону, 1947).



1 — неогеновые конгломераты; 2 — кирпичная свита; 3 — палеоген; 4 — верхний мел; 5 — нижний мел; 6 — верхняя юра; 7 — нижняя-средняя юра; 8 — пермь; 9 — реконструкция складок "в воздухе"; 10 — разрывы. Разрезы: 1-1 — на широте пос. Хелибуз (долина р. Джаузадара); 2-2 — на широте пос. Минатук (приустьевая часть долины р. Обиниоу).

Наиболее своеобразная реконструкция структуры Центрального Придарвазья была предложена Н. П. Ермаковым (1940). По его взглядам, "весь комплекс мезозойских и третичных пород, за исключением дарвазской формации (т. е. тавильдаринской и более молодых свит неогена — В. Б.)

представляет собой в исследованном районе мощный покров, имеющий ширину до 10 км и вытянутый по простиранию на 80 км. На определенной стадии вздымания Дарвазского антиклинория, осложненного тангенциальным давлением с ЮВ, мезозойско-третичные породы, как одно целое, оказались "отвернутыми" на запад от верхнепалеозойского остова Дарваза, образовав как бы его нависший над Южно-Таджикской депрессией борт" (Ермаков, 1940, стр. 46). Структуру южной половины изученного им района (второго структурного участка, по принятой нами схеме подразделения Внешнего Дарваза) Н. П. Ермаков изображал примерно так, как это показано на разрезе 1-1 (рис. 28), т. е. в виде огромной флексуры с разрушенным денудацией верхним крылом. Если использовать классификацию различных типов гравитационных структур, предложенную Д. В. Гаррисоном и Н. Л. Фальконом (Harrison, Falcon, 1936), то указанную складку можно рассматривать как "структуру каскада", начавшую превращаться в "структуру лацкана". Соответственно этому можно предположить, что Нишоракский блок является "структурой лацкана", у которой разрушено не только верхнее крыло, но и соединительное колено (см. рис. 19).

Особенно усложняется описываемый Н. П. Ермаковым "гравитационный отворот" мезозойско-третичной толщи в пределах хребтов Морзомин и Васмикух (рис. 29). Здесь "развитие покрова сопровождалось параллельным, а может быть, и позднейшим образованием перевернутых или, как мы предлагаем их называть, обратных складок или негативных структур. Сущность последних заключается в том, что в ядре синклиналей ("псевдосинклиналей") залегают наиболее древние породы, а в ядре антиклиналей ("псевдоантиклиналей") — наиболее молодые отложения" (Ермаков, 1940, стр. 46). По мнению указанного исследователя, хр. Морзомин имеет структуру псевдоантиклинали, а хр. Васмикух — псевдосинклинали. Как можно видеть на рис. 29, "мощная толща нижнего мела, образовав антиклинальный

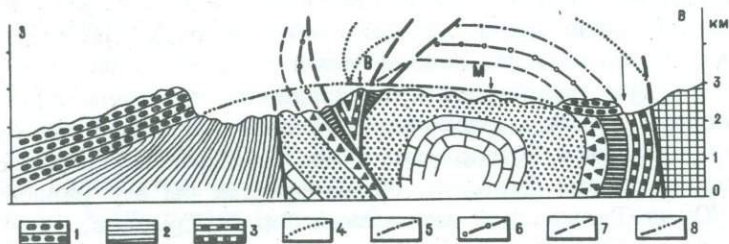


Рис. 29. Покровная структура хребтов Васмикух и Морзомин (по Н. П. Ермакову, 1938, фрагмент с незначительными изменениями).

1 - дарвазская формация (тавилдаринская, каранакская и полизакская свиты); 2 - кирпичная свита и "хингоуская формация" (больджуанская и хингоуская свиты); 3 - триас. Реконструкции разновозрастных поверхностей; 4 - подошва триаса; 5 - подошва нижней юры; 6 - подошва верхней юры; 7 - подошва нижнего мела; 8 - поверхность размыва перед отложением "дарвазской формации". В - хр. Васмикух; М - хр. Морзомин. Прочие усл. обозначения те же, что и на рис. 28.

изгиб и имея в ядре последнего . . . верхнемеловые свиты, "ныряет" под эотриас горы Васмикух и, дав крутой синклинальный изгиб, выходит на поверхность к СЗ от горы Васмикух в другом крыле псевдосинклинали. Здесь головы пластов покрова обрubaются крупным дизъюнктивом, ставящим впрытик к хингоуской формации неогена все горизонты от нижнего мела до палеогена включительно" (Ермаков, 1940, стр. 46). При этом предполагается, что соленосная и угленосная свиты юры оказались почти нацело "растертыми" между массивными толщами песчаников эотриаса и нижнего мела. Разрывы, наблюдаемые в Васмикухской негативной синклинали на контактах триаса с мелом и юрой, Н. П. Ермаков рассматривает

как небольшие межформационные подвижки и подчеркивает, что им нельзя приписывать роль крупных дизъюнктивов, по которым, как это ранее предполагал В. И. Попов, поднялся узкий клин триаса и "проткнул" всю мезозойско-третичную толщу мощностью около 5000 м. Одновременно отмечается, что и после образования сложной покровной структуры "межформационные дизъюнктивы при последующих, более слабых фазах складчатости, очевидно, оживлялись, заклинивая несколько глубже голову триасового покрова в ядре псевдосинклинали и образуя васмикухскую триасовую чешую" (Ермаков, 1940, стр. 47).

Предложенная Н. П. Ермаковым реконструкция строения хребтов Морзюмин и Васмикух очень эффектно объясняла многие уникальные особенности их структуры, однако и она имела ряд недостатков, вследствие которых эта схема позднее отрицалась многими геологами. Наиболее существенные замечания заключаются в следующем. Н. П. Ермаков изображал структуру указанных хребтов в виде единого, очень сложно дислоцированного покрова и не учитывал того, что различные его участки состоят из отложений различных типов разрезов. Далее, полная реконструкция разреза этого "гравитационного отворота" приводит к заключению, что в начале миоцена, еще до начала денудации, уничтожившей верхнюю половину данного покрова, на месте современного Внешнего Дарваза возвышался хребет высотой до 10 км; соответственно еще большую высоту должен был иметь Внутренний Дарваз, от которого был "отвернут" этот покров. Такое следствие из построений Н. П. Ермакова совершенно фантастично, особенно если учесть, что (см. рис. 29) образование покровной структуры хребтов Морзюмин и Васмикух практически в современном ее виде могло осуществиться не ранее, чем в среднем миоцене, а денудационное ее разрушение должно было завершиться в позднем миоцене (не рис. 29 фронтальная часть покрова деформирует слои хингоуской свиты и перекрывается очень полого дислоци-

рованными отложениями дарвазской формации, т. е. та-
вильдаринской и более молодых свит).

В противоположность этим представлениям в работах
последних лет подчеркивалось существенное значение в
структуре центральной части Придарвазья крупных раз-
рывов, подразделяющих его современную структуру на
ряд тектонических блоков, для каждого из которых ха-
рактерен специфический тип разрезв мезозойских и тре-
тичных отложений.

По Н. Г. Власову (1963), образование структур, по-
добных негативной антиклинали хр. Морзомин, связано с
усилением разнонаправленных движений блоков палеозой-
ского фундамента Обиниоуской тектонической зоны в не-
огене. При этом предполагалось, что в начале эти бло-
ки под действием пары сил принимают наклонное положе-
ние, а затем во время складчатости их мезозойско-кай-
нозойский покров при некотором давлении с востока опро-
кидывается на Таджикскую депрессию (Власов, 1963).
Эта схема в целом представляется весьма перспективной,
однако нельзя не заметить, что она явно противоречит
представлениям ее автора о том, что Каляндарунский,
Сарыобский и Хозретишинский дизъюнктивы являются по-
слетриасовыми краевыми разломами, движения по кото-
рым происходили синхронно с осадконакоплением и почти
исключительно в вертикальном направлении (рис. 30).

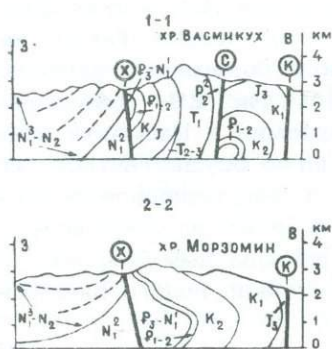


Рис. 30. Строение хребтов
Васмикух и Морзомин (по
Н. Г. Власову, 1962, 1963).
Разрезы: 1-1 - долина
р. Обипитоуду; 2-2 - доли-
на р. Джаузадара. Послетри-
асовые краевые разломы:
X - Хозретишинский, С - Са-
рыобский, К - Каляндарун-
ский.

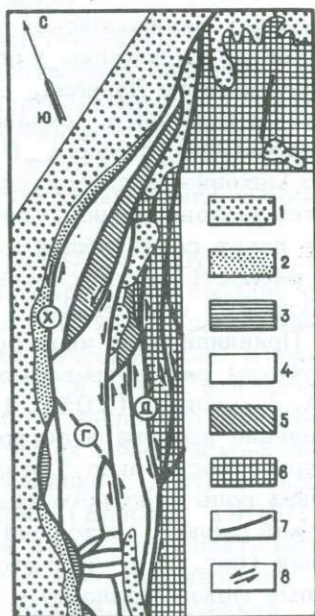
М. М. Кухтиков (1958) рассматривал опрокидывание мезозойско-кайнозойской толщи в хр. Хазратишох как при-разломную дислокацию у подножия интенсивно воздымающегося Внутреннего Дарваза. Структуры такого типа действительно встречаются часто, однако обычно они имеют сравнительно небольшие размеры. Реальность осуществления подобного механизма дислокаций во Внешнем Дарвазе представляется маловероятной, поскольку в запрокидывании участвует пакет слоев общей мощностью 3, 5-4, 0 км, тогда как разность высот северных участков хребтов Хазратишох и Кухифруш не превышает 0, 5-1, 0 км.

Принципиально иное объяснение истории формирования структуры рассматриваемого района было предложено С. А. Захаровым (1958, 1970). По его представлениям, в течение неогена и антропогена Памир был смещен к северу относительно Таджикской депрессии на 100-200 км, причем роль основного сдвигового "ствола" сыграл Дарвазский разлом, состоящий из нескольких самостоятельных ветвей (рис. 31). При этом тектонические блоки, расположенные между разломами Г и Х на западе и разломом Д на востоке, т. е. Равноуский, Васмикухский и северная часть Морзоминского блока (см. рис. 3), рассматриваются "как линзы", увлеченные при общем смещении Памиро-Дарваза к северу. . . Такое толкование природы Дарвазского разлома позволяет объяснить "негативную структуру" Морзоминского хребта оттеснением и опрокидыванием пластичного мезо-кайнозойского покрова: подобно лемеху гигантского плуга, борт прочного палеозойского сооружения в своем движении на север сорвал и запрокинул к западу слои мезозойских и палеогеновых пород" (Захаров, 1958, стр. 196).

Характерно, что во всех этих схемах, несмотря на их принципиальное несходство, важное значение придается Хозретишинскому дизъюнктиву. По Н. Г. Власову, это послетриасовый краевой разлом, разделяющий Обиниюскую и Памиро-Алайскую тектонические зоны (см. рис. 3), а по С. А. Захарову, данное нарушение и разрыв Г (см. рис. 31)

Рис. 31. Тектоническая схема центральной части Юго-Западного Дарваза (по С. А. Захарову, 1962, фрагмент).

1 - тавильдаринская, каранакская и полизакская свиты (без расчленения); 2 - хингоуская свита; 3 - больджуанская свита; 4 - юрские, меловые и палеогеновые отложения (без расчленения); 5 - триас; 6 - верхний палеозой; 7 - альпийские взбросы и надвиги (X - Хозретишинские, Д - Дарвазский, Г - предполагаемый диагональный взбросо-сдвиг); 8 - сдвиги.



являются крайней к западу "линией смещения", разграничивающей неподвижное (автохтонное) крыло Дарвазского сдвига и аллохтонные блоки, расположенные между его ветвями.

По нашему мнению, эти представления требуют существенной корректировки. Прежде всего следует отметить, что разлом Г в действительности не существует и Морзоминский блок представляет собой единое структурное целое, а не два различных блока, из которых южный является автохтонным, а северный - аллохтонным. Это тем более очевидно, что указанный блок на всем протяжении сложен меловыми отложениями одного и того же (хозретишинского) типа разрезов. Поскольку же, по Н. Г. Власову (1963 и др.), этот тип разрезов специфичен для Памиро-Алайской тектонической зоны, то включение Морзоминского блока в состав Обиниуской зоны, выделенной

этим же исследователем (см. рис. 3), представляется нам совершенно необоснованным.

Еще более существенно, что, по нашим данным (Бельский, 1968а, 1970г-1972а), поверхность соприкосновения неогеновой толщи и запрокинутого мел-палеогенового комплекса, описывавшаяся в предшествующих работах под названием Хозретишинского разлома, в действительности не имеет тектонического характера и является поверхностью углового несогласия в основании хингоуской свиты (рис. 27, 32). Этот контакт лишь в отдельных участках

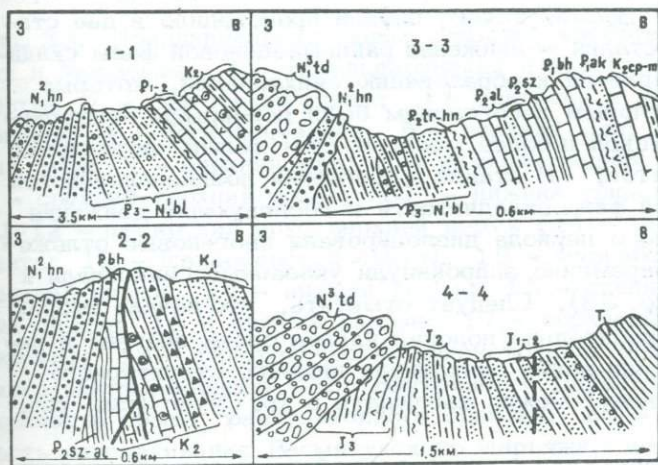


Рис. 32. Геологические разрезы к рис. 27.

1-1 — долина р. Джаузадара; 2-2 — долина р. Иокуньж;

3-3 — долина р. Обипитоуду; 4-4 — район перевала Гуч-

кашен. Слои: P_1ak — акджарские, P_1bh — бухарские,

P_2sz — сузакские, P_2al — алайские, P_2tr-hn —

туркестанские-ханабадские (?). Свиты: $P_3-N_1^1bl$ —

больджуанская, N_1^2hn — хингоуская, N_1^3td — тавиль-

даринская.

осложнен небольшими разрывами типа послойных надвигов. Величина предхингоуского углового несогласия постепенно возрастает с юга на север, а в северной части хр. Васмикух появляется еще одно локальное угловое несогласие между хингоуской и тавильдаринской свитами (Беккер и др., 1974). Оба эти несогласия быстро затухают к западу одновременно с увеличением мощности свит в этом же направлении.

Изложенные данные позволяют считать структуру юрско-неогеновой толщи рассматриваемого района двух-, а не одноярусной, как это принималось ранее. Отсюда следует, что формирование современной структуры Морзоминского и Васмикухского блоков происходило в две стадии: I стадия — движения раннемиоценовой фазы складчатости привели к образованию синклиналей, которые затем с угловым несогласием были перекрыты отложениями хингоуской и более молодых свит толщи дарвазских конгломератов; II стадия — движения позднеплиоценовой тальбарской фазы складчатости и последующие движения четвертичного периода дислоцировали неогеновые отложения и одновременно запрокинули указанные синклинали к западу (рис. 33). Следует отметить, что начало второй стадии (относительно пологий наклон слоев неогена и начало запрокидывания синклинали нижнего структурного яруса к западу) можно наблюдать в хр. Сиунг (см. рис. 24, 26).

В соответствии с предлагаемой нами схемой следует считать, что в начале второй стадии нижний структурный ярус хр. Васмикух имел как бы двухслойное строение. При этом в верхнем "слое" располагалась синклиналь Васмикухского блока, а в нижнем, отделенном от верхнего Сарыобским разломом, находилась "негативная антиклиналь" Морзоминского блока. Вполне очевидно, что в начале среднего миоцена, когда базальные слои хингоуской свиты не были еще дислоцированы и занимали субгоризонтальное положение, синклинали структуры обоих "слоев" не были еще запрокинуты на запад, а Сарыобский разлом был расположен субгоризонтально, полого погружаясь с востока на запад.

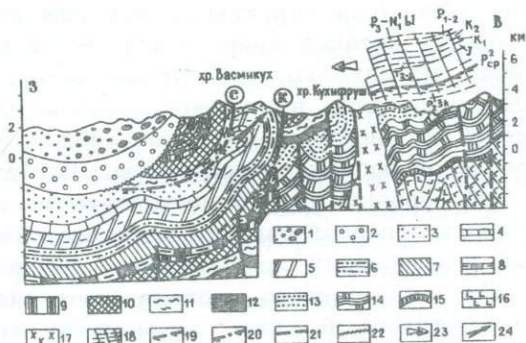


Рис. 33. Принципиальная схема строения хребтов Васмикух и Морзомин. 1 - тавильдаринская и каранакская свиты; 2 - хингоуская свита; 3 - олигоцен и нижний миоцен; 4 - палеоцен-эоцен; 5 - верхний мел; 6 - нижний мел; 7 - верхняя юра; 8 - нижняя-средняя юра; 9 - средний-верхний триас; 10 - нижний триас; 11-12 - памирский ярус верхней перми (11 - чапсайская свита; 12 - шакарсевская свита); 13 - мургабский ярус верхней перми; 14 - нижняя пермь; 15 - средний-верхний карбон; 16 - нижний карбон; 17 - верхнепермские диориты; 18 - гипотетическая реконструкция эпигерцинского платформенного чехла Внутреннего Дарваза; 19 - поверхность срыва гравитационного оползня; 20 - поверхность наволакивания Васмикухского шарьяжа, деформированная плиоценовыми и четвертичными движениями; 21 - разрывы (С-Сарыюбский, К-Каляндарунский); 22 - поверхность углового несогласия в основании хингоуской свиты; 23 - направление движения Васмикухского гравитационного шарьяжа в раннем миоцене; 24 - направление движения масс в западном крыле Каляндарунского разлома в позднем плиоцене и антропогене.

По мнению автора, наиболее вероятным объяснением происхождения уникальной структуры, изображенной на рис. 33, является предположение о шарьяжной природе верхнего "слоя" ее нижнего структурного яруса, т. е. Васмикухской синклинали, в строении которой участвует толща отложений от верхнепермской чапсайской свиты до нижнемиоценовой больджуанской свиты. При этом предполагается, что первоначально указанная толща располагалась в пределах западной окраины Северного Памира, на территории современного хр. Кухифруш, или даже восточнее его, а в конце раннего миоцена она в виде единой пластины переместилась на запад, по меньшей мере на 8-10 км, и по очень пологой поверхности, соответствующей сместителю современного Сарыюбского разлома, нагнута на уже дислоцированные к этому времени мезозойские и палеогеновые отложения Морзоминского блока, расположенного в пределах восточной окраины Таджикской депрессии. Поверхностью срыва мог послужить один из гипсоносных горизонтов чапсайской и шакарсевской свит верхней перми, "островки" которых сохранились в гребневых частях хребтов Внутреннего Дарваза и до настоящего времени (см. рис. 33). В среднем миоцене этот шарьяж был погребен под мощной толщей верхнетретичных дарвазских конгломератов и лишь интенсивные тектонические движения позднего плиоцена — антропогена вновь вывели его на дневную поверхность; при этом синклинали Морзоминского блока и перекрывающей ее Васмикухской шарьяжной пластины были запрокинуты на запад, а первоначально полого наклоненная на запад поверхность шарьяжирования приняла субвертикальное положение.

Автор признает дискуссионность предлагаемой схемы и подчеркивает, что окончательно ее доказать можно лишь в том случае, если на западном склоне хр. Васмикух будет пробурена достаточно глубокая скважина, которая под толщей неогена дважды пересечет разнотипные разрезы мезозоя и палеогена. В настоящее время гипотезу о покровном строении хр. Васмикух косвенно можно

подтвердить следующими соображениями. Вещественный состав терригенных отложений эпигерцинского платформенного комплекса, представленных почти исключительно кварцевыми и кварц-полевошпатовыми образованиями, свидетельствует о том, что их формирование происходило в основном за счет накопления продуктов разрушения пород типа гранито-гнейсов. Минералы, обычные в породах нижнекарбоневой спилитовой формации и в граувакковых породах перми и триаса, здесь встречаются редко и в ничтожных количествах. В значительных концентрациях они появляются в разрезе только начиная с хингоуской свиты. Это позволяет предполагать, что на протяжении всего эпигерцинского квазиплатформенного этапа развития территория Внутреннего Дарваза и расположенного восточнее Афганского Бадахшана, у которых более 80% площади сложено зеленокаменными и граувакковыми породами, была перекрыта почти сплошным чехлом юрских, меловых и палеогеновых отложений. В течение среднемиоценового-четвертичного времени этот покров был почти полностью разрушен денудацией, и в настоящее время отдельные его фрагменты сохранились только в Южном Бадахшане (Desio, 1964a). В начале же раннего миоцена его восточная граница располагалась в долине современного Пянджа или даже еще восточнее; во всяком случае, территория хр. Кухифруш была полностью перекрыта мезозойско-палеогеновым чехлом, который отсюда постепенно выклинивался к востоку. В западном направлении различные горизонты этого покрова постепенно увеличивались в мощности, причем одновременно во многих из них континентальные и прибрежные фации замещались фациями открытого моря. Тем более обращает на себя внимание тот факт, что юрско-меловая толща Васмикухского блока содержит значительно большее количество горизонтов континентальных отложений и имеет в 3-4 раза меньшую мощность, чем однообразные образования в расположенных восточнее (т.е. ближе к областям поднятий и сноса) Морзоминском и Лянгарском блоках. Это обстоятельство может быть

истолковано как свидетельство "экзотического" происхождения Васмикухского блока, являющегося инородным телом в пределах восточной окраины Таджикской депрессии.

Длина Васмикухского шарьяжа достигает 30–32 км, ширина, по-видимому, — не менее 5–6 км, а толщина равна 3,5–4,0 км. По представлениям автора (Бельский, 1974б), перемещение этой огромной пластины было вызвано ее гравитационным оползанием со склона начавшего воздыматься сводово-глыбового поднятия Северного Памира. Механизм этого процесса, по-видимому, соответствовал схеме образования "структур скользящего пласта" (Harrison, Falcon, 1936). Как отмечалось ранее К. В. Бабковым и автором (1970), структуры такого типа, только значительно меньшего размера (примерно в 10–20 раз), получили широкое распространение в Таджикской депрессии в среднем и позднем плейстоцене, т. е. в период, когда здесь начался интенсивный рост антиклинальных хребтов и крутизна их склонов превысила 10–15°. Что же касается таких огромных пластин, как Васмикухская, то для их перемещений не требуется столь значительных уклонов. Так, по данным Ж. Гогеля (1969), скольжение толщи, у которой мощность достигает 3000 м, а в основании расположен пластичный слой, возможно уже при наклоне, равном 3,5°. Сходный механизм образования гравитационных структур описывался А. Д. Ирдли (1967).

* *

*

Изложенные данные позволяют отказаться от выделения самостоятельной Обиниоуской тектонической зоны и отождествить границу Таджикской депрессии с линией Каландарунского и продолжающих его на север Сарыюбского и Зидадаринского разломов. Искусственность выделения Обиниоуской зоны очевидна: в ней объединены сразу по два типа разрезов юрских и меловых отложений, причем

оба они не являются специфичными только для данной зоны, а встречаются и в смежных тектонических зонах. При этом обиниоуский тип разрезов юры оказывается разделенным на две половины, из которых нижняя (расположенная к востоку от предполагаемой линии Ильговарского-Грингского разлома) отнесена Н. Г. Власовым (1963) к Северо-Памирской тектонической зоне, а верхняя включена в состав Обиниоуской зоны. Что касается меловых отложений, то один из двух типов их разрезов (в Морзоминском блоке), включенных в состав Обиниоуской зоны, самим же Н. Г. Власовым отнесен к хозретишинскому типу, характерному для восточной части Таджикской депрессии. Кроме того, проведенный анализ позволяет считать, что формирование альпийских структур Юго-Западного Дарваза может быть объяснено без привлечения гипотезы о многокилометровых сдвигах по "зоне дарвазских разломов".

1У. НОВЕЙШИЙ ДЕНУДАЦИОННЫЙ СРЕЗ И ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА РЕЛЬЕФА ВЫСОКОГОР- НОГО ОБРАМЛЕНИЯ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Как подчеркивалось многими исследователями, геоморфологическая выраженность вновь создаваемых тектонических структур отнюдь не является уникальным свойством одного только новейшего тектонического этапа; напротив, эта особенность была присуща любому геотектоническому циклу прошлого, она всегда была необходимым качеством тектонических процессов, естественным и неотделимым от них. В этом смысле чрезвычайно показательно замечание Н. С. Шатского (1945) о том, что выделение древних структурных элементов по палеогеографическим данным чаще всего основывается на предполагаемом совпадении геоморфологических и тектонических единиц. Вполне очевидно, что чем мощнее совокупное действие экзогенных (денудационных) процессов, тем быстрее разрушались древние формы рельефа и замещались более молодыми.

Изучение современных геоморфологических особенностей достаточно крупных областей дает нам многочисленные примеры различных стадий постоянного противоборства эндогенных и экзогенных сил. Анализ же истории геологического развития этих регионов позволяет убедиться в том, что на протяжении сотен миллионов лет, предшествующих неотектоническому этапу, эндогенные процессы не раз создавали крупные неровности земной поверхности, а денудационные столько же раз уничтожали их без следа. Отсюда следует, что хотя тектогенез и денудационное разрушение и не уравнивают друг друга количественно в течение относительно коротких промежутков времени, но в исторической перспективе они "представляют величины одного порядка" (Марков, 1948, стр. 125).

Вполне очевидно, что учет количественных данных о денудационном срезе горных областей может внести существенные коррективы в традиционные представления о возрасте различных элементов их рельефа (в том числе и поверхностей выравнивания, являющихся реперными уровнями для различных реконструкций), что, в свою очередь, вызовет изменение количественной оценки новейших тектонических движений. Необходимость проведения такого анализа для территории высокогорного обрамления Таджикской депрессии кажется совершенно очевидной.

Рассмотрим наиболее принятые в настоящее время представления о новейшей структуре, возрасте рельефа и величине денудационного среза Памира и Гиссаро-Алая.

Новейшая структура. По представлениям О. К. Чедия и А. К. Трофимова (1962, стр. 233): "Памир в целом в новейшей структуре представляет собой громадное сводово-глыбовое поднятие, поверхности блоков которого изогнуты в волны большого радиуса... Наряду с громадной суммарной амплитудой новейших движений характерны сравнительно небольшие контрасты движений между отдельными воздымающимися блоками" (см. рис. 4). Незначительная (по сравнению с амплитудами общего воздымания) внутренняя дифференциация этого поднятия доказывается довольно близкими высотами, на которых в различных хребтах Памира расположены неогеновые красноцветы и фрагменты поверхности выравнивания, по мнению указанных исследователей, коррелятивной подошве олигоцен-нижнемиоценовой больджуанской свиты (рис. 34). Этот вывод кажется тем более примечательным, что в грандиозное Памирское "ведутие" оказались втянутыми структурные элементы, резко отличающиеся друг от друга строением и доновойшей историей развития, т. е. из схемы О. К. Чедия и А. К. Трофимова следует, что в олигоцене тектоническая дифференциация более древних эпох в значительной мере утратила свою четкость. Формирование Памирского поднятия протекало стадийно, что придало его вертикальному расчленению ярусный характер. Ярусы горного рельефа представляет со-



Рис. 34. Поперечный геоморфологический профиль Западного Памира (по О. К. Чедия и А. К. Трофимову, 1962, схематизировано).

1 — палеогеновые и мезозойские образования; 2 — палеозойские образования; 3 — докембрий; 4 — краевые разломы; 5 — разрывы, выраженные в рельефе; 6 — поверхность выравнивания, коррелятная подошве больджуанской свиты; 7 — основные хребты Памира (1 — Петра 1, 2 — Дарвазский, 3 — Ванчский, 4 — Язгулемский, 5 — Рушанский, 6 — Шугнанский, 7 — Шахдаринский, 8 — Академии наук).

бой разновозрастные эрозионно-денудационные врезы ("террасовые долины", по Ю. А. Скворцову, 1948), отражающие крупные этапы расчленения горной страны. По окраинам последней ярусы образуют "предгорную лестницу" (рис. 35).

Сходным образом оценивается и новейшая структура Гиссаро-Алая (Бабаев, 1968; Костенко, 1958-1973; Лысков, 1969; Чедия, 1962, 1971, 1972; Чедия, Трофимов, 1962, 1968; и ряд др.).

Возраст рельефа. Почти во всех современных работах (Костенко, 1958-1973; Лоскутов 1962-1973; Несмеянов, 1971; Трофимов, 1970, 1973; Чедия, 1962-1973; и ряд др.) отстаивается представление о сохранении в пределах высокогорного обрамления Таджикской депрессии значительного количества участков доорогенного и раннеорогенного рельефа. По В. В. Лоскутову (1962-1973), в современном рельефе этих областей устойчивых новейших поднятий можно выделить три основных

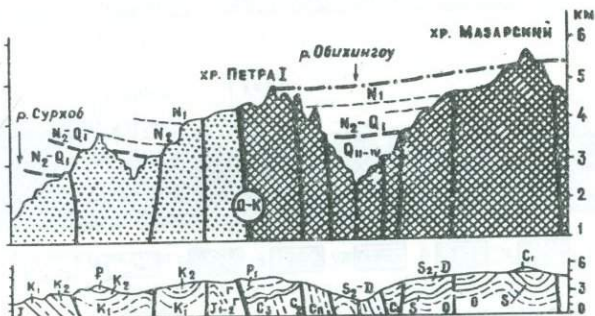


Рис. 35. Геолого-геоморфологический профиль (по О.К. Чедия и А. К. Трофимову, 1962; фрагмент соответствует северной части профиля АБ). Д-К — Дарваз-Каракульский краевой разлом; пунктирные линии — неогеновые везы. Прочие условные обозначения те же, что и на рис. 34.

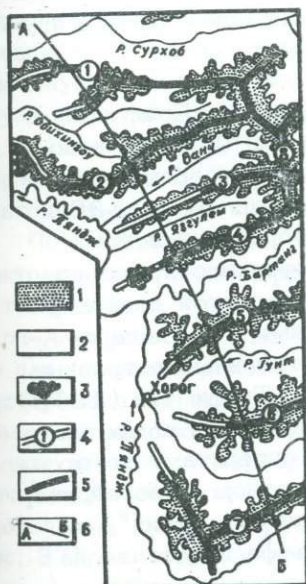


Рис. 36. Схема ярусности рельефа Западного Памира (по В.В. Лоскутову, А. К. Трофимову и О.К. Чедия; фрагмент, с упрощениями): 1 — верхний ярус рельефа (олигоцен-ранний миоцен); 2 — нижний и средний ярусы рельефа без расчленения (средний миоцен-голоцен); 3 — фрагменты домезозойского пенеблена; 4-5 — гребни современных хребтов (4 — 3500-4500 м, 5 — выше 4500 м, индексы хребтов соответствуют рис. 34); 6 — геоморфологический профиль АБ (см. рис. 34, 35).

яруса рельефа (рис. 36, 37): верхний (олигоцен-раннемиоценовый), средний (среднемиоценовый-раннечетвертичный)

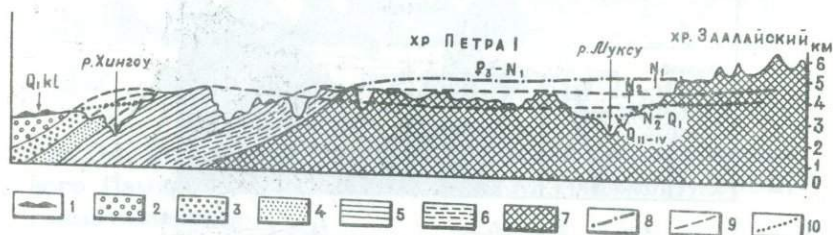


Рис. 37. Геолого-геоморфологический профиль-разрез (по В. В. Лоскутову, 1962). 1-6-разновозрастные свиты орогенного комплекса: 1 - кулябская, 2 - полизакская, 3 - каранакская, 4 - тавильдаринская, 5 - хингоуская, 6 - кирпичная (больджуанская); 7 - отложения мела и палеогена; 8-9 - линии предполагаемых поверхностей размытия, коррелятивные: 8 - кирпичной свите (верхний ярус рельефа), 9 - свитам неогена, 10 - кулябской свите (основание среднего яруса рельефа).

и нижний (среднечетвертичный-голоценовый). При этом подчеркивается, что верхний ярус рельефа "венчает водораздельные пространства по существу всех современных крупных хребтов" (Лоскутов, 1971). Судя по рис. 36 и 37, указанный региональный уровень образовался при сравнительно небольшом расчленении поверхности, коррелятивной подошве больджуанской свиты. Над этой поверхностью, объемлющей основные вершины Памира и Гиссаро-Алая, на 800-1500 м возвышаются отдельные островные массивы. Последние, по взглядам А. К. Трофимова (1973-стр. 107, фиг. 1), следует рассматривать как самостоятельный доорогенный ярус рельефа, "коррелятивами которого являются верхнепалеозойские и в основном мезозойские, палеогеновые континентальные и морские отложения", а вершинная поверхность этого яруса рельефа представлена позднепалеозойским пенепленом.

Анализ среднemasштабных геоморфологических карт, составленных Н. П. Костенко, В. В. Лоскутовым, С. И. Несмеяновым, А. К. Трофимовым, О. К. Чедия и др. (Лоскутов, 1968), показывает, что в пределах Памира общая площадь уцелевших от разрушения фрагментов вершинного (олигоцен-нижнемиоценового, по представлениям указанных исследователей) яруса рельефа примерно равна 18-20% площади этой горной страны, а для территории Гиссаро-Алая эта величина не превышает 8-9%.

По реконструкции В. В. Лоскутова (1962, стр. 203), поверхность вершинного (олигоцен-раннемиоценового) яруса рельефа "от 5500 и более 6000 м в районе узла Академии наук опускается до 4800-5200 м на Восточном и Западном Памире, в Южном Тянь-Шане и до 4500-4600 м - на Дарвазе. В сторону Таджикской впадины эта поверхность, еще более снижаясь, уходит под отложения кирпичной ситы" (см. рис. 37). Все геоморфологические уровни, расположенные в пределах этого характерного гипсометрического интервала, по мнению указанного исследователя, должны быть отнесены к олигоцен-раннему миоцену. Именно на этом основании возраст вершинного яруса рельефа верховой р. Муксу, который О. К. Чедия и В. А. Васильев (1960) считали "верхнеогеновым", был переопределен В. В. Лоскутовым (1962) и отнесен им к олигоцен-раннему миоцену.

По мнению автора, утвердившиеся в большинстве неотектонических и геоморфологических работ представления о том, что на гребнях основных хребтов Памира и Гиссаро-Алая повсеместно сохраняются фрагменты доорогенного или раннеорогенного рельефа и что геологический возраст различных ярусов рельефа можно определять по современной абсолютной высоте соответствующих уровней, имеют во многом априорный характер и не являются достаточно корректными. Весьма показателен в этом отношении продольный профиль хребтов Петра 1 и Заалайского (см. рис. 37), который в построениях В. В. Лоскутова (1962 и др.) играет роль принципиальной схемы корреляции яру-

ко (1972, таблица 17, стр. 299), "минимальная поправка на плоскостную денудацию для водораздельных поверхностей хребтов" в центральных районах Гиссаро-Алая равна 250-400 м, а к окраинам уменьшается до 0-150 м; соответственно в центральных районах Памира указанная поправка равна 300-500 м, в восточных районах Памира она уменьшается до 100-250 м, а в пределах северных и западных склонов этого горного сооружения возрастает до 500-800 м.

Следует отметить, что под "поправкой на плоскостную денудацию" Н. П. Костенко подразумевает не величину общего снижения водоразделов, а гипсометрические границы (глубину расчленения) специфической "зоны плоскостной денудации и эмбриональной эрозии блуждающих водотоков в верховьях рек" (рис. 39). На продольных и поперечных геоморфологических профилях эта зона "может



Рис. 39. Основные элементы эрозионно-денудационного расчленения горных хребтов (по Н. П. Костенко, 1972, фиг. 46). 1 - горный массив, не затронутый процессами денудации; 2 - зона линейной денудации; 3 - зона плоскостной денудации и эмбриональных безрусловых потоков в верховьях рек; 4 - реконструкция предороженной поверхности выравнивания; 5 - основные врезы; 6 - разрывы.

быть выделена двумя линиями. Верхняя является касательной к вершинам неровностей малых форм, созданных преимущественно в результате процесса селективной пло-

скостной денудации. Нижняя линия ограничивает глубину развития этих неровностей" (Костенко, 1972, стр. 116).

Таким образом, из работ В. В. Лоскутова и Н. П. Костенко следует, что в течение новейшего тектонического этапа скорость воздымания хребтов Гиссаро-Алая и Памира по меньшей мере в 10 раз превосходила среднюю скорость их денудационного разрушения.

х х
х

В настоящее время методы количественной оценки интенсивности экзогенных процессов находятся еще в стадии становления, поэтому обычно результаты таких определений дают представление только о порядке измеряемых величин. В первую очередь это замечание относится к методам количественной оценки денудационного разрушения горных стран. Здесь в большинстве случаев удается определить только величину среднего денудационного среза. Значительно реже удается рассчитать, какое количество продуктов денудации образовалось при выработке ложистей речных долин и какое при разрушении поверхностей водоразделов.

В зависимости от конкретных условий определение денудационного среза может быть произведено различными способами. Один из них заключается в восстановлении полного геологического разреза; при этом производится реконструкция разрушенных структур "в воздухе" по известным мощностям и элементам залегания толщ, составляющих эти структуры. Второй прием сводится к определению денудационного среза по величине вскрытия различных заведомо глубинных образований (молодых интрузивных тел, метаморфических пород и т. п.). В третьем случае оценка интересующей нас величины производится по величине твердого стока современных рек. Четвертый способ заключается в подсчете объема отложений, снесенных с поднятий в смежные впадины. Следует подчеркнуть, что первые два метода дают возможность определить вели-

ласс Таджикской депрессии, образовалась при формировании полостей врезов верхнего и среднего региональных ярусов рельефа. При этом, по расчетам А. К. Трофимова (1973), мощности свит молассового комплекса пропорциональны средним величинам разновозрастных цикловых врезор.

По представлениям В. В. Лоскутова (1969), в течение периода, истекшего после формирования верхнего яруса рельефа, области поднятия "испытывали интенсивные положительные движения, обусловившие господство в основном глубинной эрозии. Роль плоскостной денудации, направленной на абсолютное понижение олигоцен-нижнемиоценовой поверхности, вероятно сводилась к минимуму и вряд ли в сумме превышала 200-300 м." Значительно более интенсивно протекала линейная эрозия, в связи с чем "амплитуда неогенового вреза в области Западного Памира - Южного Тянь-Шаня достигает в среднем около 1000 м" (Лоскутов, 1962).

Вполне очевидно, что величина среднего денудационного среза Памира и Южного Тянь-Шаня (отношение общего объема продуктов разрушения, образовавшихся при денудационном снижении междуречий и выработке эрозионных полостей речных долин, к площади областей сноса) должна быть больше 200-300 м, но меньше 1000 м. Сравнение этих цифр как будто бы свидетельствует о безраздельном преобладании ливейной эрозии над плоскостной денудацией, однако в действительности продукты разрушения водоразделов составляют в общем объеме денудированного материала значительно большую часть, чем это кажется с первого взгляда. Дело в том, что многие речные долины Памира и Гиссаро-Алая не просто "выпилены" в телах воздымающихся крупных глыб (см. рис. 34, 35, 37), а образовались в результате переработки этими реками новейших грабенор и рампов, выраженных в рельефе; поэтому общий объем вынесенного отсюда материала намного меньше, чем объем полостей этих долин в современном рельефе (рис. 38). Если к тому же учесть, что даже без

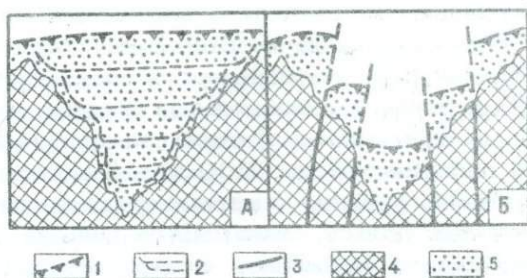


Рис. 38. Эрозионная (А) и эрозионно-тектоническая (Б) долины. 1 - реконструкция доорогенной поверхности выравнивания; 2 - разновозрастные врезы; 3 - разрывы, выраженные в рельефе; 4 - хребты; 5 - объемы новейших структур, разрушенные денудацией.

этой поправки полости врезов неогенового, по В. В. Лоскутову, возраста составляют лишь сравнительно небольшую часть общего объема поднятий, обрамляющих Таджикскую депрессию, то станет очевидным, что величина среднего денудационного среза этих горных сооружений за новейший тектонический этап не может превышать нескольких сотен метров.

Сходные взгляды развивает и Н. П. Костенко (1966, 1970, 1972 и др.). По ее представлениям (Костенко, 1972, стр. 298, 299), "в течение главной стадии горобразования, т. е. во время отложения пестроцветных, преимущественно буровато-красных и бурых грубых моласс" . . . наблюдается "огромное отставание процессов плоскостной денудации от тектонических движений, создающих основные неровности горной страны". При этом подчеркивается, что "скорость снижения водоразделов в течение этапа конэрозионного развития не возрастает, а местами, по-видимому, значительно уменьшается в связи с явлением отставания нивелирующих процессов от роста хребтов и изоляции плоскостного сноса от удаленных базисов денудации горного сооружения". По Н. П. Костен-

сов рельефа Северного Памира и различных свит верхнетретичного молассового комплекса Таджикской депрессии. На этом рисунке изображена классическая схема "ножниц" — поверхность древнейшего геоморфологического уровня "выныривает" в хр. Петра 1 из-под толщи больджуанской свиты на абсолютной высоте, равной примерно 4300 м, и очень полого поднимается до 5000 м в Заалайском хребте; соответственно уровни, синхронные различным горизонтам неогеновых моласс, занимают в рельефе гипсометрически более низкое положение. Эта реконструкция способна достаточно наглядно продемонстрировать "относительное однообразие абсолютных высот верхнего геоморфологического уровня" (Лоскутов, 1962, стр. 203), однако она не может служить доказательством его олигоцен-раннемиоценового возраста. С полной очевидностью в этом можно убедиться при анализе любого поперечного разреза хр. Петра 1. Например, рис. 13 позволяет заключить, что указанный хребет можно рассматривать как высокоподнятое западное крыло Яхсуйского синклинория, структуры которого, сложенные не только мел-палеогеновыми отложениями, но и верхнетретичными молассами, были созданы в основном движениями позднеплиоценовой тальбарской фазы складчатости (Чихачев и др., 1941) и значительно усложнены в четвертичном периоде. Совершенно очевидно, что срезающая эти структуры очень пологая поверхность верхнего геоморфологического уровня должна была образоваться позднее тальбарской фазы. Другими словами вершинный ярус рельефа хребтов Петра 1 и Заалайского несмотря на то, что он расположен выше 4500 м, имеет возраст не древнее времени формирования кулябского комплекса, т. е. не 32-35 млн. лет (подошва больджуанской свиты), а всего 2-3 млн. лет или даже менее. Соотношение геоморфологических уровней и складчатого субстрата на рис. 37 возможно было бы только в том случае, если бы основная фаза складчатости произошла в олигоцене, а с начала формирования больджуанской свиты и поныне все тектонические движения

имели бы эпейрогенический характер и не создавали складчатых деформаций. Понятно, что в этом случае неогеновые отложения залегали бы только во врезях среднего яруса рельефа, субгоризонтально выстилая их днища, а не участвовали бы в сложнейших дислокациях, отдельные части которых опущены ниже уровня моря (см. рис. 13).

Аналогичная ошибка, по мнению автора, допущена и в северной части профиля, изображенного на рис. 35. В соответствии с изложенным, очень полого наклоненный верхний уровень северного склона хр. Петра 1, срезающий здесь достаточно сложно дислоцированные мезозойские и палеогеновые толщи, мог сформироваться только после тальбарской фазы складчатости, т. е. этот уровень заведомо не может иметь раннемиоценовый возраст, как это допускалось О. К. Чедия и А. К. Трофимовым (1962 и др.). Это в свою очередь вызывает сомнения в обоснованности олигоценового возраста вершинной поверхности Памира южнее линии Дарваз-Каракульского краевого разлома (см. рис. 34, 35).

Эти два примера, как нам представляется, вполне очевидно показывают, что современное гипсометрическое положение какого-либо геоморфологического уровня не может служить критерием определения его геологического возраста. Поэтому возникает вопрос: действительно ли вершинная поверхность хребтов Памира и Южного Тянь-Шаня имеет олигоценовый возраст и действительно ли практически на всех гребнях этих хребтов могли сохраниться фрагменты столь древнего рельефа? Это в свою очередь обращает наше внимание на проблему оценки величины денудационного среза за новейший этап.

Величина денудационного среза. Вполне очевидно, что исследователи, предполагающие сохранение в современном рельефе значительного количества элементов доорогенного и раннеорогенного рельефа, должны одновременно считать незначительными темпы денудационного разрушения гребней основных хребтов. Это означает, что подавляющая часть обломочного материала, слагающего мощную толщу верхнетретичных мо-

чину денудационного разрушения водоразделов, а третий и четвертый могут дать определение только среднего денудационного среза горных областей или их крупных участков.

Первый метод был использован А. Е. Кривошуким (1965) при оценке денудационного среза Восточного Кавказа за последние 15 млн. лет; здесь эта величина изменяется от 1,5 – 2,0 км в хребтах известнякового Дагестана до 3,0 – 4,0 км в хребтах сланцевого Дагестана (осевая зона Восточного Кавказа). При анализе обрамления Таджикской депрессии этот метод малоэффективен в связи с резкими изменениями мощностей одновозрастных толщ в различных зонах. Здесь более полезным может оказаться обратный прием – по величине среза, определенной какими-либо иными методами, можно попытаться реконструировать разрез толщи, к настоящему времени полностью разрушенной денудацией.

Более перспективным в пределах описываемой области является второй способ оценки масштабов новейшего среза, однако в настоящее время его применение ограничено спорностью определений возраста многих интрузивных и метаморфических комплексов. Потенциальные возможности этого метода можно показать на примере Язгулемского хребта (см. рис. 34). В гребневой части последнего на абсолютной высоте более 5000 м обнаружены два выхода интрузивных пород, для которых имеются основания предполагать относительно молодой возраст. В обоих участках интрузивные породы имеют гипабиссальный облик; это с некоторой условностью позволяет считать, что их формирование происходило на глубине порядка 1,0 км.

Западный выход представлен диоритами и гранодиоритами Кумачдаринской интрузии, которая прорывает красную толщу юрско-нижнемелового (?) возраста. Абсолютный возраст различных пород этого плутона, определенный калий-аргоновым методом (Буданов и др., 1964),

составляет 41–95 млн. лет, что в целом соответствует позднему мелу и первой половине палеогена.

Восточный выход расположен в верховьях р. Роштдара (приток р. Рагзоу, левой составляющей р. Язгулем). Здесь в приводораздельной части Язгулемского хребта обнажаются мелкие интрузии среднего состава, которые прорывают верхнемеловые (?) известняки и толщу эффузивов предположительно раннепалеогенового возраста. Строение этого района изучено еще недостаточно и палеогеновый возраст указанных интрузивных тел требует дополнительного обоснования. Поэтому упоминание о них следует расценивать лишь как косвенное дополнение к сведениям, сообщенным о Кумачдаринской интрузии, относительно молодой (во всяком случае, позднемеловой) возраст которой не вызывает никаких сомнений.

Это обстоятельство позволяет усомниться в правильности наиболее распространенной сейчас датировки верхнего яруса рельефа Язгулемского хребта (см. рис. 34, 36). Если считать, что поверхность, объемлющая гребни основных хребтов Памира, действительно имеет олигоценовый возраст (см. рис. 34), то придется допустить, что "откапывание" указанных интрузивов и срезание их сводов плоскостной денудацией, завершившееся созданием предорогенной (олигоценовой) поверхности выравнивания, осуществилось всего за 20–50 млн. лет, а затем в последующие 30–35 млн. лет, в течение которых амплитуды и дифференцированность тектонических движений и скорости денудации и осадконакопления возросли по меньшей мере на один порядок, эта поверхность по совершенно неизвестным причинам была только рассечена линейной эрозией неогеновых врезов. По мнению автора, указанное допущение совершенно нереально, т. е. в гребне Язгулемского хребта не могли сохраниться участки олигоценского или олигоцен-раннемиоценового рельефа. Выделение их в предшествующих работах (см. рис. 34, 36), по всей видимости, обосновывалось только значительной высотой этого хребта.

Следует отметить, что и во многих других хребтах Памира и Афганского Бадахшага также обнажаются ин-

трузивные и метаморфические породы, возраст которых, по данным современных радиологических методов, укладывается в возрастные интервалы 10–50 млн. лет. К такого рода образованиям относятся, например, сравнительно небольшие массивы палеогеновых (?) гранитоидов (Геология..., 1973; Макстенек и др., 1971), обнажающихся в приводораздельной части хр. Патк, высота которого превышает 5000 м.

Как отмечалось в гл. П, омоложенные значения возраста по радиологическим данным определяют не время формирования соответствующих интрузивных и метаморфических комплексов, а время завершения наложенного метаморфизма (Хорева и др., 1968; Шанин и др., 1969). Так, для докембрийской ваханской серии Юго-Западного Памира большинство определений абсолютного возраста калий-аргоновым и рубидий-стронцевым методами дают величины порядка 10–30 млн. лет, а в отдельных случаях чаях-даже 7 ± 1 млн. лет (Шанин и др., 1969).

Сходные выводы сделаны при реконструкции температурно-временной истории других пород Юго-Западного Памира (Апруб и др., 1973). При этом было установлено, что время снятия тепловой нагрузки (выхода пород из зоны термического воздействия) $T^{\circ}C = 330 \pm 20^{\circ}C$ равно 5,9 млн. лет, а для $T^{\circ}C = 520 \pm 100^{\circ}C$ – 7,3 млн. лет. Эти выводы вполне согласуются с результатами применения радиологических методов на территории Восточного Афганистана (Desio et al., 19646). Здесь датировки по калий-аргоновому методу приходятся на интервал 8,6 – 23 млн. лет.

Изложенные факты свидетельствуют, что в пределах Памира и Афганского Бадахшана магматические и метаморфические процессы продолжались по меньшей мере до середины плиоцена. Поскольку же породы, преобразованные этими процессами, обнажаются на поверхности современного рельефа (в том числе и в гребнях высочайших хребтов), можно полагать, что средняя величина денудационного разрушения за время, истекшее после окончания на-

ложенного позднеальпийского метаморфизма, достигает многих сотен метров или даже нескольких километров. Совершенно очевидно, что еще большей должна быть величина среза за весь новейший этап.

Третий метод оценки величины среднего денудационного среза областей поднятия (по твердому стоку дренирующих их рек) применяется в настоящее время наиболее часто (Волин, 1946; Воскресенский, 1958; Габриэлян, 1971; Иверонова, 1969; Лопатин, 1950, 1952; Страхов, 1960 и др.). Общая величина денудированного материала, вынесенного из пределов поднятий (твердый сток рек), складывается из взвешенных и влекомых наносов и химического стока. В большинстве случаев измеряется только первый компонент. Количество влекомых наносов определяют приблизительно, полагая, что для равнинных рек оно составляет 10%, а для горных рек — 20–30% от взвешенных наносов (Волин, 1946; Лопатин, 1952; и др.). В то же время отмечается (Габриэлян, 1971; Растворова, 1973), что в ряде случаев количество перемещаемых по дну наносов не уступает количеству взвешенных осадков, либо даже превосходит его. Роль химической денудации изменяется в очень широких пределах, достигая в отдельных районах величины, сопоставимой с величинами других компонентов твердого стока.

Для территории Средней Азии наиболее полные сведения о скорости современных денудационных процессов приведены в монографии В. Л. Шульца (1965). По его данным, интенсивность смыва на большей части территории Памира и Южного Тянь-Шаня изменяется в пределах от 400 до 1000 Т/км² в год (0,16 – 0,4 мм/год). Эти величины рассчитаны только по данным взвешенных наносов. Если же учесть поправки на количество влекомых наносов и на сток растворенных веществ, который, по данным О. А. Алекина (1951), для бассейна р. Амударьи равняется 78,1 Т/км² (0,031 мм/год), то общая скорость денудационного среза возрастает не менее

чем на 20–30%. Наибольшей интенсивности, по данным В. Л. Шульца (1965), скорость денудации достигает в водосборе р. Вахш; здесь она равна 2560 Т/км^2 , а с учетом химического стока указанная величина возрастает до 2890 Т/км^2 (1,16 мм/год). В пределах водосбора р. Пяндж скорость смыва (без учета влекомых наносов и химического стока) равна 480 Т/км^2 (0,192 мм/год). В. Л. Шульц отмечает также, что эти величины, рассчитанные по твердому стоку рек, в отдельные годы могут существенно возрастать за счет массовых селей; известны случаи, когда за один сель выносилось количество наносов, в 10–20 раз превышающее нормальный годовой сток взвешенных наносов этих рек.

Следует подчеркнуть, что количественная оценка твердого стока дает возможность определить не общее количество всех продуктов денудации, а только ту их часть, которая выносится за пределы области разрушения. По данным Г. В. Лопатина (1950), эта "транзитная часть смыва" для равнин европейской части СССР составляет всего 3–4%, а для гор Урала и Кавказа – 8–20% от общего количества смытого материала. Отсюда следует, что истинная скорость денудационного разрушения областей поднятия в несколько раз превышает величину средней скорости денудации, рассчитанную по твердому стоку. По В. А. Растворовой (1973), для территории Кавказа нужно принять, что первая величина превышает вторую по меньшей мере в три раза.

Вполне очевидно, что данные о современных скоростях денудации какой-либо горной области не могут быть экстраполированы на 30–35 млн. лет ее предшествующей геологической истории, поскольку за это время неоднократно изменялись тектонические и физико-географические условия формирования рельефа. Однако в первом приближении величину новейшего среза можно определить, если подразделить новейший тектонический этап на основные стадии с более или менее однородными условиями развития рельефа и принять для каждой из этих стадий среднюю скорость денудации, равную средней скорости смыва (определенной по твердому стоку рек, т. е. явно заниженной)

у какой-либо современной области, имеющей сходные физико-географические условия.

По данным Ж. Корбеля (Corbel, 1959), обобщающим наблюдения по всем континентам, скорость "тотальной речной денудации" изменяется в зависимости от географических и климатических условий: для низменностей в пределах от 0,012 до 0,032 мм/год, а для гор — от 0,092 до 0,8 мм/год. Расчеты В. А. Волина (1946) показали, что средняя скорость денудации платформ составляет 0,030–0,038 мм/год, в бассейнах полугорных рек она изменяется в пределах 0,12–0,17 мм/год, а в горных областях достигает 0,45–0,57 мм/год. Г. В. Лопатин (1950), обобщив свои подсчеты "транзитной части эрозионной работы рек", приходит к выводу, что среднее понижение поверхности различных континентов изменяется в пределах от 0,03 до 0,14 мм/год, составляя в среднем для всей суши 0,09 мм/год.

Способ палеогеографических реконструкций средней скорости денудации для различных этапов был успешно применен В. А. Растворовой (1973) для территории горной Осетии. Показательно, что объективность метода была в этом случае подтверждена данными, полученными с помощью независимого способа определения денудационного среза (путем восстановления полного геологического разреза).

В пределах юга Средней Азии горообразовательный этап подразделяется на три стадии (Костенко, 1966, 1970), отличающиеся друг от друга скоростями тектонических движений — вступительную (олигоцен-ранний миоцен), главную (средний миоцен — средний плиоцен) и завершающую (поздний плиоцен — голоцен). По В. В. Лоскутову (1969), средняя амплитуда поднятий первой стадии (16 млн. лет) составляет 400 м, второй (14 млн. лет) — 1400 м, а в течение третьей стадии амплитуды поднятий достигают 3500 м. Учитывая эти величины поэтапных поднятий и сведения о климатических колебани-

ях в течение неогена и четвертичного периода (Давыдченко, 1962; Меламед, 1969; Костенко, 1970, 1972; Чедия, 1962-1972а) и сопоставляя эти данные со скоростью денудации, рассчитанной А. В. Волным, Г. В. Лопатыным, Ж. Корбелем и другими исследователями для современных районов со сходными физико-географическими условиями, можно принять, что в течение вступительной стадии средняя скорость денудации примерно соответствовала скорости смыва на современных платформах и низменностях с жарким климатом (0,012-0,032 мм/год). Соответственно величина среднего денудационного среза областей размыва за это время равна 200-500 м.

В течение главной стадии происходит постепенная аридизация и похолодание климата (Давыдченко, 1962; Меламед, 1969); можно предположить, что в условиях низко- и среднегорного рельефа средняя скорость денудации колебалась в пределах от 0,10 до 0,20 мм/год. Отсюда следует, что средний денудационный срез за это время достигал величины порядка 2000-3000 м.

В течение завершающей стадии формирование рельефа протекало на фоне резких и неоднократных изменений тектонической активности и физико-географических условий. По расчетам В. В. Лоскутова (1969), в позднем плиоцене и раннем плейстоцене (5,5 млн. лет) средние скорости поднятий почти в два раза превышали скорости поднятий главной стадии, а средняя высота хребтов возросла на 1100 м. Это дает возможность предположить, что средняя скорость денудации этого времени также превосходила скорость смыва в среднем миоцене - среднем плиоцене и достигала, по-видимому, величины 0,2-0,3 мм/год. Отсюда следует, что средний денудационный срез за поздний плиоцен - ранний плейстоцен составляет величину порядка 1000-1500 м.

В среднем плейстоцене - голоцене (последние 0,5 млн. лет) скорость воздымания хребтов резко возрастает. По В. В. Лоскутову (1969), в среднем плейстоцене Памир поднимался в 200 раз быстрее, чем в начале орогенического этапа, а средняя его высота за последние 0,5 млн.

лет увеличилась на 2400 м. Если распространить на этот промежуток времени данные о современных скоростях денудации Памира и Южного Тянь-Шаня (0, 5-1, 0 мм/год), то средняя величина среза составит 250-500 м.

Таким образом, общая величина денудационного среза высокогорного обрамления Таджикской депрессии в течение завершающей стадии достигает 1500-1700 м. Следует подчеркнуть, что она может оказаться существенно заниженной, поскольку при ее подсчете не были учтены результаты разрушительной деятельности ранне- и средне-четвертичного оледенений, намного превосходивших современное оледенение Памира и Тянь-Шаня (Трофимов, 1968, 1970). Масштабы гляциальной денудации прошлых эпох могли быть столь значительными, что полностью преобразили строение рельефа высокогорного обрамления Таджикской депрессии. Весьма показательны в этом отношении выводы, к которым пришли при анализе указанной проблемы на территории Кавказа Е. М. Шербакова (1973) и В. А. Растворова (1973). Эти исследователи развивают представления о ведущей роли в формировании рельефа орогенных областей нивально-гляциального и перигляциального уровней денудации, обусловивших выполаживание "сверху" междуречий высокогорных и среднегорных зон. При этом подчеркивается, что интенсивность денудационных процессов возрастает соответственно с увеличением скорости поднятий от периферии гор к их осевой зоне. По взглядам Е. М. Шербаковой и В. А. Растворовой, нивально-гляциальные и перигляциальные процессы денудации имели столь значительный размах, что относительно древние поверхности водно-денудационного генезиса сохранились только по окраинам Кавказа и у подножий хребтов, а во внутренних его районах эти поверхности полностью уничтожены денудацией и на древнем "остове" сформировались более молодые мезоформы (Мешеряков, 1965) рельефа, причем наиболее молодые из них расположены в осевой зоне.

Вопрос о количественной оценке разрушительной деятельности ледников до сих пор еще мало изучен. В большинстве работ скорость ледниковой денудации определяется величинами от 0,01–0,05 до 0,1–0,2 мм/год, однако нередко приводятся данные о скоростях экзарации, достигающих 5–20 мм/год (Евтеев, 1964; Иверонова, 1969; Калесник, 1963; Растворова, 1973; Флинт, 1963; Чернова, 1974; Шербакова, 1973; Corbel, 1962 и ряд др.). Для современных ледников Тянь-Шаня и Памира скорость экзарации колеблется в пределах 0,1–0,4 мм/год (Садыков, 1973), т. е. в течение современной эпохи общего сокращения оледенения средние скорости экзарации и общего смыва, рассчитанного по твердому стоку рек (Шульц, 1965), являются величинами одного порядка. Понятно, что во время максимальных оледенений интенсивность ледниковой денудации возрастала во много раз, и, не учитывая этого при оценке величины общего среза за четвертичный период, мы занижаем эту величину по меньшей мере на несколько сотен метров.

Суммируя полученные выше результаты, можно прийти к выводу, что судя по данным третьего метода оценки интенсивности разрушительных процессов, средний денудационный срез высокогорного обрамления Таджикской депрессии за новейший этап развития достигает 4,0–5,5 км, что примерно равно современным высотам основных хребтов Южного Тянь-Шаня и Памира.

Ч е т в е р т ы й способ количественной оценки среднего денудационного среза заключается в определении объема продуктов разрушения, снесенных с поднятий в смежные впадины, и представляет собой сочетание метода коррелятных отложений (Марков, 1948) и объемного метода (Ронов, 1949). Первый метод впервые был обоснован ещё Ч. Ляйеллем (1886, стр. 176), указавшим что "обнажение почвы и осаждение осадков составляют части одного и того же процесса. . . , их быстрота всегда должна ограничиваться одними и теми же причинами, и

перенесение твердого вещества в какую-либо известную местность должно соразмеряться со скоростью смыывания его в другой. . . Количество вновь воспроизводимых осадочных пластов всегда должно давать настоящую меру наименьшего обнажения, которому подвергалась земная поверхность". Совершенно очевидно, что если в гребнях современных хребтов сохранились фрагменты доорогенной поверхности выравнивания, которые как бы своеобразным пунктиром намечают контуры новейших поднятий, то общий объем коррелятных отложений равен суммарному объему денудационных полостей этой горной области; соответственно должны совпадать и объемы отдельных "террасовых долин" (Скворцов, 1948) и коррелятных им свит моласового комплекса. Отсюда следует, что, определив площадь областей преимущественной денудации и объем снесенных отсюда коррелятных отложений, мы можем определить средний денудационный срез поднятий за весь новейший этап и за отдельные его стадии.

По-видимому, первым, кто применил метод коррелятных отложений для оценки денудационного среза, был Ч. Дарвин (1955, стр. 207, 295). Он обратил внимание на равнины Патагонии, покрытые мощным слоем порфириновых галек, снесенных с Кордильер. Средняя толщина слоя равна 50 футам, а ширина галечникового пояса достигает 200 миль. Далее Ч. Дарвин (1955, стр. 295) подчеркнул, что эти "необъятные слои галечника и осадочные слои Патагонии. . . , будучи нагромождены на Кордильеры, увеличили бы их высоту на многие тысячи футов".

В более поздних работах метод коррелятных отложений использовался в сочетании с объемным методом (Ронов, 1949. и ряд др.). Для территории Южного Тянь-Шаня и Памира попытка количественной оценки среднего денудационного среза за новейший этап предпринималась автором (Бельский, 1969а, 1970в, 1972а, 1973б). Величина среднего среза в течение вступительной и главной стадии равна примерно 3000 м, а средняя скорость денудации за это время — 0, 1 мм/год. Проведенное в последнее время

глубокое бурение малоизученных ранее участков Таджикской депрессии и новые данные о неогеновых и четвертичных отложениях Северного Афганистана позволяют проверить и уточнить эти цифры.

Сущность расчетов заключается в следующем. Как уже отмечалось выше, при подсчете среднего денудационного среза поднятий определение суммарного объема смытых отсюда пород производится косвенно, по суммарному объему ($A_{\text{сум}}$) коррелятных отложений в предгорных впадинах. Последний состоит из объема молассовых толщ (A_1), отложившихся в межгорных и предгорных впадинах, т. е. в непосредственной близости от воздымающихся хребтов, и объема осадков (A_2), вынесенных за пределы этих прогибов во взвешенном и растворенном состоянии, т. е. $A_{\text{сум.}} = A_1 + A_2$.

В настоящее время определение величины A_2 для всего новейшего этапа крайне затруднительно, поэтому мы ее исключим из рассмотрения и условно примем, что $A_{\text{сум.}} = A_1$. Следует подчеркнуть, что тем самым мы заведомо допускаем ошибку, которая существенно (возможно даже в несколько раз!) занижает конечный результат расчетов, т. е. среднюю величину новейшего денудационного среза. Для пояснения следует отметить, что, судя по данным В. Л. Шульца (1965) о количестве взвешенных наносов и мутности воды различных участков Амударьи и Сырдарьи и их притоков, почти весь их твердый сток выносится на равнины, окружающие Тянь-Шань с запада, а в пределах Таджикской и Ферганской депрессий аккумулируется лишь небольшая часть наносов, смытых с хребтов Памира и Гиссаро-Алая. Понятно, что с учетом химического стока преобладание величины A_2 над величиной A_1 станет еще более значительным. Вполне очевидно в то же время, что отмеченное выше соотношение величин A_2 и A_1 характерно только для современной эпохи и не может быть экстраполировано на весь неотектонический этап развития. Однако если учесть данные о транзитном стоке крупнейших современных рек мира, нахо-

дящихся в различных физико-географических условиях (Волин, 1946; Лопатин, 1950, 1952; Corbel, 1946 и ряд др.), и принять во внимание то обстоятельство, что в кайнозое Таджикская депрессия ни разу не превращалась в замкнутый, бессточный бассейн, то нетрудно сделать вывод, что на протяжении всего новейшего этапа составляющая стока р. Праамударьи A_2 превышала составляющую A_1 , либо, во всяком случае, они имели близкие величины.

Для упрощения дальнейших расчетов принимается, что площади поднятий и прогибов не изменялись во времени и на протяжении всего неотектонического этапа были примерно равными друг другу. Кроме того, допускается, что денудация областей сноса и седиментация в предгорных впадинах происходила равномерно по всей их площади и с постоянной скоростью для каждого из выделенных этапов. Это означает, что средняя величина новейшего денудационного среза Гиссаро-Алая и Памира примерно равна средней мощности молассового комплекса Таджикской депрессии, а для отдельных эпох средняя величина денудации равна средней мощности соответствующих свит данного комплекса.

Поясним эти допущения. По наиболее распространенным в настоящее время взглядам (Н. П. Костенко, В. В. Лоскутов, А. К. Трофимов, О. К. Чедия и др.), в течение неогена основные речные долины Памира и Гиссаро-Алая имели продольную по отношению к тектоническим структурам ориентировку. Судя по палеогеографическим схемам, составленным Н. П. Костенко и О. К. Чедия (рис. 40, 41), территория Южного Тянь-Шаня дренировалась в основном двумя крупными субширотными водотоками — Празеравшаном и Праягнобом, которые выносили все продукты смыва с Зеравшанского хребта, с южного склона Туркестанского хребта и с северного склона Гиссарского хребта на предгорную равнину, расположенную у их западного окончания. На территорию же Таджикской депрессии попадали



Рис. 40. Реконструкции главных путей переноса осадков в неогене (по Н. П. Костенко, 1970, фиг. 83 и 84, фрагмент). Области денудации: 1 — до 3000 м, 2 — низкорогорье, 3 — возвышенные равнины и плато, 4 — погребенные поднятия, 5 — сквозные долины, 6 — пути переноса осадков. Области аккумуляции: 7 — граница древней алувиальной равнины р. Амударья, 8 — пески, глины, 9 — брекчии, 10 — конгломераты.

продукты денудации только со сравнительно небольшой территории юго-восточного склона хр. Кугитангтау и южных склонов Гиссарского и Алайского хребтов. Общая площадь этой области сноса не превышает 14000-15000 км². Некоторое ее увеличение (совершенно, впрочем, незначительное) произошло только в плиоцене и в четвертичном периоде, в течение "стадии великой перестройки" и последовавшей затем "стадии сквозных долин" (Костенко, 1970, стр. 128-142), однако это возрастание твердого стока с Гиссаро-Алая могло оказать небольшое влияние только на мощность верхних горизонтов молассового комплекса.

Судя по этим же палеогеографическим схемам, территория Памира в течение почти всего новейшего этапа под-

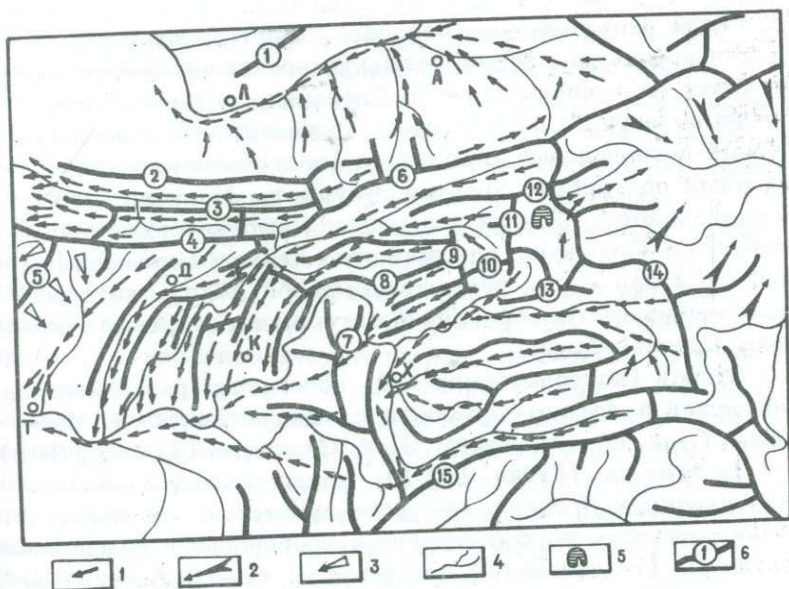


Рис. 41. Реконструкция плиоценовой гидросети Таджикистана и сопредельных районов.

1-3 - основные направления водотоков в плиоцене (1 - по О. К. Чедия, 1972, фиг. 51; 2 - по В. М. Синицыну, 1957, 1963; 3 - по В. Д. Босову, 1972; Н. И. Гридневу, 1955; и др.); 4 - основные современные реки; 5 - оз. Каракуль; 6 - основные современные водоразделы (хребты: 1 - Кураминский, 2 - Туркестанский, 3 - Зеравшанский, 4 - Гиссарский, 5 - Кугитангтау, 6 - Алайский, 7 - Сафедихирс, 8 - Дарвазский, 9 - Академии наук, 10 - Сев. Танымас, 11 - Зулумарт, 12 - Музкольский, 13 - Сарыкольский, 14 - Гиндукуш). Населенные пункты: Л - Ленинабад, А - Андижан, Д - Душанбе; Т - Термез; К - Куляб; Х - Хорог.

разделялась тремя основными водоразделами на три автономных денудационных бассейна. Первый водораздел (в дальнейшем мы будем называть его северопамирским) проходит по гребням хребтов Сафедихирс, Дарвазского, Академии наук, Сев. Танымас, Зулумарт и Заалайского. Второй региональный водораздел (восточнопамирский) проходил по гребням хребтов Зулумарт, Музкольского и Сарыкольского. Третий водораздел, соответствующий гребню хр. Гиндукуш, одновременно является крупнейшим орографическим разделом Высокой Азии, который разграничивает бассейн Индийского океана и речные системы Средней Азии.

Второй (восточнопамирский) водораздел разграничивал Таримский и Афгано-Таджикский седиментационные бассейны. Судя по материалам В. М. Сеницына (1957, 1963) и Л. Б. Вонгаза (Губин, 1961), в кашгарском и яркендском секторах Предкуньлуньского предгорного прогиба общая мощность грубообломочных неогеновых и нижнечетвертичных (?) отложений достигает 5, 0 - 5, 5 км. Поскольку ширина этого предгорного прогиба лишь немногим уступает ширине восточного склона Сарыкольского хребта и, кроме того, значительная часть продуктов денудаций этого хребта была вынесена из прогиба в центральную часть Таримской впадины, то можно утверждать, что величина новейшего денудационного среза восточнопамирского регионального водораздела измеряется не первыми сотнями метров, а несколькими километрами.

Как можно видеть на рис. 41, наибольшие размеры имела область денудации, расположенная между этими тремя основными водоразделами. Общая ее площадь достигала 70000 - 75000 км². По представлениям Н. К. Костенко, В. В. Лоскутова, О. К. Чедия и многих других исследователей, в пределах этого денудационного бассейна, так же как и в Южном Тянь-Шане, русла крупных рек в течение неогена были приурочены к продольным "долинам-впадинам" (Костенко, 1963, 1970), а основной сток продуктов денудации был направлен в осе-

вую часть Таджикской депрессии (на аллювиальную равнину Праамударьи) через южную часть Афганского Бадахшана. Формирование грандиозной сквозной долины Пянджа (от пос. Ишкашим до пос. Калайхумб), разрушившей этот транзитный путь, по Н. П. Костенко и О. К. Чедия, осуществилось в результате серии боковых перехватов южных продольных рек северными; при этом, по Н. П. Костенко (рис. 40), первый сквозной участок этой долины образовался еще в плиоцене, а по О. К. Чедия (1972а, стр. 177), "меридиональное колено Пянджа" возникло только в раннем плейстоцене. Эти различия, впрочем, совершенно несущественны, поскольку из обоих вариантов следует, что со стороны Памира в северную половину Афгано-Таджикской депрессии (имеется в виду правобережье Праамударьи) могли поступать продукты смыва только с территории, расположенной севернее северопамирского регионального водораздела. За вторую границу этой области денудации принимается линия Дарваз-Каракульского разлома, который, по О. К. Чедия и М. М. Кухтикову, в течение всего альпийского этапа разграничивал области поднятия (Северный Памир) и прогибания (Таджикская депрессия). Общая площадь оконтурированной таким образом области сноса равна примерно 16000 - 17000 км². В действительности эта величина должна быть несколько меньшей, поскольку при подсчете не учитывалось, что в отдельных участках неогеновая аккумуляция "перехлестывала" через Дарваз-Каракульский разлом на 15-25 км (см. рис. 9), уменьшая тем самым площадь района денудации.

Таким образом, палеогеографические реконструкции (см. рис. 40 и 41) позволяют считать, что в пределы советской части Афгано-Таджикской депрессии, расположенной севернее аллювиальной равнины Праамударьи, в течение почти всего новейшего этапа могли поступать продукты смыва только с южной окраины Гиссаро-Алая, с северо-западной и северной окраин Памира. Общая площадь этих двух областей сноса не превышала 3000-

32000 км², тогда как площадь северной половины Таджикской депрессии (правобережья Праамударьи), даже без учета территории хр. Петра 1 и Алайской долины, достигала 45000 – 46000 км². Отсюда следует, что допущение о примерном равенстве площадей областей сноса и аккумуляции, принятое нами для упрощения расчетов, не только не может зависить количественную оценку среднего денудационного среза новейших поднятий, но даже существенно ее занижает.

Вполне очевидно, что последний вывод справедлив лишь в той мере, в какой правильны традиционные представления о неогеновой палеогеографии Таджикистана (см. рис. 40, 41). Эта оговорка, впрочем, не имеет существенного значения. Например, если предположить, что самые древние водотоки, вопреки общепринятым взглядам, имели не продольные, а поперечные направления (т. е. что в северную половину Таджикской депрессии поступали продукты смыва с территории, расположенной южнее Зеравшанского и Алайского хребтов, и почти со всей территории Памира к северу от хр. Гиндукуш), то даже в этом случае площадь областей смыва превышает площадь области аккумуляции всего в 1,5 – 2,0 раза. Это, во-первых, не может принципиально дискредитировать сделанные на основании других методов выводы о том, что новейший денудационный срез по меньшей мере на порядок превышает наиболее распространенные сейчас его оценки, а, во-вторых, уничтожение в современном рельефе почти всех следов гипотетической первичной поперечной гидросети само по себе доказывает весьма значительный денудационный срез и опровергает мнение о возможности сохранения в гребнях крупных хребтов фрагментов доорогенного рельефа.

Прежде, чем перейти к изложению других стадий расчета, следует отметить, что многие исследователи считают объемный метод определения денудационного среза недостаточно точным из-за неизбежной произвольности некоторых элементов палеогеографических рекон-

струкций, неоднократных изменений границ прогибов и пр. (Растворова, 1973); поэтому использование данного метода должно сопровождаться оценкой масштаба и знака возможных ошибок.

Наиболее существенное влияние на результаты расчета суммарного объема коррелятных отложений обычно оказывают погрешности палеогеографических схем. Для территории Таджикской депрессии наиболее детальными палеогеографическими реконструкциями являются литолого-фашиальные схемы различных эпох неогена, составленные В. Д. Босовым (1964, 1972) и Я. Р. Меламедом (1965, 1969). Попытаемся оценить масштаб ошибок, возможных при определении по этим схемам суммарного объема верхнетретичных моласс, что, в свою очередь, дает возможность уточнить величину денудационного среза в течение вступительной и главной стадий горообразования. По наиболее распространенным взглядам, во время вступительной стадии предгорные прогибы представляли обширные, но неглубокие впадины, территориально преобладавшие над невысокими поднятиями обрамления (Костенко, 1970). В течение главной стадии площадь впадин значительно сокращается в связи с вовлечением их окраин в поднятия; отдельные межгорные впадины как области абсолютного прогибания и аккумуляции вообще отмирают. Еще более усиливается указанный процесс в течение заключительной стадии. Понятно, что в соответствии с этой схемой наибольшую площадь должна занимать больджуанская свита, а все остальные свиты молассовой толщи должны последовательно занимать все меньшую и меньшую площадь. В действительности же на схемах В. Д. Босова и Я. Р. Меламеда больджуанская, хингоуская и тавильдаринская свиты занимают практически одинаковую площадь (отклонения их друг от друга не превышают 3-4%), причем наибольшую площадь занимает не больджуанская, а более молодая хингоуская свита; судя по тем же схемам, площадь распространения каранакской и полизакской свит сокращается соответственно до 85 - 88% и 75 - 80% от

площади распространения хингоуской свиты. Если учесть, что в современной структуре отложения больджуанской свиты, как правило, не распространяются за крупные разломы, ограничивающие Таджикскую депрессию от смежных поднятий, и что "перехлестывающие" через эти поднятия верхнемиоценовые и плиоценовые отложения с резким несогласием ложатся здесь на мезозойские и палеозойские образования, то станет очевидным, что первоначально отложения нижних горизонтов верхнетретичного молассового комплекса были распространены на значительно большей территории, чем это предусматривается схемами В. Д. Босова и Я. Р. Меламеда, а позднее, но еще до отложения верхних свит этого комплекса, на некоторых площадях указанные отложения были полностью уничтожены денудацией. (Для территории восточного обрамления Таджикской депрессии эта закономерность будет обоснована в последующих главах). Другими словами, эти схемы несколько занижают истинный объем толщи коррелятных отложений, однако величина погрешности не может быть значительной (не более 3-5%).

Далее, если сравнить палеогеографические реконструкции В. Д. Босова и Я. Р. Меламеда с геологическими картами, то можно легко установить, что изображенные на этих схемах локальные поднятия и площади, где мощность свит сокращается до 100-300 м, в общем соответствуют контурам участков, где в современной структуре неогеновые отложения отсутствуют (либо, как нередко выясняется в последнее время по данным бурения, погребены под надвигами). Поскольку площадь таких участков не превышает 15% от общей площади Таджикской депрессии, то можно заведомо утверждать, что если даже на схемах В. Д. Босова и Я. Р. Меламеда и не изображены какие-то внутридепресссионные поднятия, где неогеновые отложения отсутствуют первично, то следующая из этого ошибка в сторону завышения истинного объема молассового комплекса должна быть небольшой (во всяком случае намного меньше 10%) и в значительной мере уравниваться предыдущей поправкой.

В полной мере, как нам представляется, этот вывод применим и при определении ошибки, вызванной тем, что некоторая часть молассовой толщи помимо терригенных образований, смытых с внешнего обрамления Таджикской депрессии, включает также продукты денудации внутридепрессионных локальных поднятий. Если даже предположить, что скорость денудации повсеместно была примерно одинаковой (в действительности она в обрамлении была выше в связи с большей высотой поднятий), и учесть, что площадь локальных поднятий была сравнительно невелика (не более 10-15% площади Таджикской депрессии), то можно сделать вывод, что величина этой ошибки не превышает 10%. В действительности эта поправка может оказаться значительно меньшей, поскольку часть обломков мезозойских и палеогеновых пород принесена из обрамления, а не с локальных поднятий; кроме того, значительная часть осадков, смытых с внутридепрессионных поднятий, представлена переотложенными породами нижних горизонтов верхнетретичного молассового комплекса, которые первоначально образовались из осадков, смытых с поднятий обрамления.

Еще одна ошибка, которую обычно допускают при оценке денудационного среза, заключается в том, что для упрощения расчетов объем пород, удаленных денудацией, приравнивают к объему коррелятных отложений, тогда как в действительности равны не объемы этих образований, а их массы (произведения средней плотности пород на объем). По данным С. И. Дембицкого (1971, 1973), средняя объемная плотность верхнетретичных моласс Таджикской депрессии равна примерно 2,45 - 2,50 г/см³ (для толщи дарвазских конгломератов указана величина, превышающая 2,60 г/см³), а средняя плотность пород Гиссаро-Алая (т. е., по-видимому, и всего обрамления депрессии) составляет 2,65 - 2,75 г/см³. Отсюда следует, что суммарный объем коррелятных отложений превышает суммарный объем пород, разрушенных денудацией, примерно на

10%, т. е. соответственно может быть завышена и рассчитанная величина среднего среза.

Кроме того, при подсчете суммарного объема молассовых отложений Таджикской депрессии нужно иметь в виду и некоторые новые данные бурения, полученные в последние годы и не учтенные в схемах В. Д. Босова и Я. Р. Меламеда. Так, эти исследователи в соответствии с представлениями, высказанными еще в 30-е годы (Губин, 1960, стр. 151), изображали на своих схемах Яванскую впадину как район, где неогеновые отложения имеют незначительную мощность или даже отсутствуют первично; для четвертичного покрова И. Е. Губиным (1960) указывалась мощность порядка 120 м. В действительности же бурением установлено (Кондур и др., 1974), что мощность неоген-четвертичной толщи здесь превышает 5000 м; при этом мощность кулябского и более молодых комплексов равна 1950 м. Следует также отметить, что на многих структурах центральной части Таджикской депрессии бурением установлены надвиги с амплитудой горизонтального перекрытия до нескольких километров (Беккер и др., 1974 и ряд др.), причем в лежащих крыльях этих нарушений почти всегда обнаруживаются неогеновые отложения. Отсюда следует, что суммарный объем молассового комплекса может иметь заметно большую величину, чем следует из реконструкций В. Д. Босова и Я. Р. Меламеда.

Еще одна погрешность, ведущая к незначительному занижению величины денудационного среза поднятий образования, заключается в том, что в объем коррелятных отложений не включается объем неогеновых образований не больших внутренних впадин Тянь-Шаня и Памира.

Таким образом, возможные погрешности составляют не более 10-15% измеряемой величины, причем одни из них имеют положительный знак, а другие — отрицательный. Поэтому для упрощения расчетов можно принять, что рассмотренные поправки примерно уравнивают друг друга. Отсюда и суммарные объемы молассового комплекса

Таджикской депрессии и пород, смытых с ее обрамления, можно считать примерно равными друг другу, а если учесть корректность обоснованного выше для этого региона допущения о примерном равенстве площадей областей сноса и аккумуляции, то должны быть примерно равными и средние величины мощности молассового комплекса и денудационного среза. Принципиальная ошибка, в результате которой величина среднего денудационного среза окажется завышенной в несколько раз, представляется нам невозможной, поскольку в расчете не используются данные об осадках, вынесенных за пределы Таджикской депрессии. Более вероятным кажется, что объем этого транзитного стока наносов столь велик, что рассчитанная изложенным выше способом величина среднего денудационного среза в действительности значительно меньше реальной величины этого параметра.

Первый вариант расчета денудационного среза обрамления Таджикской депрессии проводился автором (Бельский, 1970в, 1972а, 1973б) по литолого-фациальным схемам различных эпох неогена, составленных В. Д. Босовым (1962; 1964) и Я. Р. Меламедом (1965, 1969). Палеогеографические реконструкции этих исследователей и применяемые ими схемы стратиграфического расчленения верхнетретичных моласс значительно отличаются друг от друга, поэтому двукратное определение объема и средней мощности молассового комплекса является лишней проверкой объективности результатов. Следует отметить, что указанные схемы охватывают только советскую часть Таджикской депрессии, однако поскольку на протяжении всего новейшего этапа развития эта территория находилась на правом берегу субширотной р. Праамударьи (рис. 40, 41), то развитые здесь молассовые отложения характеризуют денудационный срез Южного Тянь-Шаня и Северного Памира.

В последнее время палеогеографические схемы Я. Р. Меламеда и В. Д. Босова (1972) были несколько уточнены благодаря использованию новых наблюдений.

Кроме того, Ю. А. Воскресенской (Лебзин, 1972) составлена карта (1: 500000) распределения в современной структуре мощностей неогеновых и четвертичных отложений, учитывающая основные данные бурения по советской части Таджикской депрессии и материалы, полученные в последние годы по афганской части впадины. Все эти схемы и послужили основой для уточненного варианта определений средней величины денудационного смыва в течение вступительной и главной стадий орогенического этапа (олигоцен-ранний плиоцен), продолжительность которых равна примерно 30 млн. лет.

Основные результаты расчетов. Общая площадь таджикской депрессии (территория восточнее $66^{\circ}20'$ в. д., расположенная между хребтами Южного Тянь-Шаня, Внутреннего Дарваза и Северо-Афганским выступом палеозойского фундамента) равна примерно $68000-71000 \text{ км}^2$; при этом площадь советской части депрессии равна $45000-46000 \text{ км}^2$, а афганской — $23000-25000 \text{ км}^2$.

При изложении данных используем следующие обозначения: А — суммарный объем отложений определенного возраста, примерно равный объему пород, смытых с соседних поднятий за этот же промежуток времени; Б — средняя мощность этих пород, примерно равная средней величине денудационного среза за соответствующий этап; В — средняя скорость осадконакопления, примерно равная средней скорости денудации. Длительность основных стадий горообразования принимается (по В. В. Лоскутову, 1969) равной 16 млн. лет для вступительной стадии и 14 млн. лет — для главной.

В. Д. Босовым (1962-1972) составлены литолого-фациальные схемы для всей территории советской части Таджикской депрессии. Общий объем отложений, отнесенных этим исследователем к верхнему олигоцену (Босов, 1972, рис. 40), равен 22400 км^3 ; длительность этапа равна примерно 10-11 млн. лет, $B = 465 \text{ м}$, а $V = 0,045 \text{ мм/год}$. Для нижнего олигоцена (длительность примерно 5-6 млн. лет) величина $A = 34200 \text{ км}^3$,

$B = 745$ м, а $V = 0,135$ мм/год. Таким образом, в среднем для вступительной стадии горообразования, по данным В. Д. Босова, $A = 56600$ км³, $B = 1210$ м и $V = 0,075$ мм/год.

Для сравнения отметим, что, по представлениям В. В. Лоскутова (1969), отрицающего возможность значительного денудационного среза, средняя величина поднятия Памира в течение вступительной стадии составляет всего 400 м, а средняя скорость этих движений — всего 0,025 мм/год, т. е. в 3 раза меньше рассчитанных выше величин B и V . Следует подчеркнуть, что поднятия, указанные В. В. Лоскутовым, вполне могут быть уничтожены плоскостной денудацией даже при платформенном режиме развития, поскольку в этом случае, по данным А. В. Волина (1946) и Ж. Корбеля (Corbel, 1959), средние скорости смыва составляют 0,030–0,035 мм/год.

В течение главной стадии в пределах территории, изученной В. Д. Босовым, сформировалась терригенная толща, суммарный объем которой достигал $A = 90500$ км³; соответственно $B = 1970$ м, а $V = 0,14$ мм/год. В целом же, по материалам этого исследователя, суммарный объем верхнетретичного молассового комплекса в пределах рассмотренной территории равен 147000 км³, а средняя его мощность (и соответственно величина среднего денудационного среза обрамления Таджикской депрессии за поздний олигоцен — ранний плиоцен, т. е. примерно за 30 млн. лет) — 3180 м.

Схемы Я. Р. Меламеда (1969) составлены для несколько меньшей территории, чем схемы В. Д. Босова; ее площадь равна 39000 км². Поскольку Я. Р. Меламед не включил в свои схемы территорию Сурхандарьинского прогиба, где мощности неогеновых отложений намного больше, чем в центральной части Таджикской депрессии, и не привел схемы распределения мощностей олигоценовой части разреза верхнетретичного молассового комплекса (шурьсайских слоев), то можно заранее ожидать, что средние величины, рассчитанные по этим схемам, будут меньше соответствующих величин, рассчитанных по материалам В. Д. Босова.

По данным Я. Р. Меламеда, для нижнего миоцена $A = 21400 \text{ км}^3$, $B = 550 \text{ м}$, $V = 0,1 \text{ мм/год}$, а для среднего миоцена — раннего плиоцена $A = 87300 \text{ км}^3$, $B = 2240 \text{ м}$, $V = 0,16 \text{ мм/год}$. Таким образом, суммарный объем неогеновой толщи составляет 109000 км^3 , а ее средняя мощность равна 2790 м ; с учетом же мощности шурьсайских слоев последняя величина (и соответственно величина денудационного среза обрамления Таджикской депрессии в течение вступительной и главной стадии) возрастает по меньшей мере до 3000 м .

Таким образом, результаты оценки денудационного среза Гиссаро-Алая и Памира за поздний плиоцен — ранний плиоцен, проведенной по двум самостоятельным источникам, практически совпадают друг с другом. Если учесть, что длительность заключительной стадии равна 6 млн. лет, и допустить, что средняя скорость смыва сохранилась на том же уровне, что и на протяжении предшествующего этапа ($0,10 - 0,15 \text{ мм/год}$), то минимальная величина среднего денудационного среза за средний плиоцен — голоцен составит $600-800 \text{ м}$, а за весь новейший этап развития она достигает примерно $3500-3800 \text{ м}$.

Несколько меньшие величины были получены при анализе схемы мощностей неоген-четвертичных отложений, составленной для всей территории Таджикской депрессии (Лебзин, 1972): $A = 183600 \text{ м}^3$ и $B = 2650-2700 \text{ м}$. Если же учесть и мощности олигоценовых шурьсайских слоев, соответствующих нижней части молассового комплекса, то величина B возрастает до $2900-3000 \text{ м}$. Следует подчеркнуть, что некоторое уменьшение этой величины по сравнению с результатами подсчетов по схемам В. Д. Босова и Я. Р. Меламеда объясняется главным образом тем обстоятельством, что схема Ю. А. Воскресенской и Е. В. Лебзина — это не палеогеографическая реконструкция, а карта распределения мощностей неогеновых и четвертичных отложений в современной структуре. Совершенно очевидно поэтому, что рассчитанная по ней величина B должна быть меньше истинной величины средней мощности

неоген-четвертичного чехла Таджикской депрессии и соответственно величины среднего денудационного среза обрамляющих ее высокогорных хребтов,

х х
х

Изложенные выше сведения позволяют считать, что минимальная величина среднего денудационного среза высокогорного обрамления Таджикской депрессии за новейший тектонический этап равна 3000–3500 м; соответственно средняя скорость денудации в течение этого периода равна 0,09 – 0,10 мм/год, что соответствует минимальным скоростям денудации современных низкогорий и всего лишь в 3 раза превышает скорость смыва на современных платформах (Волин, 1946; Лопатин, 1950, 1952 и ряд др.). Все эти параметры имеют величину, по меньшей мере в 5–10 раз большую, чем это следует из наиболее принятых в настоящее время представлений (Н. П. Костенко, В. В. Лоскутов, С. А. Несмеянов, А. К. Трофимов, О. К. Чедия и др.). По мнению автора, столь значительные скорости разрушения областей сноса делают совершенно невозможным предполагаемое этими исследователями сохранение на гребнях всех основных хребтов Памира и Гиссаро-Алая значительных по площади участков олигоцен-раннемиоценового рельефа (до 18–20% современной площади Памира и до 8–9% площади Гиссаро-Алая) и соответственно коррелятность среднего яруса рельефа хингоуской и более молодым свитам молассового комплекса Таджикской депрессии.

Достоверность последнего вывода можно подтвердить еще одним расчетом. Как показали измерения, произведенные по геоморфологическим профилям в работах Н. П. Костенко (1961б, 1966–1973), В. В. Лоскутова (1962, 1964), Н. П. Несмеянова (1971) и О. К. Чедия (1962, 1972, фиг. 16), в пределах Южного Тянь-Шаня

и Западного Памира суммарные объемы полостей современного рельефа, формировавшихся, по представлениям этих исследователей, с позднего олигоцена по ранний плейстоцен, составляют не более 9–10% общего объема поднятий, а на Восточном Памире этот показатель уменьшается до 4%. При этом принималось, что указанные полости вырезаны реками в телах огромных блоков, а не являются грабенами, переработанными эрозией. Как можно видеть на рис. 38, для большей объективности подсчета был избран вариант А, при котором образуется значительно больше продуктов разрушения, чем при варианте Б. Поскольку в действительности последний встречается гораздо чаще варианта А, то общее количество обломочного материала, образовавшегося при формировании полостей современного рельефа Памира и Гиссаро–Алая, заведомо должно быть меньше, чем 10% объема этих поднятий. Последняя величина подсчитывалась между уровнем моря и реконструкцией олигоценовой (доорогенной) поверхности выравнивания в современном рельефе (см. рис. 34, 35).

Приведенные выше результаты расчета свидетельствуют, что если бы в гребнях всех основных хребтов Памира и Гиссаро–Алая действительно сохранились фрагменты олигоценовой поверхности выравнивания, то средняя мощность верхнетретичного молассового комплекса Таджикской депрессии не могла бы превышать 400–500 м даже при явно неверном условии, что все продукты денудации оставались в этой впадине и не выносились за ее пределы. Тем более нереальными кажутся построения А. К. Трофимова (1973, фиг. 2), согласно которым мощность свит кайнозойских моласс во впадинах Средней Азии в 2–3 раза превосходит средние величины синхронных им цикловых врезов в смежных поднятиях.

Совершенно очевидно, что разность суммарного объема молассового комплекса Таджикской депрессии и суммарного объема полостей врезов в ее обрамлении соответствует суммарному объему продуктов разрушения, смытых с водоразделов. Если учесть, что первая величина превышает

вторую по меньшей мере в 5 раз, то можно сделать вывод, что снижение гребней хребтов Гиссаро—Алая и Памира за неотектонический этап развития должно быть почти равным величине среднего денудационного среза этих областей поднятия.

Изложенные выше результаты количественного определения средней величины новейшего денудационного среза требуют введения существенных коррективов в традиционные представления о возрасте и истории рельефа и новейшей структуре высокогорного обрамления Таджикской депрессии. Если будет установлено, что денудация имела более или менее одинаковую скорость по всей территории Памира и Гиссаро—Алая, то реконструкция новейшей структуры этих горных стран останется прежней, изменятся только датировка ярусов рельефа (в сторону их омоложения) и расчеты скоростей новейших тектонических движений в течение различных этапов. Более вероятным, однако, нам кажется предположение, что скорость денудации существенно изменялась не только во времени, но и в пространстве. В этом случае в современном рельефе могли уцелеть элементы достаточно древнего рельефа, однако сохранение подобных реликтовых "оазисов" должно компенсироваться значительно ускоренными (в сравнении со средними величинами) темпами разрушения каких-либо других участков этих горных стран. Другими словами, если в одном из крупных блоков Памира денудация имела величину порядка первых сотен метров и здесь действительно сохранились фрагменты олигоцен—раннемиоценового рельефа, то в других блоках величина новейшего среза должна измеряться многими километрами. Совершенно очевидно, что при этом на геоморфологических картах должна исчезнуть стройная картина разновозрастных уровней, расположенных в разных хребтах на примерно одинаковых высотах; соответственно на неотектонических схемах относительно пологий и слабо дифференцированный Памирский свод, в новейшей структуре которого практически не проявляются элементы с различной предысторией, превратится в очень сложную склад-

чато-глыбовую конструкцию, в которой вертикальные амплитуды новейших смещений блоков друг относительно друга будут измеряться не первыми сотнями, а многими километрами.

Следует отметить также, что подтверждение значительной величины новейшего среза и следующей отсюда необходимости более молодой датировки возраста многих форм рельефа поставит под сомнение наиболее распространенные сейчас взгляды о существовании продольной гидро-сети, дренирующей Памир, Таджикскую депрессию и Гиссаро-Алай, еще с олигоцена и, по мнению автора, делает более вероятным предположение о том, что древнейшие водотоки этого региона имели первоначально поперечное по отношению к основным структурам направление, а продольные участки долин образовались значительно позднее, в плиоцене и четвертичном периоде.

У. ГЕОМОРФОЛОГИЯ И МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Основные геоморфологические особенности Юго-Западного Дарваза и смежных областей описывались многими исследователями (Бурачек, 1934а; Костенко, 1961-1972; Лоскутов, 1962-1973; Чедия, 1957-1972 и ряд др.). Нами основное внимание уделяется анализу морфоструктурных особенностей ключевых участков и разбору некоторых дискуссионных вопросов (возраст различных ярусов рельефа, поперечные поднятия, геоморфологическая роль сдвигов и др.).

х х
х

По представлениям О. К. Чедия и многих других исследователей, Внутренний Дарваз в течение всего новейшего этапа развития являлся северо-западной окраиной Памирской области устойчивых поднятий, а Внешний Дарваз вплоть до полизакского времени входил в состав Предпамирского прогиба и лишь в конце плейстоцена его территория была вовлечена в поднятия. При этом отмечалось, что в отличие от Заалайского хребта, для северного склона которого "характерна выраженность в рельефе отдельных блоков, ... ярусное строение Дарваза... обусловлено главным образом этапностью врезания водотоков" (Чедия и др., 1962, стр. 221). Другими словами, хребты рассматриваемой области являются не столько морфоструктурными, сколько морфоскульптурными ("выпиленными" из тела более крупного поднятия) образованиями (см. рис. 1 и 4).

Относительно возраста рельефа Юго-Западного Дарваза высказывались различные точки зрения. По О. К. Чедия

(19576, стр. 21), верхний ярус рельефа Внутреннего Дарваза "со значительным расчленением был уже сформирован в верхнем неогене". Судя по палеогеографическим схемам Н. П. Костенко (рис. 40), указанный ярус начал формироваться еще в олигоцене—раннем миоцене. По В. В. Лоскутову (рис. 42), фрагменты столь древнего рельефа сохранились только в собственно Дарвазском хребте, а в юго—западных его отрогах вершинный ярус рельефа имеет среднемиоценовый—раннечетвертичный возраст.

Наиболее древним элементом рельефа Внутреннего Дарваза О. К. Чедия (19576—1972а) и В. В. Лоскутов (1962—1973) считают фрагменты так называемого "Обихумбуоского пенеплена". По О. К. Чедия (1971, стр. 286, 287), "на левом берегу долины этой реки на абсолютной высоте 3600—3800 м наблюдается обширная плоскогоризонтальная, слегка холмистая поверхность, выработанная на интенсивно дислоцированных породах среднего и верхнего палеозоя. К северо—западу и западу (хр. Джаридарида) эта поверхность несколько понижается, скрываясь под неогеновыми конгломератами, наиболее древними из которых являются отложения тавильдаринской свиты... Анализ геологических разрезов этого района позволяет предполагать, что указанный древний пенеплен северо—западнее сброшен по Дарваз—Каракульскому разлому и здесь, вероятно, перекрыт более древними (мезозойскими, вплоть до нижней юры?) породами" (рис. 43, 44).

Пенеплены являются наиболее надежными реперами ("нулевыми поверхностями", по определению Н. С. Шатского) для изучения всех последующих тектонических движений, поэтому картирование в ссеременном рельефе реликтовых участков указанных денудационных поверхностей первого порядка имеет принципиально важное значение при морфоструктурном анализе. Видимо, именно по этой причине на геоморфологических картах Гиссаро—Алая и Памира, составленных Н. П. Костенко, В. В. Лоскутовым, О. К. Чедия и др., фрагменты древнего пенеплена выделяются даже на территориях, перекрытых чехлом мезозойских или кайнозойских отложений.



Рис. 42. Геоморфологическая схема Юго-Западного Дарваза и Яхсуйской депрессии. 1 — разрывы, выраженные в рельефе. Денудационный рельеф: 2 — реликты домезозойского пенеппена, 3—6 — основные ярусы рельефа: 3 — верхний (олигоцен-раннемиоценовый), 4 — средний (среднемиоценовый — раннечетвертичный), 5 — плиоцен-раннечетвертичные поверхности; 6 — нижний (среднечетвертичный — современный). Аккумулятивный рельеф: 7 — раннечетвертичный; 8 — среднечетвертичный; 9 — позднечетвертичный-современный.

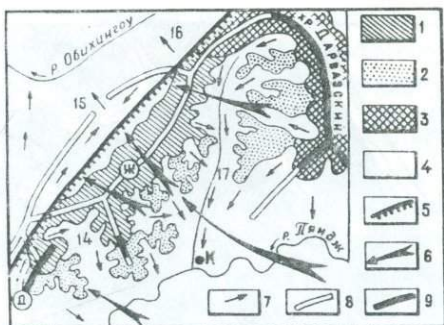


Рис. 43. Геоморфологическая схема бассейна р. Обихумбоу. Разновозрастные элементы рельефа (по В. В. Лоскутову и О. К. Чедия); 1-2 - Обихумбоуский пенеппен (1 - откопанные участки, 2 - участки с сохранившимся чехлом неогеновых отложений); 3 - верхний ярус рельефа (олигоцен - ранний миоцен); 4 - средний и нижний ярусы рельефа (средний миоцен - голоцен); 5 - Дарваз-Каракульский краевой разлом; 6-7 - преобладающие направления водотоков (6 - в миоцене-среднем плиоцене, 7 - в позднем плиоцене и четвертичном периоде); 8-9 - основные современные водоразделы (8 - 3000-4000 м, 9 - выше 4000 м), К - пос. Калайхумб. Индексы хребтов и рек соответствуют рис. 1.

По мнению автора, выделение "погребенных пенеппенов" на обычных геоморфологических картах, изображающих морфологию, генезис и возраст различных форм современного рельефа, не оправдано и ведет ко многим недоразумениям. Так, поскольку погребенная часть Обихумбоуского пенеппена (см. рис. 44, участок АБ; рис. 13, 14) расположена под толщей неогеновых конгломератов мощностью до 1500 м, то с равным основанием погребенный пенеппен можно изображать на территории днища Обиниоу-Нольской впадины, перекрытого чехлом юрских и меловых отложений примерно такой же мощности. Еще более оправ-

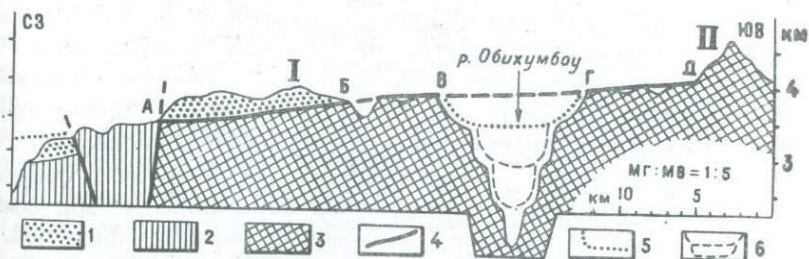


Рис. 44. Геоморфологический профиль хр. Джаридарида и долины р. Обихумбоу (принципиальная схема; по материалам В. В. Лоскотова, с некоторыми изменениями). 1 - неоген; 2 - мезозой и палеоген; 3 - палеозой; 4 - Обихумбоуский пенеплен; 5-6 - разновозрастные врезы р. Обихумбоу (5 - позднеплиоценовый - раннечетвертичный, 6 - среднечетвертичный - современный). Хребты: 1 - Джаридарида; II - Дарвазский.

данной была бы такая операция для территории хр. Сиунг, поскольку предположение о сохранении здесь "древнего пенеплена", перекрытого чехлом пологодислоцированных неогеновых конгломератов, высказывалось во многих работах О. К. Чедия (19576-1972а). Показательно, что мощность этих конгломератов по меньшей мере в 2-3 раза меньше мощности одновозрастной толщи в хр. Джаридарида.

Относительно возраста "Обихумбоуского пенеплена" существуют различные точки зрения. Так, О. К. Чедия (19576, стр. 32), подчеркивая его "явно донеогеновый возраст", отмечал в то же время, что "если проанализировать геологическое строение всей этой области, как это делалось для Туркестано-Алайской системы Н. М. Синицыным (1948), то верхний возрастной предел образования данной поверхности, видимо, следовало бы опустить до верхов палеозоя". Этот вывод не совсем точен, поскольку в пределах Северного Памира пенепленизация и

последующая аккумуляция начались несколько позднее, чем на территории Тянь-Шаня, о которой писал Н. М. Синицин. Следует подчеркнуть, что в своих рассуждениях этот исследователь, как и В. М. Дэвис, принимал (Синицин, 1948, стр. 58), что "в ископаемом состоянии пенеплен... представляет собой поверхность регионального углового несогласия", а возраст его соответствует времени выравнивания горных сооружений (срезания их "под корень"). Другими словами, завершение формирования пенеплена соответствует переходу от орогенической стадии развития к платформенной. Поскольку в пределах Северного Памира в состав герцинского складчатого комплекса входят не только верхнепермские, но и триасовые отложения, а базальная часть платформенного комплекса представлена лейасовыми отложениями, то эпигерцинский пенеплен этой области следует считать раннемезозойским (доюрским).

Представление о домезозойском (т. е. древнее 230-250 млн. лет) возрасте "Обихумбоуского пенеплена" отставилось также в ранних работах В. В. Лоскутова (1962, 1968). Позднее он (Лоскутов, 1971, 1973) высказывает мнение о том, что в пределах Гиссаро-Алая и Северного Памира кроме домезозойского пенеплена, о котором писали Н. М. Синицин, М. М. Кухтиков и О. К. Чедия, наблюдаются также многочисленные фрагменты (одним из них и является Обихумбоуская поверхность) более молодого пенеплена. Последний, по В. В. Лоскутову, начал развиваться в мезозое и завершил свое формирование в эоцене или даже раннем олигоцене. Отсюда следует, что указанный пенеплен тождественен донеогеновой (коррелятной, по О. К. Чедия, подошве больджуанской свиты) поверхности выравнивания, которая, по наиболее распространенным взглядам (см. рис. 34, 35, 37, 39), практически совпадает с гифельфлурами Памира и Гиссаро-Алая.

Вполне очевидно, что утверждая возможность формирования пенеплена на территории "типичной молодой платформы" (причем практически сразу же после образования "доплатформенного" пенеплена), В. В. Лоскутов (1971, 1973) явно вкладывает в этот термин совершенно иное

содержание, нежели В. М. Дэвис, Н. М. Синицин, М. М. Кух-
тиков и О. К. Чедия. Следует, впрочем, отметить, что
реальность существования этого молодого пенеппена оста-
лась недоказанной, поскольку в полном противоречии со
своими утверждениями о том, что указанный пенеппен
формировался с начала мезозоя и до раннего олигоцена,
В. В. Лоскутов (1971; 1973, фиг. 1) изображает его
в виде поверхности, срезающей палеозойский фундамент
и перекрытой мезозойскими и палеогеновыми отложениями.
Совершенно очевидно, что эта поверхность имеет поздне-
палеозойский или раннемезозойский возраст.

По мнению автора (Бельский, 1969а, 1972а, б;
Бельский, Лысков, 1974), сведения, приведенные
О. К. Чедия и В. В. Лоскутовым, свидетельствуют только
об общей планации рельефа Северного Памира в начале
мезозоя и в эоцене, но никоим образом не могут служить
доказательством того, что "Обихумбоуский пенеппен" дей-
ствительно является фрагментом одной из этих выровнен-
ных поверхностей. Наиболее очевидно это для участков
"откопанного пенеппена" (см. рис. 43, 44). Так, поверх-
ность ГД (см. рис. 44) в современном рельефе является
одной из террасоподобных ступеней "предгорной лестни-
цы" Северного Памира. Возвышающийся над ней
гребень Дарвазского хребта имеет, по представлениям
В. В. Лоскутова (см. рис. 42), олигоцен-раннемиоценовый
возраст. Отсюда следует, что поверхность ГД сформиро-
валась не ранее начала миоцена, т. е. она заведомо не
может быть фрагментом доолигоценового или тем более
мезозойского пенеппена. Показательно в этом плане, что
в пределах хр. Джаридарида и смежных участков Яхсуй-
ской депрессии в конгломератах тавильдаринской, кара-
накской и полизакской свит неогена преобладают обломки
(нередко они плохо окатаны, отдельные глыбы достигают
2-4 м в поперечнике) пород среднего и нижнего палеозоя,
протерозоя и гранитов Обихумбоуского массива, т. е. тех
самых образований, которые срезаны описываемой дену-
дационной поверхностью и в современной структуре рас-

положены под ней (см. рис. 12, 13 и 42). Отсюда следует, что поверхность БВГД (см. рис. 44) не могла сформироваться ранее, чем образовались верхние горизонты толщи дарвазских конгломератов. Последний вывод кажется тем более очевидным, что, судя по трансгрессивному залеганию "джаридаридинских конгломератов" на палеозойском цоколе хр. Джаридарида (см. рис. 13, 14, 15), поверхность БВГД могла находиться в погребенном состоянии только в течение полизакского времени (средний плиоцен), а с олигоцена до раннего плиоцена вся территория "откопанного пенеплена" и та часть "погребенного пенеплена", которая в современной структуре перекрыта только конгломератами полизакской свиты (см. рис. 13), входила в состав области денудации, т. е. сохранение здесь фрагментов доолигоценового рельефа следует считать практически невозможным. Если бы даже реликты столь древней поверхности выравнивания и уцелели от разрушения, то в современном рельефе они должны были бы располагаться не на склоне Дарвазского хребта, а в его гребневой части.

По всей видимости, откапывание поверхности БВГД должно было протекать тождественно процессу формирования структурных террас, образующихся на склонах долин при субгоризонтальном залегании слоев. Как отмечал И. С. Щукин (1960, стр. 280), "поверхности террасовидных площадок, образующихся при таких условиях, . . . представляют отпрепарированные денудацией поверхности более стойких пластов, обнажающихся на склонах, с которых вышележащие, легче выветривающиеся или легче размываемые толщи были удалены". Понятно, что возраст этих структурных террас ничего общего не имеет с геологическим возрастом устойчивых пластов и всецело определяется временем разрушения покрывающих их неплотных толщ.

Отсюда следует, что возраст поверхности БВГД соответствует времени ее "откапывания" из под пелены полизакских конгломератов, а современная ее морфология может практически совпадать со строением древней дену-

дационной поверхности перед началом накопления указанных конгломератов. Последнее, впрочем, также сомнительно, поскольку поверхности БВ и ГД следует рассматривать как верхние, наиболее древние террасы субмеридиональной р. Обихумбоу, образовавшейся только в конце плиоцена, после того как тектонические движения тальбарской фазы складчатости дислоцировали толщу "джаридаринских конгломератов" и погребенную под ними денудационную поверхность (см. рис. 44). Возникновение долины Праобихумбоу (долины современной р. Обихумбоу и продолжающего ее на юг субмеридионального отрезка р. Пяндж) привело к разрушению поперечной (субширотной) гидросети, по водотокам которой продукты разрушения осевой части Северного Памира выносились в предгорный прогиб, расположенный на территории современного Внешнего Дарваза.

Днище древнейшей (позднеплиоценовой или даже раннечетвертичной) "террасовой долины" р. Праобихумбоу было представлено поверхностью, полого опускавшейся с севера на юг и практически горизонтальной в субширотных сечениях. Понятно, что при формировании эрозионной полости этой долины происходило не только разрушение плиоценового чехла и погребенной под ними денудационной поверхности, которые полого погружаются с востока на запад, но и срезание верхней части палеозойского фундамента (рис. 45).

Все это позволяет считать, что поверхности БВ и ГД не являются фрагментами "откопанной" древней поверхности выравнивания, а должны рассматриваться как эрозионные уровни, коррелятивные одному из горизонтов кулябского комплекса. Другими словами, абсолютный возраст этих поверхностей заведомо не превышает 2-3 млн. лет, но, возможно, не достигает и 1 млн. лет.

Не менее спорными нам представляются выводы О. К. Чедия и В. В. Лоскутова относительно погребенного участка Обихумбоуского пенеплена (см. рис. 44, АБ). Как видно из рис. 12 и 13, вдоль западного крыла Джаридар-

ридинской синклинали (т. е. в районе максимальных мощностей неогена) наблюдаются многочисленные скальные выходы (О. К. Чедия называл их монадноками) нижнеперм-

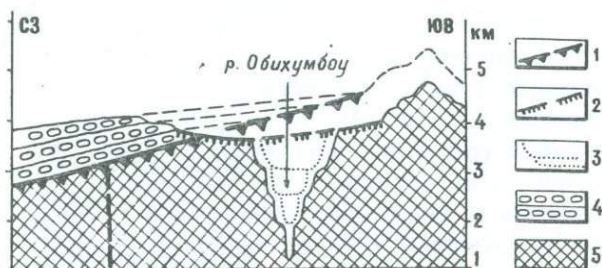


Рис. 45. Схема "откапывания" и расчленения погребенной денудационной поверхности. 1 - древняя денудационная поверхность; 2 - днище послетальбарской (позднеплиоценовой - раннеплейстоценовой) "террасовой долины" р. Праобихумбоу; 3 - среднечетвертичные - голоценовые врезы р. Обихумбоу; 4 - верхнемиоценовый - среднеплиоценовый покров; 5 - палеозойский фундамент; пунктиром показаны контуры исходного (среднеплиоценового) рельефа.

ских известняков, которые как бы протыкают почти всю толщу джаридаридинских конгломератов вплоть до полизакской свиты. Это означает, что под чехлом плиоценовых и верхнемиоценовых отложений скрывается не идеально выровненная поверхность (см. рис. 14, 44), а сложный эрозионно-денудационный рельеф, глубина расчленения которого достигает многих сотен метров (см. рис. 13). В конце миоцена скалистые останцы древнего рельефа, выработанного на палеозойских породах, начали "затопляться" конгломератами тавильдаринской свиты, а полное их погребение осадками произошло только в полизакское время. В четвертичном периоде некоторые монадноки были частично обнажены эрозией.

Что же касается возраста Обихумбоуского пенеплена, то даже по рис. 14, составленному самим О. К. Чедия, отчетливо видно, что эта поверхность должна быть несколько древнее базальных слоев толщи джаридаридинских конгломератов, но моложе фазы складчатости, дислоцировавшей юрские, меловые и палеогеновые отложения смежной части Внешнего Дарваза. Наиболее вероятно (Бельский, 1969а, 1972а; Бельский, Лысков, 1974), что рельеф, погребенный под толщей джаридаридинских конгломератов, образовался в течение раннего и среднего миоцена. При этом произошло достаточно значительное срезание обоих крыльев погребенного Сарьобского разлома (см. рис. 13, 14). По мнению автора, денудационное разрушение поднятого юго-восточного крыла этого нарушения было столь значительным, что привело к полному уничтожению существовавшего здесь ранее (Бельский, 1969в, 1972а) относительно маломощного эпигерцинского осадочного чехла. Показательно в этом отношении, что на правом берегу р. Зидадара в конгломератах хингоуской и тавильдаринской свит совместно с обломками разнообразных палеозойских пород Внутреннего Дарваза наблюдаются также многочисленные гальки мезозойских пород, в том числе и плохоокатанные валуны известняков с маастрихтскими рудистами (устное сообщение К. В. Бабкова).

Таким образом, "Обихумбоуский пенеплен" в действительности не является единой поверхностью денудационного выравнивания, а состоит из разновозрастных (от среднемиоценовых до позднеплиоценовых-раннеплейстоценовых) форм рельефа. Этот вывод вполне приложим и к фрагментам "древнего пенеплена", выделенного О. К. Чедия (1957а, 1959, 1972а) в хр. Сиунг (с той лишь оговоркой, что здесь "затопление" расчлененного рельефа, выработанного на палеозойском основании, началось еще в среднем миоцене, в течение хингоуского времени). По мнению автора, в пределах Юго-Западного Дарваза пенепленом (в понимании В. М. Дэвиса) можно считать только поверхность углового несогласия в основании лейасовой грингской свиты.

Изложенные выше данные свидетельствуют, что в Северной части Внутреннего Дарваза наиболее древние (доорогенные и раннеорогенные) поверхности выравнивания уничтожены более поздней денудацией, т. е. реперами для реконструкции морфоструктурных особенностей этой области могут служить только относительно молодые эрозионно-денудационные уровни. В пределах бассейна р. Обихумбоу наиболее удобным репером является поверхность днища древнейшей "террасовой долины" р. Праобихумбоу, врезавшейся в уже дислоцированные к моменту ее возникновения плиоценовые конгломераты (см. рис. 45). Формирование этого уровня завершилось во время накопления верхних горизонтов кулябского комплекса (Бельский, 1969а, 1972а).

Сложнее определить возраст основных ярусов современного рельефа в более южных районах Внутреннего Дарваза, где неогеновые отложения почти полностью отсутствуют. Эта высокогорная область дренируется р. Пяндж, долина которой состоит из продольных, поперечных и диагональных участков.

Вначале, от пос. Калайхумб до устья р. Обидаргон (см. рис. 1), Пяндж на протяжении 65 км течет в поодольной долине. Здесь преобладают эрозионно-денудационные формы рельефа, а аккумулятивные формы занимают ничтожную площадь. Склоны долины Пянжда имеют ступенчатую форму. Она обусловлена чередованием крутых, обрывистых склонов и пологих террасоподобных площадок. Последние рассматриваются как фрагменты днищ древних "террасовых долин". Аллювиальный покров последних почти повсеместно уничтожен более поздними денудационными процессами. Обычно можно достаточно четко выделить 8-9 основных террасовых уровней, однако в некоторых участках общее количество ступеней возрастает до 15-20.

Ширина террасовидных площадок обычно не превышает нескольких сотен метров и лишь в отдельных пунктах достигает 1,5 - 2,0 км. Как правило, эти ступени по-

лого (от 2-3° до 6-8°, реже до 10-12°) наклонены в сторону русла Пянджа. Наклоны и изгибы указанных поверхностей, по-видимому, обусловлены действием новейших тектонических движений.

Характерные особенности вертикального расчленения описываемого участка долины Пянджа показаны на рис. 15, 17, 19 и 46. Здесь отчетливо выделяются два яруса

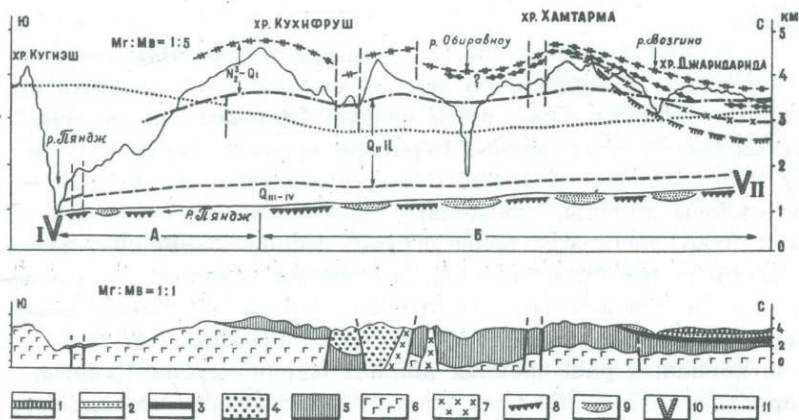


Рис. 46. Продольный геолого-геоморфологический профиль правого борта долины р. Пяндж (конфигурация уровней верхнего яруса рельефа показана в блоках, расположенных в гребнях хребтов и в днище Пянджского грабена). 1 - полизакская свита; 2 - каранакская свита; 3 - тавильдаринская свита; 4 - верхняя пермь; 5 - нижняя пермь; 6 - карбон; 7 - диориты (P_2); 8 - тектонические "перемычки"; 9 - четковидные участки; 10 - поперечные участки долины Пянджа (1 - выше устья р. Обирагноу; П - выше устья р. Обихумбоу); 11 - реконструкция современного гипсометрического положения днища раннечетвертичной долины Праобихумбоу в осевой части Пянджского грабена. А - диагональный и Б - продольный участки долины Пянджа. Прочие усл. обозначения те же, что и на рис. 13.

рельефа. Верхний представляет собой широкую (до 25-30 км) плоскодонную долину. Глубина ее вреза обычно не превышает 500-600 м; лишь в отдельных участках она достигает 800-1000 м. Днище этой долины представлено фрагментами выположенной поверхности (участками пологовсхолмленного рельефа), расположенными в приводо-раздельных частях отрогов основных хребтов на абсолютной высоте 3000-3400 м. Над этой поверхностью возвышаются узкие островершинные гребни хребтов Кухифруш и Хамтарма.

В пределах нижнего яруса рельефа долина Пянджа имеет характер V-образного ущелья со ступенчато-выпуклым профилем склонов. При этом нижние "террасовые долины" ущелья имеют четковидное строение (рис. 47). В суженных участках (перемычках, по Н. П. Костенко), обрывистые склоны долины, сложенные палеозойскими породами, подступают непосредственно к руслу Пянджа. Ширина реки здесь резко уменьшается, а течение становится стремительным и порожистым. Почти все перемычки имеют тектоническое происхождение (Бельский, 1969в, 1972а). В четковидных расширениях долины ширина русла Пянджа возрастает в 2-3 раза, а по его берегам появляются низкие (10-12 м) террасы.

Наиболее удобным участком для выяснения морфоструктурных особенностей и возраста рельефа центральной части Внутреннего Дарваза является территория хр. Хамтарма, в строении которого участвуют палеозойские и неогеновые образования (см. рис. 12, 15). По всей видимости, в конце плиоцена постепенно выклинивающийся к востоку чехол неогеновых конгломератов перекрывал не только всю территорию современного хр. Хамтарма, но и распространялся на северную часть хр. Кухифруш (см. рис. 46).

В гребневой части хр. Хамтарма сохранились только тавильдаринская и нижняя часть каранакской свит. Их слои и поверхность палеозойского блока, на котором они залегают, полого наклонены на север-северо-запад, т. е. по направлению к наиболее прогнутому участку Джаридаридин-

ской мульды. В наиболее приподнятом участке гребня (г. Яхташ) подошва неогенового покрова расположена на абс. высоте 3800–3900 м. "Островок" неогеновых отложений на восточном склоне хр. Хамтарма сложен конгломератами полизакской свиты, которые с угловым несогласием перекрывают нижнепермские и каменноугольные толщи. Плиоценовые конгломераты полого наклонены на восток; при этом их базальная часть опускается с 3500 на западе до 3200 м на востоке.

Палеозойская толща, слагающая основную часть хр. Хамтарма, рассечена многочисленными продольными и диагональными разрывами, имеющими шарнирный характер. Поверхности их сместителей обычно имеют наклон от 70 до 90°. Указанные нарушения выражены в рельефе крутыми обрывами и уступами. О недавних подвижках по этим разрывам свидетельствует также ступенчатая форма продольных профилей русел пересекающих их водотоков.

Изложенные данные свидетельствуют, что хр. Хамтарма нужно рассматривать как выраженную в рельефе сложную складчато-глыбовую (преимущественно глыбовую) структуру. Это подтверждается, кроме того, и особенностями строения долины р. Обиравноу, верхняя половина которой ориентирована параллельно основным орографическим и геологическим структурам, а нижняя пересекает их поперек, разделяя хр. Хамтарма и Кухифруш (см. рис. 1). Продольный участок этой долины приурочен к Обиравноуской рампе-синклинали. Русло реки имеет сравнительно небольшие уклоны, а значительная часть дна долины перекрыта четвертичными отложениями. В южной части продольной долины наблюдается переглубление (Чедия, 19576). Характерно, что последнее приурочено к наиболее прогнутому участку рампе-синклинали. Все это свидетельствует о прогибании дна продольной долины относительно окружающих ее хребтов.

В пределах поперечного участка долина р. Обиравноу превращается в непроходимое ущелье с почти отвесными бортами. Здесь резко возрастают уклоны русла реки, а
















- 1 
- 2 
- 3 
- 4 
- 5 
- 6 
- 7 
- 8 
- 9 
- 10 
- 11 
- 12 
- 13 

Рис. 47. Геоморфологическая схема (схема ярусности рельефа) Юго-Западного Дарваза и сопредельных районов (по территории Афганского Бадахшана использованы материалы А. Е. Додонова и др., 1974).

1 - области альпийского ледникового рельефа (горные цепи позднемиоценового (?) - среднеплиоценового времени, почти полностью переработанные четвертичными экзарационно-нивальными процессами); 2 - водораздельные гребни, формировавшиеся в позднем плиоцене и в начале раннего плейстоцена; 3 - позднеплиоценовая-раннеплейстоценовая полигенетическая поверхность выравнивания (предгорный пьедестал хр. Сафедихирс, завершивший свое формирование в позднем плиоцене и переработанный затем раннечетвертичным Прапянджем); 4 - пологие склоны и фрагменты днищ долин, сформировавшиеся во второй половине раннего плейстоцена; 5 - врезы среднечетвертичного-голоценового времени (крутые склоны с фрагментами эрозионных и цокольных террас, нередко перекрытых делювиально-пролювиальными и коллювиальными образованиями); 6 - позднечетвертичные и голоценовые аккумулятивные террасы в четковидных расширениях долин и днищах локальных впадин; 7 - тектонические перемычки в долинах рек Обиниоу, Обиравноу и Пяндж; 8 - разрывы, активные в течение позднего плиоцена-голоцена; 9-13 - основные современные водоразделы (9 - выше 3500 м, 10 - 3500-3000, 11 - 3000-2500, 12 - 2500-2000, 13 - 2000-1500 м).

его продольный профиль приобретает ступенчатую, пологовыпуклую форму. Более или менее значительные фрагменты пологосклонных "террасовых долин" здесь сохранились только на высотах порядка 1300–1800 м над руслом Обиравноу, причем в различных блоках они подняты на разную высоту, как бы своеобразным "пунктиром" намечая контуры сложного глыбового поднятия. Аккумуляция в сквозном ущелье практически отсутствует. Все эти особенности свидетельствуют о прогрессивном нарастании скоростей воздымания хребтов Хамтарма и Кухифруш и врезания р. Обиравноу.

Особенно обращает на себя внимание то обстоятельство, что поперечная долина р. Обиравноу пересекает с запада на восток горную цепь с высотами порядка 4000–4500 м, тогда как ее истоки находятся на западном склоне этого же хребта, на абс. высоте около 3000 м. Начало поперечного участка расположено на высоте 2250 м, а устье р. Обиравноу – на высоте 1000 м. Таким образом, водораздел бассейнов рек Пяндж и Яхсу не совпадает с линией, проходящей через самые высокие вершины Внутреннего Дарваза.

Как отмечал О. К. Чедия (1957б, 1962, 1972а), верхняя половина долины р. Обиравноу первоначально являлась составной частью более крупной продольной долины р. Праобиниоу (см. рис. 47). По нашим данным (Бельский, 1969в, 1972а), образование поперечного участка Обиравноу и распадение долины Праобиниоу на два самостоятельных речных бассейна, разделенных долинным водоразделом (пер. Кафтармоль), произошло еще во время формирования верхнего яруса рельефа Внутреннего Дарваза. Основное же поднятие этой области произошло во время формирования нижнего яруса рельефа, т. е. уже после образования сквозного участка Обиравноу. Последний в это время развивался антецедентно, разрезая единое складчато-глыбовое поднятие Внутреннего Дарваза на два самостоятельных хребта – Хамтарма и Кухифруш. Ущелистый характер поперечной долины Обиравноу обусловлен тем,

что вся энергия реки тратится здесь на глубинную эрозию и перенос обломочного материала. В отдельные моменты воздымание хребтов было столь интенсивным, что возникало тектоническое подпруживание верхнего участка р. Обиравноу, в свою очередь вызывавшее усиленную аккумуляцию наносов.

Процесс формирования хребтов Хамтарма и Кухифруш заключался в дифференцированных вертикальных перемещениях блоков палеозойского фундамента, которые одновременно испытывали изгибания значительных радиусов кривизны. Амплитуда вертикальных перемещений блоков закономерно изменяется вдоль и поперек простирания основных морфоструктур. В поперечных сечениях "конструкции" хребтов Внутреннего Дарваза напоминают сводчатую арку. В некоторых участках свода горстовые глыбы выжаты вверх и возвышаются над смежными блоками. Именно такое происхождение имеют все наиболее высокие вершины рассматриваемой области. В продольном направлении пологие изгибания блоков проявляются в том, что фрагменты верхнего пологосклонного яруса рельефа Внутреннего Дарваза расположены на большей абсолютной высоте в районе наиболее высоких вершин этого региона (Ходжаяхдон, Сиякух, Кухифруш), откуда постепенно спускаются в сторону смежных поперечных долин и перевальных седловин (см. рис. 20, 46).

Долина Пянджа по отношению к сложному складчатоглыбовому сооружению Внутреннего Дарваза должна рассматриваться как грабен, выраженный в рельефе (рис. 48). Днище его испытывает пологие поднятия и опускания, что соответственно вызывает образование тектонических "перемычек" и переуглубленных "четок" (см. рис. 46, 47). Горизонтальная составляющая новейших движений по разрывам (продольные сдвиги) имеет небольшую величину, во всяком случае она не превышает вертикальную их компоненту. Показательно в этом смысле, что поперечный участок долины р. Обиравноу, пересекающий вкрест простирания многочисленные разрывы, проявляющие новейшую активность, имеет практически прямолинейные очертания.

Современный хр. Хамтарма образовался в течение послепализакского этапа развития (см. рис. 15). В составе неогеновых конгломератов, слагающих его гребневую часть, преобладают обломки пород нижнего-среднего палеозоя и протерозоя, распространенных главным образом на территории Афганского Бадахшана; при этом с востока на запад размер обломков уменьшается, а степень их окатанности увеличивается. Совершенно очевидно, что во время формирования толщи дарвазских конгломератов снос обломочного материала происходил с востока на запад и что субмеридиональной долины Прапянджа в течение этого этапа еще не существовало. Если бы палеогеографическая схема, изображенная на рис. 40, была справедлива, то в неогеновых конгломератах Внешнего Дарваза не могли бы наблюдаться обломки пород более древних, чем нижнепермские известняки, слагающие гребни хребтов Кухифруш и Хамтарма. Кроме того, в этом случае восточная граница дарвазских конгломератов не могла бы пересекать гребни современных хребтов Внутреннего Дарваза.

В пределах хребтов Хамтарма и Джаридарида верхний ярус рельефа срезает полого дислоцированные толщи дарвазских конгломератов (см. рис. 13, 15, 46), т. е. формирование пологосклонного рельефа этого яруса протекало уже после тальбарской фазы складчатости, синхронно с накоплением осадков кулябского комплекса. Фрагменты же выровненной поверхности в приводораздельных частях хребтов (участки днища верхней "террасовидной долины" Пянджа) следует считать позднекулябскими.

Нижний ярус рельефа долины Пянджа имеет средне-четвертичный — современный возраст. Общая глубина вреза достигает 1500—1700 м. При подсчете этой величины учитывается то обстоятельство, что днище раннечетвертичной "террасовой долины" Пянджа рассечено разрывами и его фрагменты перемещены на различную высоту. Нижний ярус рельефа подразделяется на два подъяруса — верхний

(среднечетвертичный) и нижний (позднечетвертичный—голоценовый). Глубина вреза нижнего подъяруса составляет 150—300 м.

В хр. Кухифруш наблюдается принципиально та же картина, что и в хр. Хамтарма: основные горные гряды представляют собой сложные горстовые поднятия, многие продольные и диагональные разрывы выражены в рельефе уступами, фрагменты пологосклонного рельефа в различных блоках расположены на разной высоте и пр. Оба хребта являются составными частями крупного складчато—глыбового поднятия, распиленного пополам поперечным (антецедентным) участком р. Обиравноу (см. рис. 48). Ниже устья р. Обидаргон (см. рис. 1) Пяндж поворачивает на юго—запад и под острым углом пересекает хр. Кухифруш, отделяя его от расположенного южнее хр. Кугиэш. Общая длина диагонального участка долины Пянджа составляет примерно 35 км.

Южнее устья р. Обидаргон, на продолжении субмеридионального участка Пянджа просматривается "омертвевший" отрезок его древней пологосклонной долины. Ее днище полого поднимается к югу по направлению к пер. Кугиэш (3500 м абс. выс.). Совершенно очевидно, что омертвление этого участка долины Прапянджа было вызвано образованием в раннем плейстоцене диагонального участка. Субмеридиональное направление долины Прапянджа было впервые отмечено О. К. Чедия (1962) и в последнее время подтверждено А. А. Никоновым (1972).

В диагональном участке долины Пянджа верхний ярус рельефа в значительной мере разрушен молодым врезом, а нижний имеет форму узкого V—образного ущелья с очень крутыми стенами и узким дном. Четковидные расширения долины имеют ничтожные размеры, аккумулятивные образования представлены в них осыпями, конусами выноса боковых притоков Пянджа и небольшими "клочками" низких аккумулятивных террас. Большинство перемычек имеет здесь литологический характер. Приспосабливаясь к чередованию толщ различной прочности, река постепенно приобрела изломанные в плане очертания.

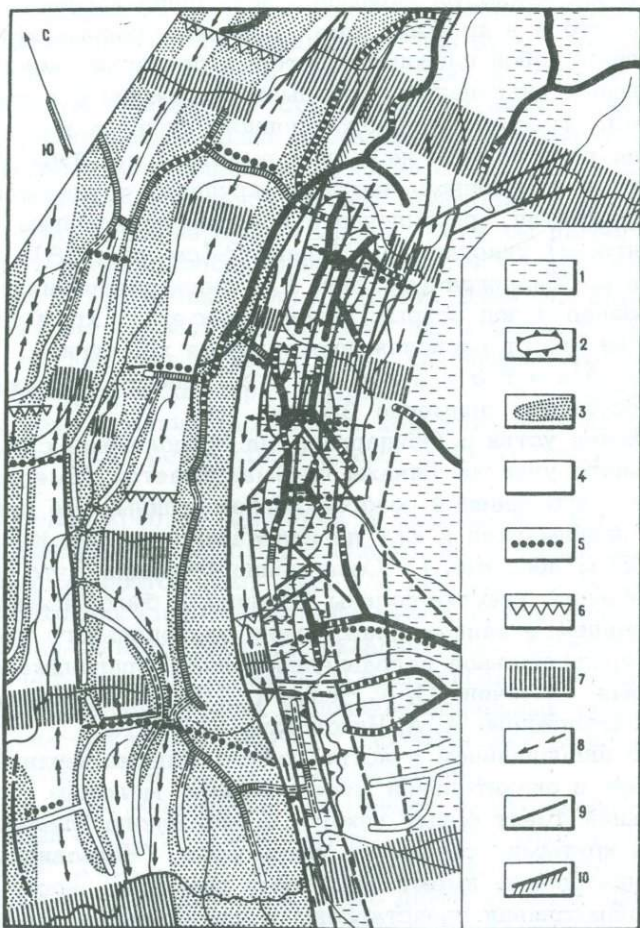


Рис. 48. Схема четвертичной тектоники Юго-Западного Дарваза (послетальбарский этап развития).

1-2 складчато-глыбовые поднятия Северного Памира (1 - 1 порядка; 2 - II порядка); 3 - антиклинальные и горст-антиклинальные поднятия Таджикской депрессии; 4 - синклиналильные и рамп-синклиналильные прогибы; 5 - оси "поперечных поднятий"; 6 - поперечные флексуры, выраженные в рельефе; 7 - оси "поперечных прогибов"; 8 - направления наклонов шарниров продольных и поперечных структур; 9 - основные активные разрывы; 10 - участок Дарваз-Каракульского разлома с левосторонними сдвиговыми смещениями позднечетвертичного голоценового возраста. Прочие усл. обозначения те же, что и на рис. 47.

Следующий отрезок описываемой долины известен под названием "Хирмонжоуской петли Пянджа" (Чедия, 19576). Он расположен уже в пределах Обиниоу - Иольско-й межгорной впадины (см. рис. 1). Последняя, как было показано в гл. Ш, является выраженной в рельефе сложной рамп-синклинальной структурой с ундулирующим днищем. Западная ее граница определяется Каляндарунским разломом, а днище и восточный борт соответствуют Грингской флекуре, осложненной многочисленными позднеальпийскими разрывами. Все эти нарушения достаточно четко выражены в рельефе. В продольном сечении днище рампа имеет форму очень пологой синклинали, в наиболее прогнутой части которой расположена Хирмонжоуская петля Пянджа, а крылья соответствуют днищам долин рек Обиниоу и Иол. Наиболее приподнятые участки днища выражены долинными водоразделами (перевалами Кафтармоль и Сарыгор).

Долина р. Обиниоу имеет асимметричное строение. Как и в долине р. Пяндж, здесь можно выделить два яруса рельефа. Верхний соответствует древнейшей "террасовой долине" р. Праобиниоу. Ширина ее (от гребня хр. Кухифруш до гребня хр. Хазратишох) равна 12-15 км, а глубина в различных участках изменяется от 200-300 до 800-900 м. Нижний ярус рельефа представляет собой врезанную в днище верхнего яруса U-образную долину со ступенчатыми склонами, более пологими, чем в долине Пянджа. Общая ее ширина достигает 4-5 км, а глубина вреза изменяется в различных участках от 1300-1500 до 2000-2200 м.

Значительные по площади участки днища древнейшей террасовой долины р. Праобиниоу сохранились на западном склоне хр. Кухифруш. В настоящее время аллювиальный покров этого уровня практически полностью уничтожен более поздними денудационными процессами и о былом его распространении свидетельствуют лишь отдельные хорошо окатанные гальки и валуны гранитов, каменноугольных зеленокаменных пород и нижнепермских известняков, ко-

торые, по всей видимости, были переотложены из неогеновых дарвазских конгломератов.

В современном рельефе фрагменты выровненной поверхности, являющейся основанием верхнего яруса рельефа, расположены на высоте от 2800 до 3500 м. Столь широкий гипсометрический интервал обусловлен дифференциацией молодых тектонических движений, дислоцировавших первоначально очень полого наклоненную на юг поверхность днища древнейшей террасовой долины Праобинию. Эти деформации имеют характер плавных, сравнительно пологих изгибаний, проявляющихся в террасовых уровнях различного возраста (см. рис. 20, 21, 22). Характерно, что две наиболее высокие вершины хребта (г. Сиякух и г. Кухифруш) как бы насажены на своды антиклинальных дислокаций уровней, а разделяющее их грабен-синклинальное погружение соответствует перевальной седловине между этими вершинами.

В поперечном сечении выположенная поверхность днища верхней террасовой долины р. Праобинию имеет отчетливый наклон на запад. При этом в створах с вершинами Сиякух и Кухифруш величина наклона составляет $10-15^{\circ}$, а в районе пер. Вальваляк не превышает $3-5^{\circ}$. Другими словами, указанный террасовый уровень дислоцирован наподобие пластов в крыльях антиклинали с ундулирующим шарниром. Как было показано в гл. III, этой же закономерности подчиняется интенсивность дислокаций юрских и неогеновых отложений, слагающих Грингскую флексуру.

Следует подчеркнуть, что террасоподобные площади, расположенные гипсометрически ниже фрагментов днища древнейшей террасовой долины, деформированы заметно слабее этой поверхности. Это свидетельствует о длительности формирования антиклиналеобразных дислокаций уровней. Судя по четковидному строению современного днища долины р. Обинию (рис. 47), указанные движения в том же плане продолжают и поныне. Все эти морфоструктурные особенности хр. Кухифруш вполне отвечают признакам "поперечных поднятий" (Чедия, 1957б-1972а). Последние в

данном случае соответствуют поперечным осям горст-антиклинальных поднятий второго (по отношению к складчатоглыбовому поднятию Внутреннего Дарваза) порядка (рис. 48).

Возраст верхнего яруса рельефа хр. Кухифруш тождественен возрасту верхней террасовой долины р. Пяндж, т. е. он должен определяться как позднеплиоценовый-раннечетвертичный. Таким образом, формирование древнейшей долины р. Праобиниоу завершилось в конце кулябского времени. О молодом возрасте этого уровня свидетельствует тот факт, что он срезает верхнее крыло Грингской флексуры, т. е. указанная поверхность является заведомо более молодой, чем тальбарская фаза складчатости.

Нижний ярус рельефа западного склона хр. Кухифруш имеет среднечетвертичный-голоценовый возраст. Он подразделяется на два подъяруса. Нижний (глубина вреза 150-200 м) сопрягается с позднечетвертичным - голоценовым врезом р. Пяндж. Верхний подразделяется на три крупных ступени, которые с частичной условностью могут быть сопоставлены с тремя региональными террасами илякского террасового комплекса Таджикской депрессии.

Существенно иное строение имеет хр. Хазратишох. Для его гребневой линии характерны сравнительно небольшие колебания относительных превышений и постепенное уменьшение абсолютной высоты с севера на юг (с 3500-4000 до 2600-2800 м.). Террасовый спектр правого борта долины р. Обиниоу имеет форму веера, раскрытого вниз по течению этой реки. Как и в хр. Кухифруш, здесь достаточно отчетливо выражен верхний террасовый уровень, соответствующий днищу древнейшей террасовой долины р. Праобиниоу. В верховьях современной р. Обиниоу его фрагменты расположены на высоте 2800-2900 м. Постепенно снижаясь вниз по течению этой реки, указанный уровень опускается до высоты 2100-2200 м в районе ее устья. Здесь его ширина достигает 1,5 км. Особенно обращает на себя внимание отсутствие в пределах вос-

точного склона хр. Хазратишох сколько-нибудь существенных деформаций террасовых уровней. Это свидетельствует о том, что отмеченные выше новейшие "поперечные поднятия" проявляются только в хр. Кухифруш и не пересекают к западу линию Каляндарунского разлома (см. рис. 48).

Верхний ярус рельефа хр. Хазратишох всеми исследователями описывался как позднеплиоценовый-раннечетвертичный. Этот вывод представляется вполне очевидным, поскольку в южной половине долины р. Обиниоу указанный ярус срезает дислоцированные движениями тальбарской фазы складчатости неогеновые толщи. Кроме того, в двух участках верхний террасовый уровень перекрывается слабодислоцированными отложениями, условно отнесенными к кулябской свите (см. гл. П). В северной части долины аллювиальное покрытие верхнего террасового уровня полностью разрушено и лишь в двух участках (на водоразделе между реками Лянгар-Алишо и Иджудара и на водоразделе рек Бакодара и Кунгора) на его поверхности встречаются отдельные гальки, сходные с описанными выше в пределах верхнего яруса рельефа хр. Кухифруш.

Глубина вреза нижнего (среднечетвертичного-голоценового) яруса рельефа хр. Хазратишох изменяется в различных участках от 600 до 1200 м. В его пределах выделяются те же подъярусы и ступени, что и в хр. Кухифруш, только меньшей глубины.

Необходимо подчеркнуть, что уровни верхней и нижней частей восточного склона хр. Хазратишох выработаны в двух различных тектонических блоках, разделенных Каляндарунским разломом. Нижние уровни врезаны в нижнюю ступень Грингской флексуры, а верхние выработаны вдоль восточных окраин Морзоминского и Лянгарского блоков. Специфическая веерообразная конфигурация террасового спектра правобережья Обиниоу обусловлена тем, что на протяжении почти всего четвертичного периода Каляндарунский разлом "работал" как шарнирный разрыв. В верховьях долины р. Обиниоу, в районе пер. Кафтармоль, амплитуда вертикальных перемещений по этому дизъюнктиву за время, истекшее после формирования верхнего яруса рельефа (т. е.

за средний плейстоцен—голоцен), не превышает 100—150 м. При подсчете было принято, что уплощенная поверхность перевала и верхний террасовый уровень восточного склона хр. Хазратишох являются участками ранне-четвертичного днища долины Праобиниоу. В районе устья р. Обиниоу амплитуда вертикальных перемещений по Каляндарунскому разлому за последний этап развития достигает примерно 1000 м (отложения кулябской свиты в западном крыле разлома залегают на высоте 2000—2100 м, а в восточном крыле, на левом берегу р. Обиниоу, — на высоте 900—1100 м).

Южнее устья р. Обиниоу расположена Хирмонжовская петля Пянджа, приуроченная к центральной наиболее прогнутой части Обиниоу-Иольской впадины (см. рис. 47). На севере течение Пянджа направлено субширотно; при этом река сначала следует вдоль поперечного грабена в южном окончании хр. Кухифруш, а затем пересекает невысокую (до 250 м над руслом) грядку, сложенную верхнемеловыми породами. Разрывы, ограничивающие поперечный грабен с севера, постепенно затухают к западу, и на правом берегу Обиниоу поперечные дислокации выражаются уже только в перегибе шарнира Минатукской синклинали (см. рис. 23). Так, на правом берегу поперечного участка Пянджа эта синклиналь под углом 5—8° погружается к югу, под конус выноса р. Обиниоу, а на левом шарнир складки расположен горизонтально или даже имеет небольшой (не свыше 2—3°) наклон на север. Таким образом, сквозная долина Пянджа образована в структурно наиболее благоприятном для прорыва участке. По мнению автора, это ущелье имеет antecedентное происхождение. После сквозного прорыва Пяндж поворачивает на юг и на протяжении 12 км следует вдоль Каляндарунского разлома, а затем второй раз пересекает поперек днище Обиниоу-Иольской впадины, на этот раз с запада на восток.

На обоих бортах долины Пянджа сохранилось значительное количество террасовидных площадок. На восточном

склоне хр. Хазратишох, как и в долине р. Обиниоу, наибольшую ширину (до 3, 0 км) имеет уровень, соответствующий днищу раннечетвертичной террасовой долины Праобиниоу. Тыловой шов этой поверхности расположен на абсолютной высоте 1900–2000 м, а ее внешний, восточный край опускается на 100–200 м ниже. Восточнее Каляндарунского разлома, в пределах наиболее прогнутого участка Обиниоу–Иольской межгорной впадины, поверхность раннечетвертичного днища долины Праобиниоу расположена примерно на той же высоте, что и в районе устья р. Обиниоу, т. е. 1000–1100 м. В пределах смежной части Афганского Бадахшана, в хр. Кугиэш, фрагменты омертвевшей позднеплиоценовой–раннечетвертичной долины Прапанджа расположены на абсолютной высоте порядка 3600 м. Таким образом, в районе Хирмонжоуской петли Пянджа амплитуда средне- и позднечетвертичных вертикальных смещений по разрывам, определяющим очертания Обиниоу–Иольской впадины в плане, достигает 1, 0–1, 1 км по западной ее границе (Каляндарунский разлом) и 2, 0–2, 5 км по восточной (здесь, по-видимому, есть целая система разрывов, вызвавших ступенчатое смещение раннечетвертичной поверхности выравнивания).

Южное окончание Обиниоу–Иольской межгорной впадины расположено между хр. Сиунг и южной частью хр. Хазратишох (см. рис. 47). Район подразделяется на две части – северную (долина р. Иол) и южную (долина р. Кафиркаш), резко отличающиеся друг от друга геоморфологическими особенностями.

Днище долины р. И о л совершенно плоское, имеет значительную (до 2, 5–3, 0 км) ширину и по всей его площади сложено позднечетвертичными и голоценовыми аллювиальными и пролювиальными отложениями. Мощность последних, по О. К. Чедия (1957б), заведомо превышает 100 м. Летом р. Иол, имеющая ничтожный дебит, почти пересыхает и фильтруется в собственные наносы. В приустьевой части Иола днище его долины расположено на абсолютной высоте 800 м. Начинаясь непосредственно у

русла Пянджа, оно постепенно поднимается к югу, достигая на Сарыгорском перевале высоты 1950 м. Южнее этого долинного водораздела днище впадины снижается до 1400–1500 м над руслом Пянджа. По обоим бортам долины Иола сохранились фрагменты разновозрастных террасовых уровней (рис. 49 и 50).

Южнее Сарыгорского перевала ширина Иольской впадины сокращается до 1,0–1,5 км, а днище ее, по О. К. Чедия (1957б, стр. 16), "повисает в воздухе" в связи с молодым врезом р. Кафиркаш". В отличие от р. Иол, стекающей прямо по поверхности аллювиально-пролювиального чехла днища ее долины, р. Кафиркаш и ее притоки протекают в узких ущельях, врезанных в древнее днище Обиниоу–Иольской впадины на несколько сотен метров. Ступенчатый, невыработанный продольный профиль этих водотоков свидетельствует о продолжающейся и в настоящее время глубинной эрозии.

По О. К. Чедия (1957б, 1958), формирование долин рек Иол и Кафиркаш происходило следующим образом. В течение раннего плейстоцена в южной половине Юго-Западного Дарваза существовало несколько субмеридиональных субсеквентных долин, днища которых понижались с севера на юг (рис. 51). Современная Иольская впадина являлась в это время южным участком долины р. Праобиниоу. В течение среднего и позднего плейстоцена произошла перестройка гидросети, вызванная формированием Шурабадского поперечного поднятия. В связи с ростом этой структуры днище долины Праобиниоу было деформировано восходящими движениями и приобрело обратный уклон. Затем возникли реки Иол и Кафиркаш, приспособившиеся к новой топографии "омертвевшего" участка древнечетвертичной долины. Шурабадское поперечное поднятие описывалось О. К. Чедия как субширотный антиклиналеобразный вал, наложенный на существовавший ранее рельеф и структуру. Шурабадское поперечное поднятие было прослежено только до района Сарыгорского перевала, но в некоторых работах (Чедия, 1957б, 1964; Чедия, Трофимов, 1962) высказывалось

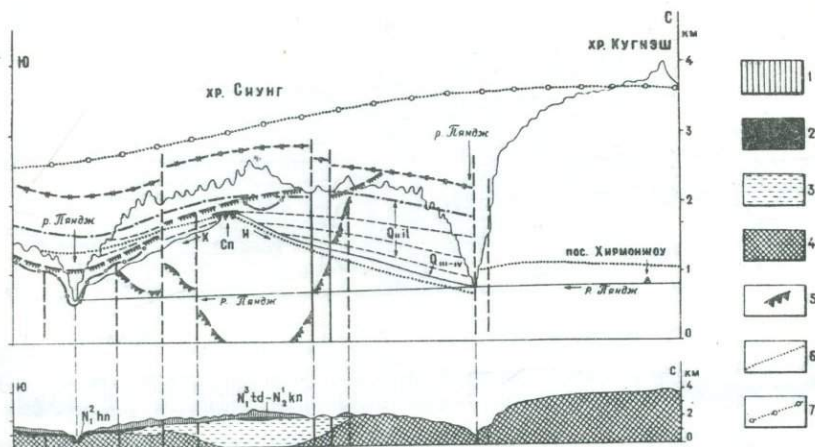


Рис. 49. Продольный геолого-геоморфологический профиль западного склона хр. Сиунг (совмещен с продольными профилями днщ раннечетвертичных "террасовых долин" рек Праобиниоу и Прапяндж).

1 - каранакская и тавильдаринская свиты (без расчленения); 2 - хингоуская свита; 3 - юрские, меловые и палеогеновые отложения (без расчленения); 4 - палеозой; 5 - долинный водораздел бассейнов рек Иол и Кафиркаш (Сп - Сарыгорский перевал); 6-7 - реконструкция современного гипсометрического положения днщ раннечетвертичных террасовых долин (6 - днще долины Праобиниоу в осевой части Обиниоу-Иольского рампа, 7 - днще долины Прапянджа в гребнях западных отрогов хр. Сафедихирс). Другие усл. обозначения те же, что и на рис. 13. Стрелками показаны направления течения современных рек: И - Иол, К - Кафиркаш.

предположение, что оно должно проявляться также в хр. Сиунг и в более восточных районах Афганского Бадахшана (см. рис. 5). Именно здесь, т. е. восточнее линии Дарваз-Каракульского разлома, по О. К. Чедия (1959 и др.), в неогене находился максимум поднятия; позднее,

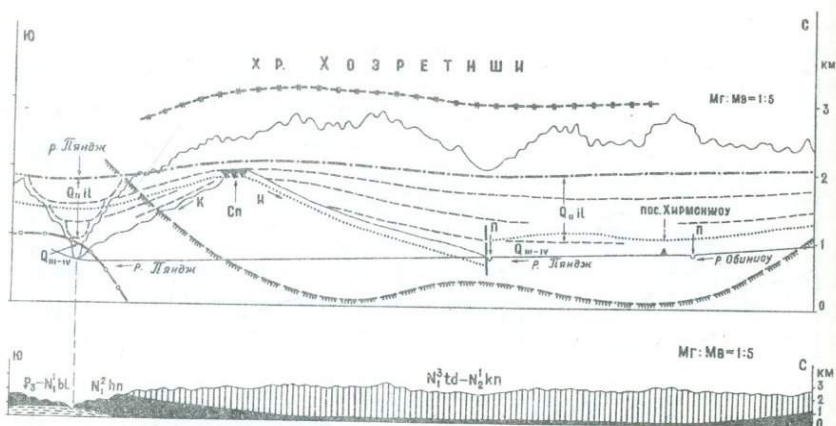


Рис. 50. Продольный геолого-геоморфологический профиль восточного склона хр. Хазратишох (южное окончание), совмещенный с продольным профилем дна раннечетвертичной "террасовой долины" р. Праобиниу.

П — поперечные участки русла Пянджа в пределах "Хирмонжоуской петли". Прочие усл. обозначения те же, что и на рис. 13, 49.

в среднем плейстоцене, он сместился к западу, в пределы Внешнего Дарваза.

Как отмечалось выше, Иольская впадина является рампом, выраженным в рельефе, т. е. в первом приближении структуру южной части Дарваза можно рассматривать как совокупность трех сложно построенных блоков. Западный блок соответствует хр. Хазратишох, центральный — днищу Иольской впадины, а восточный — хр. Сиунг. При наложении на эту структуру поперечного антиклинального вала с горизонтальным шарниром три блока окажутся изогнутыми примерно одинаково. Если же свод поперечного поднятия ундулирует, то наибольшая деформация будет наблюдаться в блоке, к которому приурочен максимум воздымания. В

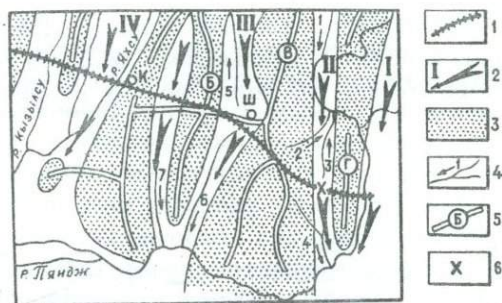


Рис. 51. Схема перестройки гидросети Южного Дарваза (по О. К. Чедия, 1958, с небольшими дополнениями). 1 - Шурабадское поперечное поднятие; 2 - основные ранне-четвертичные водотоки (1 - Прапяндж, П - Праобиниоу, Ш - Праяхсу, 1У - Праобимазар); 3 - водораздельные участки (ранний плейстоцен); 4 - современные реки (1 - Обиниоу, 2 - Анжироу, 3 - Иол, 4 - Кафиркаш, 5 - Лянгарколон, 6 - Дуляби-Сангоу, 7 - Джилга); 5 - основные современные водоразделы (индексы хребтов соответствуют рис. 1); 6 - Сарыгорский перевал. Населенные пункты: К - Куляб, Ш - Шурабад.

соответствии со схемой О. К. Чедия следует ожидать, что в хр. Хазратишох террасовые уровни должны быть изогнуты сильнее, чем в хр. Сиунг, причем в пределах последнего Шурабадское поперечное поднятие должно выражаться также и в поперечном антиклинальном изгибе пологодислоцированных слоев неогена, залегающих в гребневой части этого хребта. В связи с длительностью формирования поперечного поднятия верхние террасы в обоих хребтах должны быть деформированы сильнее, чем нижние и днище Иольской впадины (рис. 52). Далее, по О. К. Чедия, с момента возникновения Сарыгорского долинного водораздела, являющегося геоморфологическим выражением Шурабадского поперечного поднятия, "омертвевший" южный участок долины

Праобиниоу перерабатывался только реками Иол и Кафиркаш, для которых базисом эрозии являлся Пяндж. Поскольку последний обладал неизмеримо большей мощностью, чем указанные водотоки, то почти вся их энергия должна

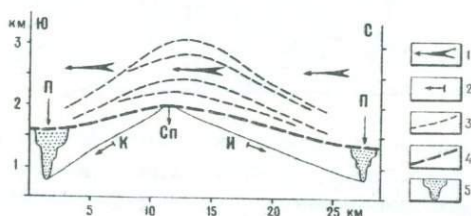


Рис. 52. Принципиальная схема деформаций террасовых уровней в районе Шурабадского поперечного поднятия. 1 — направление течения р. Праобиниоу в раннем плейстоцене; 2 — направление течения водотоков после перестройки гидросети в среднем плейстоцене; 3—4 — современная конфигурация террас р. Праобиниоу (3 — уровни, образовавшиеся до перестройки древней долины; 4 — днище долины Праобиниоу в момент перестройки); 5 — врезы Пянджа за период, истекший после перестройки долины Праобиниоу. Прочие усл. обозначения те же, что и на рис. 49, 50.

была тратиться на глубинную эрозию. Наглядной иллюстрацией этого служит бассейн р. Кафиркаш, долина которого глубоким кляммом врезана в древнее днище Праобиниоу. Поскольку р. Иол обладает еще меньшей эродирующей силой, то следовало бы ожидать, что севернее Сарьгорского перевала в современном рельефе должен был сохраниться отрезок древнечетвертичной долины Праобиниоу, практически неизменный последующей денудацией. При этом полого опускающееся к северу днище долины в районе современного устья р. Иол должно было обрываться к

руслу Пянджа уступом высотой по меньшей мере 300-400 м (см. рис. 52, уступ АБ). Именно такова величина врезания Пянджа в свое ложе за время, истекшее после образования Шурабадского поперечного поднятия и перестройки древнечетвертичной долины Праобиниоу.

Реальная морфоструктура рассматриваемого участка Юго-Западного Дарваза значительно отличается от этой схемы. Прежде всего, в отличие от схемы, изображенной на рис. 52, террасовые спектры на обоих склонах долин Иола и Кафиркаша имеют форму вееров, открытых к устьям этих рек, причем нижние террасы наклонены более круто, чем верхние. Особенно велика разница в величине деформации раннечетвертичного уровня в пределах днища Обиниоу-Иольского рампа и в смежных горстах-хребтах Хазратишох и Сиунг (см. рис. 49 и 50). Далее, в противоречии с рассмотренными выше следствиями из схемы О. К. Чедия, днище Иольской долины совершенно не расчленено молодым врезом и плавно опускается к самому руслу Пянджа. Вместо огромного обрыва в устьевой части этой долины расположен крупный конус выноса рек Иол и Анжироу (см. рис. 47), поверхность которого полого погружается под уровень Пянджа; какие-либо признаки террасообразования здесь отсутствуют, что свидетельствует (Бельский, 1970б) о погружении северной части Иольской долины относительно уровня Пянджа, продолжающемся и сейчас, и позволяет предполагать здесь наличие активного субширотного разрыва, проходящего под руслом поперечного участка Пянджа.

Следует также отметить и полное отсутствие признаков Шурабадского поперечного поднятия восточнее Сарыгорского перевала. Судя по характеру дислокаций неогеновых отложений, залегающих в гребневой части хр. Сиунг (см. рис. 24, 25), эта среднегорная гряда является такой же складчато-глыбовой морфоструктурой, как описанный выше хр. Хамтарма, только меньшего размера. Как видно на рис. 50, гребень хр. Сиунг имеет максимальную высоту примерно в 3-4 км севернее Сарыгорского перевала. К этому же участку приурочено плавное изогнутие террасовых

уровней на западном склоне хребта и максимально высокое (примерно 2000 м абс.) положение подошвы тавильдаринской свиты. Отсюда неогеновый покров совершенно плавно, без каких-либо поперечных антиклинальных или флексурных изгибов на широте Сарыгорского перевала опускается на юг, к поперечной долине р. Пяндж. В крайних южных выходах подошва тавильдаринской свиты расположена на абсолютной высоте 1100–1200 м.

Маловероятным кажется предположение о том, что поднятие центральной части хр. Сиунг является восточным продолжением Шурабадского поперечного поднятия, средним позднечетвертичным сдвигом и смещенным на 3–4 км к северу. В этом случае все долины водотоков, стекающих с западного склона хребта, должны были бы получить коленообразные искривления, а конусы выноса, сформировавшиеся у подножий северной части хребта (они сложены плохоокатанными обломками юрских и меловых пород и позднепермских диоритов), должны были оказаться совмещенными со склонами центральной части хр. Сиунг, сложенными только неогеновыми отложениями. В действительности этого не наблюдается. Поэтому наиболее правдоподобным кажется предположение, что складчатоглыбовое поднятие центральной части хр. Сиунг является совершенно самостоятельной морфоструктурой второго порядка (см. рис. 48).

Морфоструктурные особенности рассматриваемого района позволяют представить историю его развития в течение послекулябского этапа (Бельский, 1970б, 1972а). В начале среднего плейстоцена резко увеличиваются скорость и дифференциация тектонических движений. В процессе общего воздымания, сопровождавшегося перемещениями по разрывам, три сложных блока, составляющих структуру рассматриваемой территории (т. е. горсть-хребты Сиунг и Хазратишох и заключенный между ними Иольский рамп), не оставались совершенно монолитными, а испытывали изгибания значительных радиусов кривизны. Данные пликáтивные дослокации проявлялись в каждом бло-

ке индивидуально и не переходили в смежные структурные элементы. В связи с этим основные разрывы приобрели шарнирный характер. Описанные выше морфоструктурные особенности Иольской долины позволяют считать, что в районе современного Сарыгорского перевала днище Иольского рампа было как бы "заклинено" между смежными горстовыми поднятиями хребтов Сиунг и Хазратишох и поднималось вместе с ними практически как единое целое. (Показательно, что Сарыгорский перевал расположен в вершине дугообразного в плане искривления линии Каляндарунского разлома; выпуклость этого изгиба обращена на восток, что свидетельствует о максимальном выполаживании здесь поверхности сместителя разлома и о надвигании Хозретишинского горста на Иольский рамп). В то же время северный и южный участки центрального блока, соответствующие низовьям рек Иол и Кафиркаш, поднимались со значительно меньшей скоростью и отставали не только от смежных хребтов - горстов, но и от района Сарыгорского перевала. Перестройка долины Праобиниоу началась в тот момент, когда наметившийся на месте современной Хирмонжоуской петли Пянджа участок отставания (относительного прогибания) оказался на меньшей абсолютной высоте, чем район Сарыгорского перевала. Возможно, на какой-то промежуток времени эта мульда превратилась в замкнутый бессточный бассейн, однако вскоре последний получил сток в южную часть продольной долины Прапянджа. Прорыв вод бассейна осуществился через наиболее пониженный в то время водораздел, соответствующий северной части современного хр. Сиунг. Характерно, что последний и сейчас на 500-700 м ниже хр. Хазратишох. Поперечный участок Пянджа, соответствующий месту древнего прорыва, заложен в полосе поперечных разрывов, пересекающих северное окончание хр. Сиунг и отделяющих его от высоко поднятого блока хр. Кугиэш.

Как отмечалось выше, район Хирмонжоуской петли Пянджа соответствует наиболее прогнутому участку Обиниоу-Иольского рампа, причем величина наклона пластов

мезозойских пород, слагающих днище этой структуры, по направлению к указанной мульде превышает современные уклоны русел рек Обиниоу и Иол. Отсюда следует, что тенденция района Хирмонжоуской петли Пянджа к относительному прогибанию наметилась еще задолго до начала перестройки субсеквентной гидросети Юго-Западного Дарваза (по крайней мере в позднем плиоцене или даже раньше). Судя же по тому, что в современной структуре в пределах Хирмонжоуской мульды днище древнечетвертичной долины Праобиниоу расположено примерно на 400 м ниже, чем в низовьях р. Кафиркаш (1000-1100 м в первом участке и 1400-1500 м во втором), эта тенденция в полной мере проявлялась и после перестройки субсеквентной гидросети Юго-Западного Дарваза, вплоть до современной эпохи.

Восточнее хр. Сиунг расположен второй продолженный участок долины Пянджа. Наиболее примечательной его чертой является резкое несоответствие геоморфологических особенностей правого и левого берегов Пянджа.

Орографическая схема левобережья имеет довольно сложное строение (см. рис. 1). Наиболее высокие хребты Афганского Бадахшана (как и основные тектонические структуры) ориентированы субмеридионально. В южной половине этой высокогорной области субширотные боковые отроги хр. Сафедихирс резко увеличиваются в размерах и приобретают характер самостоятельных орографических линий. Все эти хребты имеют характер столовых гор: их крутые, ступенчатые склоны резко контрастируют с плоскими, срезанными под один уровень гребнями. Характерно, что многие из этих водоразделов второго порядка сложены почти недислоцированными неогеновыми конгломератами, которые с резким угловым несогласием залегают на глубоко денудированном палеозойском основании (см. рис. 9). Совершенно очевидно, что, в соответствии с традиционными представлениями (В. В. Лоскутов, О. К. Чедия и др.), поверхность этого углового несогласия должна рассматриваться как уровень планации, тождественный "Обихумбускому пенеплену", а гребни высочайших хребтов Афганско-

го Бадахшана (Сафедихирс, Патк и др.) должны быть отнесены к олигоцен-раннемиоценовому ярусу рельефа.

По мнению автора, в пределах Афганского Бадахшана (как это отмечалось выше для территории хребтов Джаридарида и Сиунг) под чехлом неогеновых отложений погребен резко расчлененный рельеф позднемиоценового (?) — раннеплиоценового возраста, а выравненные поверхности на гребнях западных отрогов хр. Сафедихирс тождественны эрозионно-денудационным уровням БВ и ГД в долине р. Обихумбоу (см. рис. 44, 45) и их следует рассматривать как уцелевшие от разрушения фрагменты дна древнечетвертичной "террасовой долины" Прапянджа. Как отмечалось выше, в районе пер. Кугиэш указанная поверхность расположена на абсолютной высоте порядка 3500 м. Отсюда этот уровень полого опускается на север и на юг, т. е. вверх и вниз по течению Пянджа (см. рис. 46, 49).

Следует отметить, что ранее вершинный уровень субширотных хребтов Афганского Бадахшана рассматривался нами (Бельский, 1969а, б, 1971, 1972б) как полигенетическая поверхность выравнивания (наклонный предгорный пьедестал хр. Сафедихирс), формирование которого завершилось в конце полизакского времени. Сходная точка зрения развивается и в некоторых работах последнего времени (Додонов, и др., 1974).

Своеобразное строение вершинного яруса рельефа западных отрогов хр. Сафедихирс вызывает представление о сложном субмеридиональном сводовом поднятии, которое в процессе воздымания расчленялось водотоками, стекавшими с его склонов в субширотном направлении. Западные окончания этих "эрозионных гор" (термин Д. В. Наливкина) как бы обрублены крупным субмеридиональным разрывом, ограничивающим продольную долину Пянджа с востока.

Правый борт долины Пянджа соответствует восточному склону хр. Сиунг. В отличие от субширотных эрозионных гор Афганского Бадахшана данный субмеридиональный

хребет, как отмечалось выше, является складчато-глыбовым поднятием, сходным по своей структуре с хребтами Кухифруш и Хамтарма, только меньших размеров. Как и в северной половине Внутреннего Дарваза, в хр. Сиунг можно выделить два яруса рельефа. Фрагменты верхнего пологосклонного яруса рельефа в центральной части хребта расположены на абсолютной высоте 2000-2100 м, а в северном и южном его окончаниях опускаются до высоты порядка 1600-1800 м. По В. В. Лоскутову (см. рис. 42), указанный ярус рельефа имеет среднемиоценовый-раннечетвертичный возраст. Такая датировка ошибочна, поскольку верхний ярус рельефа срезает пологосклонную толщу неогеновых конгломератов, слагающих гребень хр. Сиунг, т. е. он формировался заведомо позднее тальбарской фазы складчатости, в позднем плиоцене-раннем плейстоцене (см. рис. 47).

Нижний ярус рельефа хр. Сиунг (средний плейстоцен-голоцен) выражен узкой V-образной долиной. Террасовидные площадки разновозрастных уровней здесь выражены плохо. Общая глубина долины достигает 1000-1200 м, причем на долю позднечетвертичного-голоценового вреза приходится 150-250 м. Последний представлен кляммом с почти вертикальными бортами. Ущелье имеет извилистую в плане форму, причем его изгибы совпадают с очертаниями крупных излучин ресла Пянджа и их можно рассматривать как врезанные меандры. Все это свидетельствует об энергичных поднятиях недавнего времени, по видимому, продолжающихся и поныне.

Ниже устья р. Равинч направление Пянджа изменяется на субширотное (см. рис. 1, 47). Как и рассмотренные выше районы, долина этого поперечного участка Пянджа имеет двухъярусное строение. Общая реконструкция современной конфигурации основных геоморфологических уровней участка показана на рис. 26. Верхний ярус рельефа представлен широкой (до 25-30 км) пологосклонной террасовой долиной; глубина ее вреза не превышает 300-400 м. Поскольку днище долины среза-

ет дислоцированные неогеновые толщи, ее послетальбарский (позднеплиоценовый-раннечетвертичный) возраст не вызывает сомнений.

Нижний ярус рельефа (средний плейстоцен-голоцен) выражен узкой V-образной долиной, максимальная глубина которой достигает 1200-1300 м. Нижняя (300-500 м над руслом Пянджа) часть долины имеет ущелистый характер. Крутые, скалистые склоны здесь опускаются непосредственно к руслу реки, а низкие аккумулятивные террасы наблюдаются только в небольших четковидных расширениях долины, отделенных друг от друга литологическими "перемычками". Контуры изгибов этого ущелья повторяют очертания крупных излучин русла, что позволяет рассматривать их как врезанные меандры.

По представлениям большинства исследователей, современная долина Пянджа, имеющая в плане сложные изломанные очертания, состоит из участков различного возраста. При этом обычно предполагается, что продольные участки (более широкие и со сравнительно хорошо выраженными террасовыми уровнями) являются фрагментами древней гидросети, а поперечные и диагональные (их долины обычно ущелистые, террасы здесь почти не сохраняются) образовались позднее в процессе боковых перехватов. Применительно к условиям рассматриваемого района такие взгляды развивал О. К. Чедия (1962, стр. 299; 1972а), который считал, что "в плиоцене все субсеквентные реки направлялись на юг, в Афганистан" (см. рис. 51), а "выработка широтного колена Пянджа" произошла только в раннем плейстоцене, причем осуществилась она "с помощью двух перехватов восточных рек западными, последние из которых имели более низкие базисы эрозии". После этого широтная долина Пянджа развивалась antecedентно.

По мнению автора, поперечный участок Пянджа развивался antecedентно не с конца раннего плейстоцена, а с плиоцена или даже ранее. Как и в северной половине Внутреннего Дарваза, в пределах территории хр. Сиунг и смежных районах Афганского Бадахшана в продолжение всего

этапа формирования толщи дарвазских конгломератов течение водотоков была направлено с востока на запад (в составе неогеновых конгломератов хребтов Хазратишох и Сиунг преобладают обломки пород среднего и нижнего палеозоя, распространенных только восточнее современной долины Пянджа; восточная граница современного распространения дарвазских конгломератов имеет извилистые контуры и совершенно не зависит от очертаний основных современных водоразделов в плане и др.).

Показательно, что в южном окончании хр. Сиунг сохранился фрагмент среднемиоценовой долины, вошедшей в геологический разрез. Как отмечал О. К. Чедия (1957а, 1972а), в приустьевой части р. Кафиркаш хингоуская свита залегает в эрозионной ложбине, которая на 500 м врезается в пермские известняки. Здесь "прекрасно видно прислонение отдельных линз и слоев хингоуской свиты к эрозионной стенке с исполиновыми котлами; и лишь после заполнения этой отрицательной формы рельефа отложения хингоуской свиты начинают ложиться прямо на пенеплен" (Чедия, 1957а, стр. 77). Данная субширотная ископаемая долина, по всей видимости, является фрагментом долины р. Палеоравинч (Меламед, 1965, 1969), функционировавшей в течение всего этапа формирования толщи дарвазских конгломератов. Судя по тому, что верхняя террасовая долина поперечного участка Пянджа протягивается восточнее хр. Сиунг (в бассейн р. Равинч, современного левого притока Пянджа), этот древний водоток сохранил направление своего течения неизменным вплоть до наших дней. Иными словами, поперечный участок Пянджа, является самым древним из всех описанных ранее "колен" реки. Ущелистый же характер этой сквозной долины следует рассматривать не как свидетельство ее геологической молодости, а как следствие того, что почти вся энергия Пянджа тратится здесь на глубинную эрозию.

Изложенные выше сведения позволяют считать, что в пределах территории, расположенной восточнее хр. Хазратишох, сохранились только относительно молодые формы релье-

фа (не древнее позднего плиоцена) и что наиболее удобным репером для реконструкции молодых тектонических движений последнего этапа развития являются фрагменты днищ древнечетвертичных долин. Возраст поверхностей выравнивания примерно соответствует времени формирования верхних горизонтов кулябского комплекса.

Еще более очевиден молодой возраст рельефа западной части рассматриваемого региона, которая соответствует восточной окраине Яхсуйской депрессии. В пределах последней, как и во Внутреннем Дарвазе, выделяется два яруса рельефа. Верхний представлен участками пологовсхолмленных эрозионно-денудационных поверхностей и возвышающимися над ними останцами более древнего рельефа. Поскольку указанный ярус срезает складки, сложенные неогеновыми отложениями, его послетальбарский возраст не вызывает сомнений. По наиболее распространенным взглядам, вершинный ярус рельефа хребтов Таджикской депрессии формировался в позднем плиоцене — раннем плейстоцене, т. е. поверхность, служащая основанием яруса, коррелирует с горизонтами кулябского комплекса. Соответственно нижний ярус рельефа формировался в течение среднего плейстоцена — голоцена. Общая глубина его эрозионного расчленения достигает нескольких сотен метров.

Как отмечалось автором (Бельский, 1972а), анализ дислокаций отложений кулябского комплекса и особенностей строения террасовых спектров долин бассейна Кызылсу — Яхсу, а также изучение современной морфологии и гипсометрического положения фрагментов основания верхнего яруса рельефа свидетельствует о том, что в течение послекулябского этапа Яхсуйская депрессия развивалась как пологий синклиальный прогиб, осложненный более мелкими антиклинальными поднятиями и синклиальными прогибами, причем последние расположены над антиклиналями и синклиналями нижнего яруса альпийского структурного комплекса. Очертания водотоков Яхсуйской депрессии вполне соответствуют ее послекулябскому морфоструктурному плану — все продольные участки рек Кызылсу и Яхсу и их притоков рас-

положены в антиклинальных прогибах второго порядка, а поперечные участки рек обычно приурочены к периклинальным окончаниям антиклинальных поднятий второго порядка.

Достаточно наглядно все эти особенности проявляются в пределах Муминабадской синклинали впадины (рис. 53). Последняя расположена в наиболее прогнутой

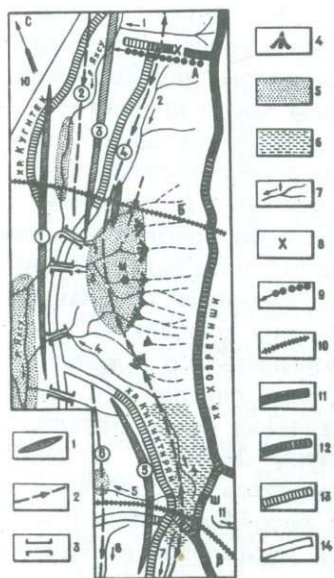


Рис. 53. Морфоструктурная схема Муминабадской впадины.

1-2 - складки тальбарской фазы диастрофизма (стрелкой показано направление погружения шарниров складок);

1 - антиклинали (1 - Дагагинская, 3 - Сарыпультская, 5 - Кичиктирйайская); 2 - синклинали (2 - Чординская, 4 - Полизакская, 6 - Сарычашминская); 3 - створные (антецедентные) участки долин; 4 - конусы выноса; 5 - слабо расчлененные аккумулятивные поверхности (днище Муминабадской впадины, низкие аккумулятивные террасы р. Яксу); 6 - Шурабадское плато; 7 - современ-

ные реки (индексы соответствуют рис. 1); 8 - Чильдукхтаронский перевал; 9 - Чильдукхтаронское поперечное поднятие (А); 10 - поперечные поднятия, выделенные О. К. Чедия (В - Нижнеобимазарское, В - Шурабадское); 11-14 - основные современные водоразделы (11 - выше 2700 м, 12 - 2700-2200, 13 - 2200-1700, 14 - 1700-1200 м). Населенные пункты: М - пос. Муминабад, Ш - пос. Шурабад.

части Полизацкой синклинали, а воздымания (антиклинальные перегибы) шарнира складки соответствуют Шурабадскому и Чильдухтаронскому перевалам (рис. 54). В морфо-

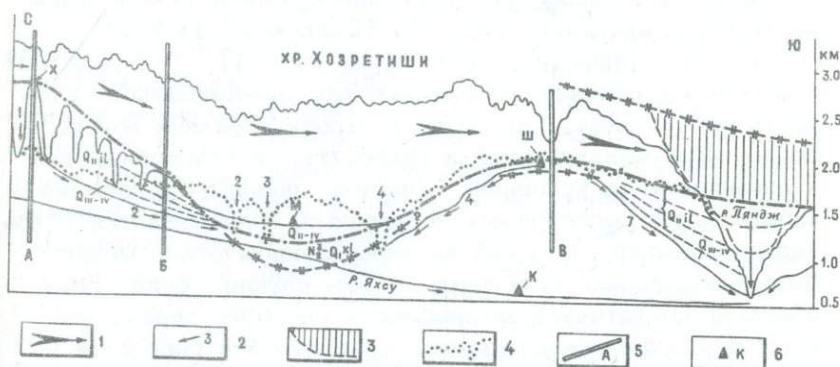


Рис. 54. Продольный геоморфологический профиль Муминабадской впадины (совмещен с продольными профилями хребтов Хазратишох и Кичиктиряй). 1 - направление древнечетвертичного субмеридионального водотока; 2 - направления водотоков после перестройки гидросети; 3 - субширотная долина р. Праравинч; 4 - гребень хр. Кичиктиряй; 5 - оси поперечных поднятий; 6 - населенные пункты (К - Куляб, М - Муминабад, Ш - Шурабад). Индексы рек и поперечных поднятий соответствуют рис. 53. Прочие усл. обозначение те же, что и на рис. 13.

структуре Муминабадской впадины названные перевалы играют такую же роль, какую в морфоструктуре Обиниоу-Иольской впадины имеют Сарыгорский и Кафтгармольский перевалы.

Свод южного антиклинального поднятия шарнира Полизацкой синклинали соответствует оси Шурабадского поперечного поднятия, выделенного О. К. Чедия (1957б-1972а). Последнее, как уже отмечалось при описании Обиниоу-Иольской впадины, реконструировалось как суб-

широтный антиклиналеобразный вал, наложенный в среднем плейстоцене на продолжающие развиваться в течение всего четвертичного периода субмеридиональные складки, созданные тальбарской фазой диастрофизма. Практически тождественную морфоструктуру можно выделить и в районе Чильдухтаронского перевала (Бельский, 1974в).

По представлениям О. К. Чедия (1964), быстрый рост поперечного поднятия (со скоростью, превышающей скорость эрозии реки) "приводит к атрофии древней долины", после чего возникает новая гидросеть, приспособившаяся к изменившимся условиям. Участок долины, находящийся между двумя поперечными поднятиями, превращается в локальный прогиб, который на определенном этапе может быть бессточным бассейном. В том случае, если река обладает достаточной мощностью и способна перепилить растущее поперечное поднятие, перестройка гидросети не происходит, а образуется антецедентный участок.

Совершенно очевидно, что формирование поперечных структур должно вызывать деформацию различных геоморфологических элементов, образовавшихся ранее этих структур. Так, днища речных долин, террасы по их склонам и гребни водораздельных гряд при пересечении поперечных поднятий должны быть дислоцированы примерно одинаково, либо даже гребни хребтов и верхние террасовые уровни должны быть изогнуты сильнее, чем нижние террасы и днища долин.

В пределах Муминабадской впадины эта общая схема не подтверждается, поскольку здесь (как было отмечено выше для Обиниоу-Июльской впадины) величина деформации днища древней синклинали долины существенно превышает величину деформации гребней смежных хребтов. Так, на участке между центром Муминабадской впадины и сводом Шурабадского поперечного поднятия высота гребня хр. Хазратишох изменяется совершенно незначительно — с 2600–2650 м до 2700–2800 м на юге. Более четко поднятие проявляется в западном обрамлении впадины — высота хр. Кичиктирай возрастает с 1550–1600 м на

широте Муминабада до 2000–2100 м в районе Шурабада. Однако на этом же участке днище Муминабадской впадины воздымается с высоты 1000–1100 до 2000 м.

Формирование Муминабадской впадины протекало примерно так же, как и Обиниоу–Иольской впадины. В позднем плиоцене – раннем плейстоцене вдоль оси Полизакской синклинали проходила одна из главных субсеквентных долин Яхсуйской депрессии (Чедия, 1957б, 1962). Вблизи современного пос. Муминабад долина расширялась, а аккумуляция протекала с повышенной скоростью. В районе современного Шурабадского плато ширина долины и скорость осадконакопления уменьшались. Судя по тому, что шарнир Полизакской синклинали и с севера и с юга погружается к центру впадины более круто, чем древнететвертичная поверхность (см. рис. 54), образование муминабадской "четки" и шурабадской "перемычки" древней долины следует отнести еще к позднему плиоцену.

В конце раннего плейстоцена в четковидном расширении древней долины усилились прогибания, а в районе шурабадской "перемычки" – поднятия. Как и в бассейне р. Праобиниоу, перестройка древней гидросети наступила в тот момент, когда ее прогибающийся участок оказался гипсометрически ниже днища, расположенного южнее отрезка долины, утерев связь со своим прежним базисом эрозии (устье древнего водотока) и превратился на какой-то промежуток времени в замкнутый бессточный бассейн. Последний вскоре через наиболее пониженный водораздел получил сток на запад, в долину современной р. Яхсу. В дальнейшем участки стока развивались antecedентно (Бельский, 1968б, 1972а) и превратились в сквозные приустьевые отрезки долин рек Обисурх, Обишур и Лянгаркалон (см. рис. 19, 53). Омертвевший участок древней долины (он известен в литературе под названием Шурабадского плато) с момента перестройки, подобно Сарыгорскому перевалу, превратился в долинный водораздел между вновь образовавшимися реками Лянгаркалон и Дуляби–Сангоу (см. рис. 54).

Следует подчеркнуть, что в современном строении Шурабадского плато нет никаких очевидных признаков того, что древний водоток какое-то время боролся с растущим поперечным поднятием и развивался антецедентно, т. е. перестройка древнечетвертичной долины произошла очень быстро, по существу внезапно. Поскольку деформация плато привела в конечном итоге только к очень пологому изгибу его поверхности, ведущую роль в этой перестройке следует отводить прогибанию (относительно-му или абсолютному) мульды Муминабадской впадины относительно окружающих ее поднятий и смежных участков днища древней долины. Эта тенденция развития сохранилась и после перестройки указанной долины, в связи с чем в настоящее время днище древнего водотока в центральной части Муминабадской впадины расположено на 400-500 м ниже, чем в районе его бывшего устья (см. рис. 54).

Сходным образом происходило и развитие Чильдухтаронского поперечного поднятия. Судя по тому, что в верховьях р. Обисурх древняя долина в значительной мере уничтожена молодым врезом данной реки, а в верховьях р. Лянгарколон, имеющей такие же размеры, как и Обисурх, днище древней долины (Шурабадское плато) сохранилось практически в том же виде, какой эта долина имела перед перестройкой, Чильдухтаронское поднятие получило выражение в рельефе раньше, чем Шурабадское поперечное поднятие.

Изложенное выше позволяет считать, что в термине "поперечное поднятие" есть некоторая относительность и что возникновение структур такого типа может быть обусловлено не одним только воздыманием, а сочетанием различных процессов. Если в современной структуре один из участков первоначально субгоризонтального уровня расположен выше другого участка того же уровня, то это может быть вызвано либо поднятием первого участка относительно неподвижного второго, либо опусканием второго участка относительно неподвижного первого, либо

сочетанием обоих этих движений. Поскольку при последнем варианте скорость разнонаправленных движений может быть различной, то в перестройках гидросети и в формировании "решетчатости" морфоструктурного плана ведущую роль могут играть либо поднятия (т. е. "поперечные поднятия" в прямом значении этого термина), либо опускания (абсолютные или относительные). Таким образом, термин "поперечные поднятия" нужно истолковывать очень расширительно (и морфологически, и в смысле их генезиса).

В Обиниоу-Иольской и Муминабадской впадинах перестройка была обусловлена не столько тектоническим подпружиниванием продольных водотоков растущими поперечными антиклиналями, сколько появлением выше по течению от сводов тектонических перемычек относительно прогибающихся участков днищ древних долин. Из этого следует, что зачатки "решетчатости" современного морфоструктурного плана возникают одновременно с образованием основных (продольных) антиклинальных возвышенностей и синклинальных долин. В дальнейшем развитие продольных и поперечных структур также протекало параллельно, т. е. формирование "поперечных поднятий" не является, как считал О. К. Чедия (1961, 1964), свидетельством принципиально новой, тектонической фазы, вызывающей качественное изменение тектонической структуры.

Еще более сложной, чем вопрос о поперечных поднятиях, является проблема четвертичных горизонтальных смещений по разрывам "зоны дарвазских разломов". В пределах Юго-Западного Дарваза геоморфологически выраженные сдвиги описывались только в бассейне р. Сарыоб (Захаров, 1967, 1969, 1970; Чедия, 1962, 1972а; Чедия, Трофимов, 1962). Здесь по линии Дарваз-Каракульского разлома наблюдаются резкие коленообразные искривления долин и русел правых притоков Сарыоба, врезанных в средне- и позднечетвертичные (?) отложения (рис. 55). По наиболее распространенным взглядам, указанные искривления долин образовались в течение позднего плейстоцена — голоцена в процессе левосторонних сдвиговых сечений по Дарваз-Каракульскому разлому. А. Х. Кафарский, впервые

высказавший предположение об этом молодом сдвиге (Захаров, 1967, 1969), считал, что его амплитуда превышает 1,0 км. О. К. Чедия (1962, 1972а) определял эту величину, равной примерно 0,5 км. Более поздние измерения С. А. Захарова и автора показали, что искривление тальвегов различных долин изменяется в пределах от 0,1 до 0,8–1,2 км, причем максимальная амплитуда искривления наблюдается только в двух долинах.

По мнению С. А. Захарова, истинная амплитуда позднечетвертичного левостороннего сдвига достигает в долине р. Сарыюб 4–6 км. Этот вывод основан на предположении о том, что первоначально (т. е. в то время, когда все правые притоки Сарыюба имели прямолинейные очертания)

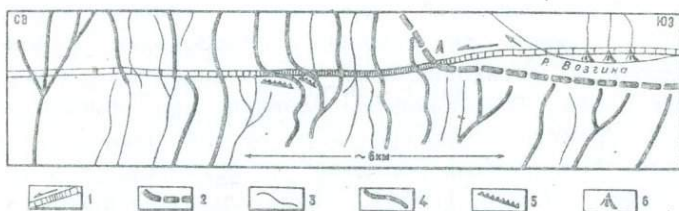


Рис. 55. Схема деформации правых притоков р. Сарыюб (по С. А. Захарову, 1967, с некоторыми добавлениями). 1 — Дарваз-Каракульский (Сарыюбский) разлом, густота штриховки пропорциональна амплитуде левостороннего сдвига; 2 — гребень хр. Джаридарида (А — перевал); 3–4 — тальвеги правых притоков р. Сарыюб (3 — неглубокие долины, 4 — глубокие долины); 5 — обрывы западнее искривленных участков русел; 6 — асимметричные конусы выноса правых притоков р. Возгина, Сг — пос. Сагирдашт.

долины Ш-УШ составляли единое целое с соответствующими верховьями долин 3–8 (см. рис. 55). Одновременно была высказана мысль о том, что "горизонтальное смещение и общее поднятие Памиро-Дарваза подчинены единому процессу тектогенеза, являются его функцией, и

поэтому величины поднятия и сдвигания в разные этапы прямо пропорциональны" (Захаров, 1969, стр. 17). Отсюда следует, что по амплитуде сдвига за поздний плейстоцен-голоцен можно рассчитать общее смещение за различные промежутки времени, для которых имеются сведения о скоростях вертикальных движений. С. А. Захаров для своих расчетов использовал данные В. В. Лоскутова (1969а) о средних величинах поднятия Памира за весь новейший этап (5300 м за 36 млн. лет) и за поздний плейстоцен-голоцен (150 м за 0,015 млн. лет). Поскольку поднятие в 150 м вызывает горизонтальное перемещение, равное 4-6 км, то поднятию в 5300 м должно, по С. А. Захарову, соответствовать сдвиговое смещение порядка 150-200 км.

Многие из этих выводов, как нам представляется, являются спорными. Прежде всего, по наблюдениям автора (Бельский, 1972а, 1973а), достаточно четкое геоморфологическое выражение горизонтальные смещения по Дарваз-Каракульскому разлому имеют только на сравнительно небольшом (порядка 15 км) его участке между верховьями р. Возгина и пос. Сагирдашт. Севернее широты этого поселка все водотоки бассейнов рек Зидадара и Гундара пересекают указанный дизъюнктив, совершенно не искривляясь, что свидетельствует о полном отсутствии здесь сдвиговых смещений в течение среднего плейстоцена - голоцена. Отсутствие значительных (более нескольких десятков метров) сдвигов в бассейне р. Обиравноу доказывается практически прямолинейной формой долины поперечного участка этой реки, сохраняющейся неизменной с конца раннего плейстоцена (см. выше в этой же главе).

Эти выводы справедливы и для территории Обинию-Июльской впадины. Так, в бассейне р. Обиниюу все без исключения долины ее правых и левых притоков имеют характер крутостенных ущелий, врезаемых на несколько сотен метров в коренные склоны хребтов Кухифруш и Хазратишох. Понятно, что сдвиговые деформации рельефа

здесь должны были бы сохраниться значительно лучше, чем в долине р. Сарыюб, где все водотоки врезаны в сравнительно неплотные четвертичные и неогеновые отложения. Ущелистые долины притоков р. Обиниоу пересекают все крупные разрывы "зоны дарвазских разломов" приблизительно под прямым углом, однако ни в одном из таких пересечений не наблюдается каких-либо искривлений русел водотоков или их долин в плане. Следует также отметить, что левосторонние горизонтальные сдвиги по Каляндарунскому разлому, проходящему по восточному подножию хр. Хазратишох, должны были бы вызвать смещение конусов выноса правых притоков р. Обиниоу на несколько километров относительно верхних частей их долин, находящихся в западном крыле разлома. В действительности же никаких следов таких перемещений не наблюдается. Кроме того, ни в одном из правобережных конусов выноса не удалось обнаружить обломки пород, не известных в бассейне этого притока Обиниоу (севернее широты р. Лянгар гребень и восточный склон хр. Хазратишох сложены только меловыми породами, а южнее этой долины в гребне хребта залегают неогеновые и палеогеновые отложения; соответственно в пределах этих участков отличается и состав конусов выноса правых притоков Обиниоу).

Таким образом, экстраполяция данных о позднечетвертичных сдвигах в долине р. Сарыюб на всю территорию Юго-Западного Дарваза является необоснованной. По наблюдениям автора (Бельский, 1972а, 1973а), амплитуда горизонтальных смещений закономерно изменяется по простиранию специфического сегмента Дарваз-Каракульского разлома. В верховьях р. Возгина и в районе пос. Сагирдашт она практически равна нулю, а посредине участка линеймента, между долиной 4 и перевалом А (см. рис. 55), величина сдвига достигает 1, 0-1, 2 км.

Амплитуда сдвига, вычисленная С. А. Захаровым (4-6 км), явно завышена. Наиболее существенные возражения против схемы этого исследователя (долины 1-8 являются верховьями долин 1-УШ, см. рис. 55) таковы. Долины 1-

УШ имеют меньшую глубину и более пологие и задернованные склоны, чем продолжения долин 1-8 в западном крыле сдвига; по всей видимости, для образования долин 1-УШ не требуется большего водосбора, чем нынешний. Далее, при постепенном перемещении верховий долин 1-8 и поочередном их подключении к чужим долинам в западном крыле сдвига вдоль линии Дарваз-Каракульского разлома должна была образоваться непрерывная ложбина, глубина которой была бы соизмерима с глубиной долин правых притоков р. Сарьюб. В действительности такой ложбины здесь нет и, судя по сохранившимся водоразделам между долинами 3 и 4 и 4 и 5 (см. рис. 55), максимальная амплитуда сдвига должна соответствовать наибольшей величине искривлений тальвегов этих крупнейших долин притоков. Следует добавить также, что палинспастовая реконструкция позднеплейстоценового рельефа, которая получается после перемещения крыльев сдвига друг относительно друга на 4-6 км, выглядит совершенно неправдоподобной.

Итак, сарьюбский сдвиг является уникальным явлением. Причины его возникновения пока не совсем ясны. Можно предположить, что возникновение горизонтальных напряжений каким-то образом связано с шарнирным перекрещиванием в этом участке крыльев Дарваз-Каракульского разлома. Не исключено также, что определенную роль в данном процессе сыграло существование своеобразной поперечной негативной структуры, которая проявляется в расположении примерно на одной линии поперечных антецедентных участков долин Пянджа, Сарьюба и Обихингоу и участка максимальных мощностей конседиментационной Джаридаринской мулды (см. рис. 48).

У1. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическая история описываемого района на протяжении неогейского мегаэона подразделяется на пять крупных этапов: ранне-, среднепалеозойский (догеосинклинальный или раннегеосинклинальный), каменноугольный-раннепермский (собственно геосинклинальный), позднепермский - триасовый (эпигеосинклинальный орогенический), юрский-эоценовый (квазиплатформенный) и олигоценый-четвертичный (новейший орогенический). Первые четыре этапа интересуют нас лишь как предыстория новейшей тектоники; поэтому они характеризуются схематично.

А. Ранне-, среднепалеозойский этап

По наиболее распространенным взглядам (Власов, 1961-1969; Ганссер, 1967; Резвой, 1964а, б; Синицын, 1965 и ряд других), в течение раннего и среднего палеозоя (210-230 млн. лет) значительная часть территории современной Высокой Азии - от Алайского хребта на севере и до Индийского щита на юге - развивалась в условиях тектонического режима, многими чертами близкого к платформенному.

Б. Каменноугольный-раннепермский этап

Каменноугольный период был переломным этапом в геологической истории Высокой Азии. Начиная с позднего карбона северная окраина этой территории постепенно теряет свою подвижность, а южная, напротив, все более активизируется. К концу карбона между Индийским щитом и Южным Тянь-Шанем окончательно оформляется сложный пояс погружений, занятый обширным морским бассейном - Тети-

сом. В мезозое и кайнозое этот пояс станет одним из самых подвижных на Земле.

Территория Северного Памира на протяжении каменноугольного—раннепермского этапа (80—100 млн. лет) развивалась в геосинклинальных условиях. Складкообразование, начавшееся здесь еще в среднем палеозое, в основном завершилось к середине позднепермской эпохи. Последующие тектонические движения в конце перми и в начале мезозоя носили послегеосинклинальный характер и не вызвали существенной перестройки герцинских складчатых структур (Бархатов, 1963; Власов, 1961, 1963).

В. Позднепермский—раннетриасовый этап

В это время (60—65 млн. лет) господствовал тектонический режим, характерный для "областей горообразования" (Шульц, 1964). Во второй половине триаса тектоническая активность постепенно снижается и замирает. Конец постгеосинклинального орогенического этапа завершается формированием пенеплена, срезавшего "под корень" герцинские складчатые сооружения Северного Памира. В пределах Южного Тянь—Шаня пенепленизация завершилась еще в конце палеозоя (Кухтиков, 1957, 1969; Сеницын, 1948, 1960).

Особый интерес для нас представляет реконструкция палеогеографии раннетриасовой эпохи, служащая своего рода условным нулем для мобилистических реконструкций альпийских горизонтальных тектонических движений. По мнению С. А. Захарова (1958—1970), наличие морских нижнетриасовых отложений в Васмикухском и Равноуском блоках является одним из наиболее серьезных доводов в пользу гипотезы о многокилометровых сдвиговых смещениях по разрывам, входящим в состав Дарвазского разлома ("зоны дарвазских разломов"). Следует отметить, что с равным основанием палинспастовые реконструкции можно делать и по распространению морских отложений памирского яруса верхней перми (шакарсевская и чапсайская свиты), которые согласно или с очень небольшим локальным несогласием подстилают нижнетриасовую толщу и составляют с ней единый структурно—формационный ярус.

В своих ранних работах С. А. Захаров (1958–1962) определял амплитуду сдвига по Дарвазскому разлому за неоген-четвертичное время, равной примерно 100 км. При этом предполагалось, что в раннем триасе в пределах южной части современной Таджикской депрессии (рис. 56)

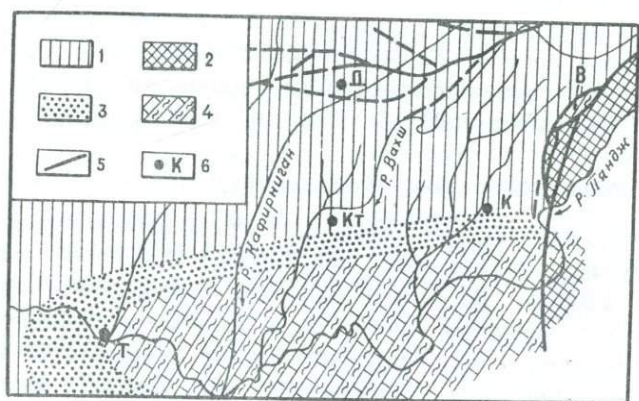


Рис. 56. Схема распределения литофаций нижнего триаса (по С. А. Захарову, 1958, с незначительными изменениями). 1–2 – области сноса (1 – Каратегинское поднятие, 2 – Ханабадское поднятие); 3 – песчаники (прибрежные фации); 4 – песчаники и глины, переслаивающиеся с известняками и мергелями (фации морского мелководья и открытого моря); 5 – линии смещения; 6 – населенные пункты (Д – Душанбе, Т – Термез, КТ – Курган-Тюбе, К – Куляб).

между Каратегинским и Ханабадским поднятиями "образовался узкий залив, по-видимому, слепо заканчивавшийся на западе; на востоке же он через Центральный Памир соединялся с юго-восточным морским бассейном, располагавшимся на месте Гималаев и Индокитая" (1958, стр. 43). Совершенно очевидно, что указанное соединение могло осуществиться лишь в том случае, если морской залив каким-то образом пересекал территорию современного Север-

ного Памира. Судя по рис. 56, в современной структуре наиболее вероятные следы такого транзитного пролива сохранились в северной части хр. Сиунг; во всяком случае, и севернее, и южнее этого района на палеогеографической схеме Внутреннего Дарваза изображены области сноса, существовавшие еще в раннем триасе.

В неоген-четвертичное время, по С. А. Захарову, произошло общее перемещение Памиро-Дарваза с юга на север. При этом на границе Внутреннего Дарваза и Таджикской депрессии образовалась сложная система левосторонних сдвигов (Дарвазский разлом). Тектонические блоки, расположенные между отдельными нарушениями этого сложного разлома, рассматривались как "линзы, увлеченные при общем смещении Памиро-Дарваза к северу" (Захаров, 1958, стр. 195) и постепенно отстающие от аллохтонного (мобильного) крыла Дарвазского сдвига. При этом предполагалось, что Васмикухский и Равноуский блоки были передвинуты с юга на север "не менее, чем на полградуса; иными словами, это перемещение должно достигать порядка 50 км. В таком случае Обинноуский блок, вместе с Дарвазом, должен быть перемещен из области северного борта Ханабадского поднятия, т. е. величина смещения предполагается около одного градуса" (Захаров, 1958, стр. 196).

С. А. Захаров (стр. 197) также подчеркивает, что "если... глубокой разведкой будет вскрыт мощный морской нижний триас в юго-восточной части Таджикской депрессии и прилегающих районах Северного Афганистана, предположение о сдвиге превратится в трудно оспоримый факт, ибо наличие нижнетриасовых отложений в указанном районе, не известное в настоящее время, было предсказано на основании этого предположения".

Последнее предположение явно не может служить доказательством многокилометровых альпийских сдвигов, поскольку предположение о субширотном заливе Тетиса, проливавшем в начале триаса в южную половину Таджикской депрессии со стороны Памира, было впервые выдвинуто еще

Б. А. Петрушевским (1940), последовательным противником мобилистических принципов, и впоследствии никем из "фиксистов" не отрицалось. Показательно, что, по мнению Б. А. Петрушевского (1940, стр. 19, фиг. 6) северный берег этого залива проходил примерно по линии Калайхумб-Термез, т. е. на 70-80 км севернее, чем это предполагается С. А. Захаровым (см. рис. 56). Понятно, что при такой реконструкции нет никаких оснований утверждать, что Васмикухский и Равноуский блоки глубоко "задвинуты" с юга альпийскими движениями в глубь раннетриасовой суши, и, напротив, можно считать, что эти блоки оставались неподвижными и расположены на своем первоначальном месте.

По мнению автора, схема на рис. 56 не может рассматриваться как достаточное обоснование сдвиговой природы Дарвазского разлома. Для доказательства этого предположения нужно убедиться в том, что в современной структуре геологические следы морского бассейна (пролива, пересекавшего Ханабадское поднятие) в восточном крыле указанного разлома смещены к северу относительно окончания залива Тетиса, расположенного в западном крыле предполагаемого сдвига; соответственно Васмикухский и Равноуский блоки должны при этом занимать промежуточное положение. В действительности же нам известно только положение указанных блоков, а все остальные фрагменты раннетриасового залива реконструированы С. А. Захаровым на основании гипотетических предположений. Например, совершенно очевидно это для северной береговой линии залива в западном (депресссионном) крыле Дарвазского разлома.

Столь же спорна и реконструкция восточного крыла нарушения. Здесь вероятные следы пролива, пересекавшего Ханабадское поднятие, изображены на палеогеографической схеме (см. рис. 56) только в северной части хр. Сиунг, почти на той же широте, что и гипотетический залив в пределах Таджикской депрессии, а севернее и южнее этого участка на схеме показаны раннетриасовые "области сноса с расчлененным рельефом" (Захаров, 1958, стр. 40, рис. 5).

Гораздо логичнее было бы (если, конечно, считать, что амплитуда Дарвазского сдвига равна 100 км) искать следы Ханабадского пролива на несколько десятков километров севернее Васмикухского блока, на широте пос. Калайхумб или даже еще севернее. Разумеется, при этом следует считать, что первоначально вся территория Внутреннего Дарваза севернее хр. Сиунг не была "областью сноса с расчлененным рельефом", а являлась районом накопления морских нижнетриасовых отложений, и только впоследствии этот осадочный чехол был разрушен денудацией.

Еще более гипотетический характер имеет (см. рис. 56) южное побережье морского пролива через Ханабадское поднятие. Никаких доказательств существования здесь области сноса (как и причин внезапного исчезновения пояса прибрежных фаций, реконструированного во всех остальных участках залива) не приводится. По мнению автора, на палеогеографической схеме южной части хр. Сиунг, как это было предложено выше для северной половины Внутреннего Дарваза, можно изобразить область раннетриасового морского осадконакопления, впоследствии полностью разрушенного денудацией.

Если принять во внимание все эти поправки, то изображенный на рис. 56 эффект сдвигового разобшения различных участков раннетриасового залива полностью исчезнет. Отсюда следует, что современные реконструкции палеогеографии раннетриасовой эпохи рассматриваемого региона основаны на совершенно недостаточном количестве фактического материала и, в силу их явно субъективного характера, не могут быть приняты в качестве корректного доказательства многокилометровых сдвигов.

В более поздних работах С. А. Захарова (1964-1970) был сформулирован второй, более детальный мобилистический вариант истории формирования "области Памирского сгущивания". В этой схеме предполагается, что в позднем палеозое и в начале мезозоя все тектонические зоны Памиро-Пенджабского синтаксиса "были почти прямолинейны и имели

приблизительно субширотное простирание" (1964). В конце палеозоя на территории современной Афгано-Таджикской депрессии образовалось два субширотных прогиба, разделенных срединным Ханабадским поднятием (рис. 57).

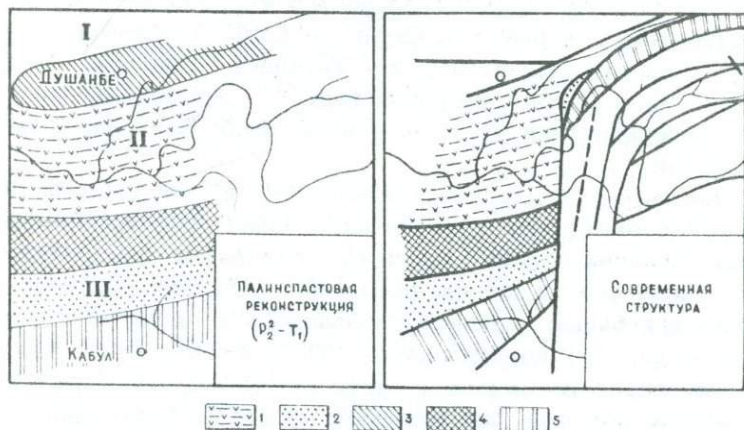


Рис. 57. Схема формирования Бадахшанской сдвиговой зоны (по представлениям С. А. Захарова, 1964-1970). 1 - мынтекинская свита; 2 - морской нижний триас; 3-5 - поднятия (3 - Каратегинское, 4 - Ханабадское, 5 - Гиндукушское). Прогибы: 1 - Южно-Гиссарский; П - Южно-Таджикистанский; Ш - Банди-Туркестанский.

Последнее, в отличие от первого варианта палинспастовой схемы, рассматривается как совершенно "непроходимый барьер" (Захаров и др., 1968) для трансгрессий Тетиса к северу. Поэтому в триасе в южном (Банди-Туркестанском) прогибе, залитом водами Тетиса, формировались мощные толщи морских терригенно-карбонатных отложений, а в северном (Южно-Таджикистанском) прогибе накапливались исключительно континентальные обломочно-эффузивные образования мынтекинской свиты. В начале мезозоя в памирском секторе Высокой

Азии возникло "квазипластическое течение" масс верхней части земной коры, направленное от Джеламского выступа Индийского щита к Южному Тянь-Шаню. Вначале оно вызвало лишь дугообразное искривление субширотных прогибов и ограничивающих их поднятий. Позднее, в неогене и в четвертичном периоде фронтальная часть этого "потока" превращается в гигантский шарьяж, а во флангах образуются гигантские сдвиговые зоны — левосторонняя Бадахшанская на западе и правосторонняя Куньлуньская на востоке. Дарвазский разлом ("зона дарвазских сдвигов") соответствует западной части Бадахшанской сдвиговой зоны. Блоки, заключенные между отдельными сдвигами, рассматриваются как своеобразная "макробрекция" (нечто вроде боковой морены ледника), образовавшаяся в периферических частях квазипластического потока. К числу подобных экзотических глыб С. А. Захаров относит Васмикухский и Равноуский блоки. Последние, как предполагается по участию в их строении нижнетриасовых морских отложений, первоначально являлись участками Банди-Туркестанского прогиба, а затем были перемещены на север, в пределы Южно-Таджикистанского прогиба.

Амплитуда суммарного смещения по Бадахшанской сдвиговой зоне за послетриасовый этап развития "области Памирского сучивания" (Захаров, 1964, 1970) определена равной примерно 200 км, практически же из палинспастовой реконструкции, положенной в основу этого расчета, следует величина, по крайней мере в 1,5-2,0 раза большая. С. А. Захаров (1964) при подсчете амплитуды сдвига принимал, что "наиболее вероятным продолжением к западу северной Калайхумб-Сауксайской, по Б. П. Бархатову, зоны Северного Памира является Ханабадское поднятие". Это допущение заведомо ошибочно, поскольку рассматриваемая схема предполагает, что Васмикухский и Равноуский блоки, включающие морские нижнетриасовые отложения, первоначально являлись частью Банди-Туркестанского прогиба, расположенного южнее Ханабадского поднятия, и в процессе предполагае-

мого горизонтального смещения к северу никаким образом не могли оказаться севернее или северо-западнее какой-либо части поднятия (если, конечно, исключить из рассмотрения совершенно фантастическое допущение, что Васмикухский и Равноуский блоки были каким-то образом шарьированы через Ханабадское поднятие на несколько сотен километров). Отсюда следует, что Калайхумб-Саукская подзона должна рассматриваться скорее как передвинутое далеко к северу восточное продолжение Гиндукушского поднятия, ограничивавшего Банди-Туркестанский прогиб с юга. Восточные же окончания прогиба и Ханабадского поднятия, по видимому, погребены под гигантским Памирским шарьяжем. Значит, рассчитанная С. А. Захаровым 200-километровая амплитуда послетриасового сдвига должна быть увеличена на величину, равную суммарной ширине Ханабадского поднятия и Банди-Туркестанского прогиба. Последняя же равна по меньшей мере 150-200 км, т. е. общая амплитуда смещений по Дарвазскому сдвигу в соответствии с рассматриваемой схемой заведомо должна превышать 400 км. Следует отметить, что без предположения о горизонтальных движениях порядка 400-500 км невозможно объяснить образование структурных дуг Памира из первоначально почти прямолинейных субширотных зон.

Примененные С. А. Захаровым (1964-1970) методы расчета альпийских (послетриасовых) сдвигов по "Дарвазскому разлому" и само их доказательство вызывают ряд возражений. Прежде всего следует отметить значительные отличия геологических разрезов Внутреннего Дарваза и осевой зоны Гиндукуша хотя в соответствии с изложенными выше замечаниями оба эти района должны рассматриваться как фрагменты одного и того же Ханабадского поднятия. Помимо этого до сих пор остается по существу ничем не доказанным предположение об экзотическом происхождении Васмикухского и Равноуского блоков, т. е. не обоснован основной довод в пользу рассматриваемого ва-

рианта палинспастовой реконструкции. Весьма спорным, например, представляется автору сопоставление морского триаса этих блоков и разновозрастных образований Банди-Туркестанского прогиба. В первом из этих районов триасовая толща представлена преимущественно красноцветными грубообломочными отложениями мощностью порядка 1 км. Во втором районе в разрезе триаса преобладают сероцветные терригенные породы флишеидного облика (Славин, 1970, 1974), а на юге Банди-Туркестанского прогиба широко распространены вулканогенные образования; общая мощность триаса достигает здесь 3-4 км. Таким образом, сходство разрезов Дарваза и Банди-Туркестана заключается только в терригенном составе слагающих их отложений. В первом из этих районов триасовая толща соответствует верхней части позднегерцинского молассового комплекса (Власов, 1963), а во втором разновозрастные образования формировались в условиях миогеосинклинального прогиба (Славин, 1970, 1974). При этом в пределах Дарваза основная фаза складчатости произошла в середине поздней перми, а в Банди-Туркестане — в конце триаса. Все это позволяет считать, что триасовые толщи, обнажающиеся в современной структуре в Равноуском и Васмикухском блоках Дарваза и в северных предгорьях Гиндукуша, изначально формировались не в одном и том же прогибе, а в пределах двух разных структурных элементов, переживших различную историю развития.

Неправомерным представляется также основной довод С. А. Захарова в пользу экзотического происхождения Васмикухского и Равноуского блоков, заключающийся в том, что морской триас указанных блоков (по существу же нужно говорить о единой пермо-триасовой морской толще Юго-Западного Дарваза, поскольку шакарсевская и чансайская свиты памирского яруса верхней перми, образующие с триасом единый структурный ярус, также представлены преимущественно морскими и лагунными отложениями, по вещественному составу очень сходными с триасовыми породами) противопоставлен континентальной мынтекинской серии Се-

верного Памира. Последняя в настоящее время (Кафарский и др., 1963) подразделена на три свиты — иоллихарскую (верхняя пермь), кызылсуйскую (триас и, возможно, верхи перми) и зюрюзаминскую (юра). Судя по палинспастовой реконструкции (см. рис. 57), в современной структуре отложения всех указанных свит могут быть встречены только в автохтонном (стабильном) крыле Бадахшанской сдвиговой зоны и в отдельных блоках "зоны дарвазских разломов", отторженных от этого крыла в процессе сдвиговых смещений; в той же "зоне", но совершенно отдельно от блоков, сложенных мынтекинской толщей, должны встречаться и передвинутые из Банди-Туркестана блоки с морскими пермотриасовыми (P_2^2 - Т) отложениями. В аллохтонном же (мобильном) крыле Дарвазского сдвига должны наблюдаться породы, распространенные только в Ханабадском поднятии и, возможно, в южной части Банди-Туркестанского прогиба. В действительности же иоллихарская свита распространена только восточнее Каляндарунского разлома, причем в отдельных участках Внутреннего Дарваза она с резким угловым несогласием перекрывается лагунными и морскими отложениями шакарсевской свиты (см. рис. 33). Таким образом, на территории Юго-Западного Дарваза континентальные образования мынтекинской свиты встречаются только в пределах предполагаемого аллохтонного крыла Дарвазского сдвига, причем в одних и тех же блоках с образованиями лагунно-морской пермотриасовой толщи, что явно противоречит палинспастовой реконструкции С. А. Захарова.

Следует отметить, что морские триасовые отложения Внешнего Дарваза по своей окраске, гранулометрии, литолого-фациальным особенностям и вещественному составу сходны с отложениями иоллихарской и кызылсуйской свит. Это сходство настолько велико, что в ранних работах (Чихачев и др., 1934 и др.) иоллихарскую свиту в хр. Сиунг описывали как триасовую толщу. Именно это и послужило позднее (Захаров, 1958, 1962) основанием для первого варианта палинспастовой схемы, в соответствии с

которым в северной части указанного хребта реконструировался фрагмент раннетриасового морского залива (см. рис. 56). И только при детальном геологическом картировании района (Власов, 1961, 1963) было установлено, что в хр. Сиунг красноцветная толща, с резким угловым несогласием перекрытая юрскими отложениями, представлена иоллихарской свитой верхней перми, а не триасом.

Более вероятным кажется предположение, что толща морских и лагунных пермотриасовых отложений, входящих в состав Васмикухского и Равноуского блоков — не "экзотический антипод" мынтекинской толщи, а фациальный морской вариант ее средней части — кызылсуиской свиты, причем и континентальные и лагунно-морские отложения сформировались в пределах одного и того же седиментационного бассейна и связаны друг с другом постепенными фациальными переходами. В палеогеографическом плане это означает, что в течение памирского века позднепермской эпохи и в раннем триасе в Южно-Таджикистанский прогиб проникало море, т. е. Ханабадское поднятие не было совершенно "непроходимым барьером" (Захаров и др., 1968) для трансгрессий Тетиса к северу и имело по меньшей мере одну брешь. (Напомним, что возможность такого пролива предусматривалась еще первым вариантом палинспастовой схемы С. А. Захарова). Можно предполагать, что водами этого самого северного залива Тетиса были залиты южная половина Яхсуйского прогиба и большая часть Внутреннего Дарваза. Первое предположение может быть подтверждено или опровергнуто только глубоким бурением, а второе доказывается наличием в гребне хр. Кухифруш "островков" шакарсевской свиты (см. рис. 33). Более молодые части разреза, по-видимому, разрушены денудацией. Не исключено, что "островки" шакарсевской свиты в гребне хр. Кухифруш являются последним, почти уже исчезающим следом позднепермской-раннетриасовой трансгрессии Тетиса через Ханабадское поднятие.

Возможность полного уничтожения в разрезе крупных комплексов отложений можно проиллюстрировать следующим примером. В гребневой части современного хр. Сафедихирс

непосредственно на протерозойских образованиях залегают сравнительно слабо дислоцированные среднекаменноугольные—нижнепермские отложения. Если представить, что указанный хребет будет срезан денудацией хотя бы на 1, 0—1, 5 км, то эти отложения будут полностью удалены из разреза и установление первоначальной конфигурации среднекаменноугольного — раннепермского бассейна делается весьма затруднительным (если даже и вообще возможным). Поскольку же осевая зона Афганского Бадахшана действительно являлась длительное время областью сноса, где денудационный срез за один только неотектонический этап развития превышал 3, 0 км (см. гл. 1У), то это дает нам основание считать (Бельский, 1969а, 1972а, б), что первоначально стратиграфическая колонка указанного района не оканчивалась нижнепермской толщей, а включала в себя и более молодые образования, в числе которых, по-видимому, были и верхнепермские и мезозойские отложения.

В конце пермского периода северный залив Тетиса неоднократно превращался в лагуну, в которой происходило накопление гипсоносных отложений шакарсевской и чапсайской свит. По берегам залива и далее в глубь суши формировались красноцветные отложения типа кызылсуйской свиты. В среднем триасе в связи с усилением поднятий залив постепенно уменьшается и оттесняется на юг, а в конце триаса регрессия охватывает Банди—Туркестанский прогиб и северную окраину Тетиса. К началу юрского периода поднятия, окружающие Южно—Таджикистанский прогиб были пенепленизированы, что привело к значительному сокращению площади распространения морских отложений верхней перми и нижнего триаса. По-видимому, к началу юрского периода последние сохранились от разрушения только в наиболее прогнутых участках. Доюрский пенеплен срезал все созданные ранее структуры, поэтому базальные слои юрско-эоценового квазиplatformенного комплекса ложились на самые различные по возрасту образования. Так, в Васмикухском блоке лейасовые отложения грингской свиты со слабым угловым несогласием налегают на различные горизонты пол-

ного разреза триаса, а в 8-10 км восточнее, в пределах западного склона хр. Кухифруш наблюдается трансгрессивное, резкое несогласное налегание данных отложений на иоллихарскую свиту (см. рис. 16-18). При этом из разреза полностью выпадает структурный ярус $P_2^2 - T$. В то же время на восточном склоне хребта, в пригребневой его части, где квазиплатформенный чехол и верхняя часть подстилающих его толщ разрушены неогеновой денудацией, до сих пор сохранились "островки" шакарсевской свиты (нижняя часть структурного яруса $P_2^2 - T$), которая с угловым несогласием залегает на иоллихарской свите (см. рис. 33). Западнее хр. Кухифруш почти полный разрез структурного яруса $P_2^2 - T$ обнажается в наиболее приподнятом участке днища Обиниоу-Июльского рампа (водораздел между долинами рек Обиниоу и Обиравноу). Юрско-эоценовый чехол был здесь разрушен еще до начала отложения тавильдаринских конгломератов (см. рис. 33). Тем вероятнее сохранение в разрезе пермотриасовой толщи в более южных участках этого рампа, закрытых сплошным чехлом отложений квазиплатформенного чехла (см. гл. "Тектоника").

По мнению автора, в настоящее время наличие в пределах Юго-Западного Дарваза морских нижнетриасовых отложений (как и других лагунных и морских образований структурного яруса $P_2^2 - T$) не может быть использовано для доказательства значительных горизонтальных смещений в течение послетриасового этапа. Совершенно очевидно, что до тех пор, пока не будут определены очертания залива Тетиса в различные моменты его истории, нет никаких оснований утверждать, что эти очертания деформированы более поздними сдвиговыми смещениями, или, напротив, остались совершенно неизменными. Палинспастовая реконструкция С. А. Захарова может получить подтверждение лишь в том случае, если глубоким бурением будет установлено, что под днищем Яхсуйской депрессии на широте Васмикухского блока и севернее, вплоть до района развития кызылсуйской свиты, толща структурного

яруса R_2^2 - Т сложена исключительно континентальными отложениями или отсутствует здесь первично. Пока же можно утверждать лишь следующее: если сдвиговая природа восточной границы Таджикской депрессии будет доказана какими-либо данными, не известными в настоящее время, то величина сдвиговой компоненты движений по Дарвазскому разлому с лейаса и поныне, т. е. в течение последних 190-200 млн. лет, заведомо не может превышать первых десятков километров, поскольку Васмикухский и Равноуский блоки изначально являлись участками Южно-Таджикского прогиба, а не перемещены сюда из-за Ханабадского поднятия. Эта сравнительно небольшая величина горизонтальных смещений не может объяснить возникновения гигантского Памиро-Пенджабского синтаксиса (если считать, что все тектонические зоны указанного региона имели в начале мезозоя прямолинейные очертания и были расположены субширотно),

Более правдоподобно предположение о том, что кривизна структурных дуг области Памирского скупивания и разломы, осложняющие фланги дуг, существовали уже в позднем палеозое, а в мезозое и кайнозое они могли быть только несколько осложнены.

Таким образом, сравнительный анализ палеогеографических реконструкций позднегерцинского этапа развития пока еще не дает ни прямого доказательства многокилометровых альпийских сдвигов по "зоне дарвазских разломов", ни столь же бесспорного их опровержения. В то же время результаты его позволяют считать, что если даже предположение о сдвиговой природе Дарвазского разлома и получит в дальнейшем подтверждение, то максимальная величина смещения по Каляндарунскому разлому с лейаса поныне не может превышать нескольких десятков километров, что по меньшей мере в 5-10 раз меньше величины, следующей из палинспастовой реконструкции на рис. 57.

Г. Юрский-эоценовый этап

Тектонический режим этого этапа (150–160 млн. лет) многими исследователями рассматривается как платформенный или квазиплатформенный. Реконструкция палеогеографических условий различных его эпох имеет существенное значение для обоснования представлений "мобилистов" и "фиксистов". По представлениям последних, очертания фациальных поясов должны соответствовать современной конфигурации обрамления Таджикской депрессии, а скачкообразные изменения основных параметров смежных типов стратиграфических разрезов рассматриваются как результат функционирования долгоживущих краевых (глубинных) разломов.

Принципиально иные выводы следуют из мобилистических гипотез. По С. А. Захарову (1958–1970), в мезозое Таджикская депрессия развивалась по плану, унаследованному с позднего палеозоя, и конседиментационные структуры (стратоструктуры) имели субширотные простирания (рис. 58). В начале палеогена в результате "своеобразной инверсии тектонического режима" произошла перестройка структурного плана, вследствие которой в кайнозое поднятия и прогибы приобрели субмеридиональное простирание. В неогене и квартере эта общая картина была значительно усложнена функционированием Бадахшанской сдвиговой зоны. В соответствии с палинспастовой реконструкцией (см. рис. 57) следует считать, что в аллохтонном крыле данной зоны расположены блоки, перемещенные на территорию современного Юго-Западного Дарваза из Банди-Туркестанского прогиба, а в автохтонном ее крыле стратоструктуры сохранили свою субширотную ориентировку практически неизменной и утыкаются в Дарвазский сдвиг почти под прямым углом.

Эта схема вызывает ряд возражений. По мнению большинства исследователей, субширотную ориентировку в мезозое имел только Южно-Таджикистанский прогиб, а большинство расположенных в его пределах конседиментационных структур второго и более высоких порядков имело

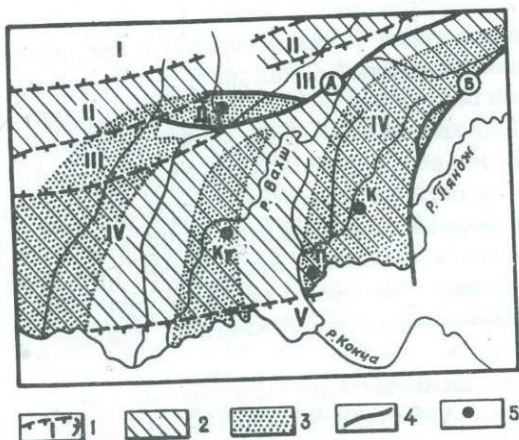


Рис. 58. Основные стратоструктуры Таджикской депрессии (по С. А. Захарову, 1965, 1968, с некоторыми упрощениями). 1 — мезозойские поднятия (А — Гиссарское, В — Каратегинское, Д — северный борт Ханабдского); 2 — мезозойские прогибы (Б — Южно-Гиссарский, Г — Южно-Таджикистанский); 3 — кайнозойские синклиналии-прогибы; 4 — пограничные глубинные разломы (взбросо-сдвиги); 5 — населенные пункты (Д — Душанбе, Кт — Курган-Тюбе, П — Пархар, К — Куляб).

субмеридиональные простираия. Например, в пределах Юго-Западного Дарваза и Яхсуйской депрессии выделено три типа разрезов отложений мела и палеогена, каждый из которых слагает субмеридиональную полосу (см. рис.7). Различия типов разрезов заключаются только в изменении мощностей и фашиальных особенностей разновозрастных горизонтов, вещественный же состав практически тождествен по всей территории описываемого региона. Ни в одном из блоков Юго-Западного Дарваза нет каких-либо уникальных компонентов, которые могли бы свидетельствовать об экзотической природе этого блока. Кро-

ме того, как в блоках предполагаемой сдвиговой зоны, так и в ее автохтонном крыле в разновозрастных горизонтах наблюдаются обломки пород Внутреннего Дарваза.

Все приведенные факты, хотя и не являются исчерпывающим отрицанием сдвиговой природы "зоны дарвазских разломов", однако, во всяком случае, позволяют считать, что составляющие указанную зону блоки с самого начала являлись участками Южно-Таджикистанского прогиба, а не передвинуты сюда из Банди-Туркестана, т. е., как и при анализе позднепермского-триасового этапа, выясняется, что величина суммарных горизонтальных смещений не могла превышать нескольких десятков километров.

По мнению автора, современные палеогеографические реконструкции различных стадий юрско-палеогенового этапа развития основаны на недостаточном количестве фактических данных и не могут поэтому выступать корректным доказательством многокилометровых сдвигов по Дарвазскому разлому. Примером могут служить палеогеографические схемы, составленные для различных этапов наиболее изученной в рассматриваемом районе позднемеловой эпохи. Как отмечалось многими исследователями, в верхнемеловых отложениях Юго-Западного Дарваза в южном направлении наблюдается постепенное замещение фаций открытого морского мелководья прибрежными и бережными красноцветами, причем одновременно возрастает и роль грубообломочных пород. По С. А. Захарову (см. рис. 58), эти особенности свидетельствуют о субширотном расположении стратоструктур и являются следствием сноса терригенного материала с юга, со стороны Ханабадского поднятия, расположенного несколько южнее широты пос. Пархар. М. Р. Джадилов (1962) же считал, что в течение позднего мела основные типы разрезов имели субмеридиональное простирание, а красноцветы Южного Дарваза сформировались в результате привноса терригенного материала с востока, из Афганского Бадахшана.

Исследования последних лет позволяют считать вторую точку зрения более обоснованной. Так, судя по рис. 58,

можно ожидать, что пояс прибрежных красноцветных терригенных отложений должен прослеживаться вдоль всего северного подножия Ханабадского поднятия. В действительности же в районе пос. Пархар скважинами был вскрыт разрез верхнего мела, представленный морскими, преимущественно карбонатными отложениями; по мощности и фациальному составу он весьма сходен с разрезами этого же отдела в хребтах Санглак и Сарсаряк, территория которых, по схеме С. А. Захарова, расположена вблизи оси Южно-Таджикистанского прогиба. Еще более важно, что морские верхнемеловые отложения были обнаружены (Браташ и др., 1970; Desio et al., 1964a) в бассейне р. Кокча, т. е. между областью накопления верхнемеловых красноцветов и предполагаемой областью сноса (осевой зоной Ханабадского поднятия).

Таким образом, верхнемеловые красноцветы Южного Дарваза замещаются более "мористыми" фациями не только к северу, но и к западу и к югу. Это позволяет нам, как и М. Р. Джалилову (1962, 1968), считать, что красноцветная толща сформировалась в пределах дельты крупной субширотной реки, протекавшей с востока на запад несколько южнее широты современного Сарыгорского перельала. Западная часть дельты сложена отложениями хозретишинского типа разрезов, а восточная, отделенная от западной Каляндарунским разломом, представлена отложениями восточноиольского подтипа обиниоуского типа разрезов. Особенно следует подчеркнуть, что в обоих этих типах разрезов увеличение количества терригенных красноцветов происходит практически параллельно (см. рис. 8), что несомненно противоречит предположению о сдвиговом характере Каляндарунского разлома.

Наиболее вероятная схема тектонических событий юрского-палеогенового этапа выглядела следующим образом. Как отмечалось в гл. III, современную структуру описываемого региона можно рассматривать как сочетание двух ступеней герцинского фундамента, разделенных уступом (узкой полосой ступенчатого погружения фундамента) вы-

сотой порядка 10–15 км. "Уступ" соответствует "зоне дарвазских разломов". Последняя, как предполагается в большинстве тектонических схем, возникла еще в позднем палеозое или триасе. К началу квазиплатформенного этапа развития уступ между двумя ступенями фундамента имел незначительную высоту. Не исключено также, что на протяжении всего этапа здесь существовал только крупный флексуобразный изгиб фундамента, а сложный разлом возник только во время альпийского орогенического этапа.

Юрско-палеогеновый покров, облекавший тектонические неровности фундамента, в течение всего квазиплатформенного этапа развивался как крупная конседиментационная флексура, нижнее крыло которой располагалось в пределах западной ступени фундамента; здесь формировались относительно мощные толщи отложений больджуанского и хозретишинского типов разрезов. Соединительное колено флексуры располагалось над уступом между ступенями фундамента; здесь накапливались отложения обинноуского типа разрезов. Верхнее крыло флексуры облекало восточную (северопамирскую) ступень. В пределах рассматриваемой области этот покров к настоящему времени почти полностью уничтожен денудацией (возможно, последним останком этого типа разрезов являются юрские, меловые и палеогеновые отложения экзотического Васмикухского блока). Первоначальная же ширина восточного крыла флексуры достигала по меньшей мере 25–30 км; при этом толщина кварц-полевошпатовых отложений полностью или почти полностью перекрывала территорию Внутреннего Дарваза и западной окраины Афганского Бадахшана, т. е. пояс, сложенный граувакковыми отложениями верхнего палеозоя и зеленокаменными образованиями карбона. Показательно, что в южной части Афганского Бадахшана, где глубина денудационного среза была меньше, чем на севере, в современной структуре сохранилась мощная (до 4, 0 км) толщина ритмично переслаивающихся серых, темно-серых и зеленоватых сланцев, филлитов, алевро-

литов и кварцевых песчаников. Этот комплекс, впервые описанный А. Дезио (**Desio et al., 1964a**) под названием "серии черных сланцев", является аналогом верхнетриасовой-среднеюрской кокуйбельсуйской свиты Центрального Памира (Славин, 1970, 1974). Судя по данным указанного исследователя, толща черных сланцев сравнительно слабодислоцирована и первоначально почти сплошным чехлом перекрывала значительную часть Афганского Бадахшана, распространяясь по меньшей мере на 50-60 км восточнее "зоны дарвазских разломов" и перекрывая при этом не только пояс зеленокаменных пород, но и трансгрессируя на более древние образования. Позднее чехол был расчленен денудацией на отдельные фрагменты, причем в современной структуре некоторые из них залегают в гребневых частях хребтов высотой более 3000 м (**Desio et al., 1964a**).

Д. Олигоценовый - четвертичный этап (этап новейшего горообразования)

В геологической истории Высокой Азии конец палеогена был переломным моментом, после которого началась деградация Тетического морского бассейна и постепенный переход к орогеническому этапу развития, продолжающемуся и поныне. Продолжительность этапа составляет примерно 35 млн. лет.

В олигоцене в пределах рассматриваемой области преобладали ландшафты аккумулятивных равнин. Последние постепенно повышались к востоку и превращались в денудационно-аккумулятивные поверхности с отдельными островными возвышенностями. С течением времени интенсивность и контрастность тектонических движений прогрессивно увеличивались. Уже к началу миоцена произошла дифференциация описываемой территории на области преимущественной денудации (Северный Памир) и аккумуляции (Яхсуйский прогиб).

Яхсуйский предгорный прогиб с самого возникновения был подразделен на участки локального увеличения и сок-

ращения мощностей неогеновых отложений (рис. 59). Наиболее четко выражена зона конседиментационных поднятий, обрамляющих указанный прогиб с запада. В миоцене эти структуры выражались преимущественно в изменениях мощностей. Отдельные их участки периодически выводились из-под уровня осадконакопления, но эти небольшие поднятия не вызывали особых изменений в основных направлениях водотоков; малозначительной была также их роль как поставщиков обломочного материала. В плиоцене многие антиклиналы западного борта Яхсуйского прогиба получили выражение в рельефе и окончательно отделили эту впадину от остальной части Таджикской депрессии.

В восточной половине Яхсуйского предгорного прогиба и вдоль западной окраины Северного Памира в течение почти всего неогена накапливалась мощная толща дарвазских конгломератов. Эти отложения представляют собою предгорный шлейф слившихся воедино конусов выноса водотоков, стекавших с поднятий Афганского Бадахшана в субширотном, поперечном к основным тектоническим структурам направлении (см. рис. 59). Выходя за предгорную равнину, эти реки сгружали грубообломочные осадки непосредственно у подножия гор, а в западную половину Яхсуйского прогиба, которая на протяжении почти всего неогена дренировалась крупной субмеридиональной рекой (Палеохингоу, по Я. Р. Меламеду, 1969), поступали только сравнительно тонкие компоненты.

Судя по изменениям состава галек вверх по разрезу толщи дарвазских конгломератов (см. гл. II), до середины миоцена размывались возвышенности, сложенные верхнепалеозойскими, мезозойскими и палеогеновыми образованиями. Начиная с тавильдаринского времени в составе дарвазских конгломератов начинают преобладать обломки пород средне-нижнего палеозоя и докембрия. Поскольку в гребне современного хр. Кухифруш нет пород, древнее нижнепермских, то можно с уверенностью считать, что уже с середины миоцена основными областями разрушения служили районы, находящиеся восточнее современной долины Пянджа. Эти же данные доказывают необоснован-

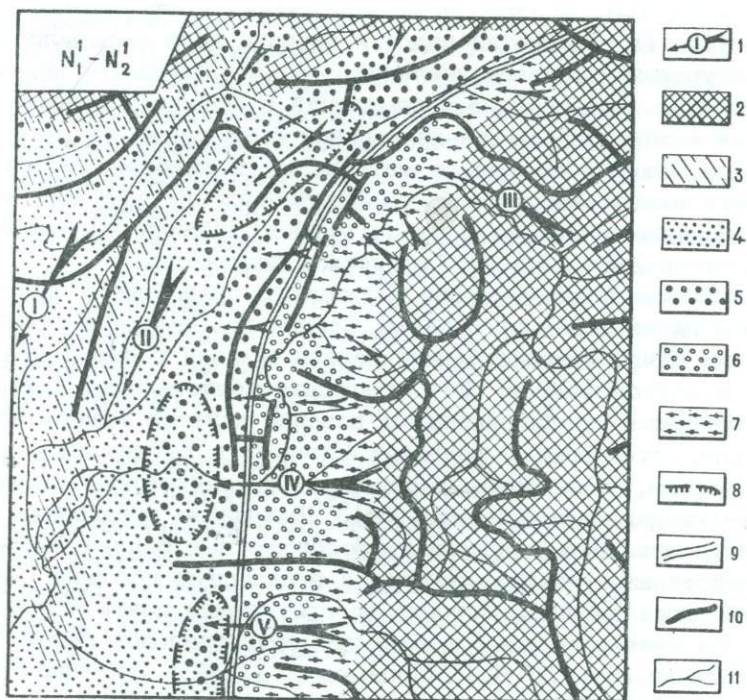


Рис. 59. Принципиальная схема палеогеографии Юго-Западного Дарваза и сопредельных областей в течение главной стадии горообразования (с использованием материалов В. Д. Босова, Л. М. Лыскова, Я. Р. Меламеда и О. К. Чедия). 1 - направления основных водотоков (1 - Палеовахш, П - Палеохингоу, Ш - Палеопяндж, 1У - Палеоравинч, У - Палеокочча); 2 - обрамление Таджикской депрессии (области преобладающей денудации); 3 - западное обрамление Яхсуйского предгорного прогиба (сокращенные мощности разрезов, отдельные участки выведены из под уровня аккумуляции); 4 - песчаники, алевролиты, глины; 5-7 - предгорные зоны (5 - конгломераты; 6 - современное распространение "дарвазских конгломератов" северопамирского типа разрезов; 7 - предполагаемое первоначальное распространение "дарвазских конгломератов"); 8 - участки максимальных прогибаний; 9 - Дарваз-Каракульский разлом; 10 - 11 - основные современные водоразделы (10) и реки (11).

ность палеогеографических реконструкций Н. П. Костенко (см. рис. 40), предполагающих существование субмеридиональной р. Праобихумбу еще в раннем миоцене.

По представлениям Н. П. Костенко (1961б, 1963, 1970, 1972), В. В. Лоскутова (1962-1973), О. К. Чедия (1962-1972а) и многих других исследователей, в пределах Памира на протяжении всего неогена основную роль играли реки, приуроченные к продольным "долинам-впадинам" (см. рис. 40, 41). При этом предполагается, что перестройка продольной гидросети началась только в раннем плейстоцене. По О. К. Чедия (1972а, стр. 177), "формирование меридионального колена Пянджа, по-видимому, связано с двумя факторами: во-первых, западнее этого колена стало формироваться меридиональное поднятие хр. Кухилал-Сафедихирс, которое привело к отмиранию проходящих через него ранее широтных долин; во-вторых, каждая широтная река, расположенная севернее другой, обладала более низким базисом эрозии, что способствовало образованию перехватов южных рек притоками северных. Так, р. Праобихумбу была перехвачена Праванчем, Праванч - Граязгулемом, Праязгулем - Прабартангом, в который еще в миоцене впадали Гунт и Шахдарой".

Первый довод является только предположением, которое само еще должно быть доказано. Второй же представляется неверным, поскольку, судя по палеогеографическим схемам и геоморфологическим профилям (Чедия, 1972а, фиг. 16, 51 и 53; см. рис. 34, 35, 40 и 41 в данной работе), все продольные реки Памира в конечном итоге имели один и тот же базис эрозии - русло Праамударьи в районе современного пос. Пархар, а днища смежных долин располагались почти на одинаковых отметках. Во всяком случае, различия высот русел соседних продольных рек Памира были во много раз меньше относительных высот субширотных хребтов, разделявших их долины; отсюда следует, что для осуществления предполагаемых О. К. Чедия перехватов агрессивные боковые притоки должны были проделать разрушительную работу,

значительно большую, чем величина эрозии в продольных долинах. Подобный процесс с полным основанием можно считать невозможным. Последний вывод О. К. Чедия о последовательности перехватов (Праобихумбою перехвачена Праванчем, Праванч — Праязгулемом и т. д.) кажется просто недоразумением, так как в этом случае течение Пянджа имело бы направление, противоположное действительному.

Более вероятным кажется предположение о том, что древнейшие водотоки Гиссаро—Алая и Памира имели поперечное направление и на протяжении всего новейшего этапа развивались антецедентно, а продольные их участки образовались только в конце плиоцена и в плейстоцене. Для подтверждения этой гипотезы нужно доказать наличие в составе дарвазских конгломератов обломков пород Центрального или Южного Памира.

Как отмечалось многими исследователями, процесс формирования межгорных прогибов и разрушения сопряженных с ними поднятий имел стадийный характер. Н. П. Костенко (1970, 1972) выделяет три стадии горообразования, отличающиеся друг от друга характером осадконакопления, скоростью вертикальных движений и соотношением площадей областей денудации и аккумуляции, — вступительную, главную и заключительную. По мере перехода от одной стадии к другой все более отчетливо проявлялась тенденция к усилению воздымания и сокращению площади седиментационных бассейнов (см. гл. 1У).

В пределах Юго—Западного Дарваза и Афганского Бадахшана эта схема значительно нарушается. По Н. П. Костенко, в течение вступительной стадии орогенического этапа аккумуляция достигла максимально широкого территориального развития. Поэтому следовало бы ожидать, что Большжуанская свита (по сравнению с другими свитами верхнетретичного молассового комплекса) занимает наибольшую площадь и наиболее высокое гипсометрическое

положение. В действительности же в пределах рассматриваемой области ничего подобного не наблюдается.

На юге Внутреннего Дарваза, в хр. Сиунг, неогеновые конгломераты с резким угловым несогласием перекрывают палеоценовые и более древние образования (см. рис. 24-26). Здесь в разрезе отсутствуют отложения эоцена, олигоцена и нижнего миоцена, а аккумуляция началась только в среднем миоцене. В течение хингоуского времени осадконакопление привело только к заполнению мелких впадин и речных долин, глубина которых достигала 500 м. В позднем миоцене прогибание территории усилилось и аккумуляция приняла площадный характер (тавильдаринская свита залегает на гребне хр. Сиунг в виде сплошного чехла, перекрывающего как отложения хингоуской свиты, так и палеогеновые, мезозойские и палеозойские образования).

За пределами хр. Сиунг отложения хингоуской свиты во Внутреннем Дарвазе отсутствуют. В 50 км севернее хребта, в среднем течении р. Обиниоу, тавильдаринская свита с резким угловым несогласием ложится на юрские отложения (см. рис. 17, 19), т. е. здесь из разреза выпадают меловые, палеогеновые, нижне- и среднемиоценовые отложения, а аккумуляция начинается только в позднем миоцене. Еще севернее, в верховьях р. Обиниоу, тавильдаринская свита ложится уже на нижнетриасовые красноцветы (точнее на нижнюю половину васмикухской свиты). Характерно, что в смежных хребтах Морзомин и Васмикух под основанием хингоуской свиты наблюдаются полные разрезы палеогена и мезозоя.

Севернее бассейна р. Обиниоу величина денудационного среза еще более возрастает, в связи с чем из разреза Внутреннего Дарваза полностью исчезают мезозойские отложения, а затем и верхние горизонты пермской системы. Это хорошо видно в хр. Джаридарида (см. рис. 13), где тавильдаринская свита с резким угловым несогласием перекрывает нижнепермские отложение, "затопляя" при этом неровности позднемиоценового рельефа (в хр. Сиунг,

как отмечалось выше, такой процесс начался еще в течение хингоуского времени). В позднем плиоцене прогибания усилились и более молодые карамакская и полизакская свиты постепенно трансгрессировали на восток, в глубь Внутреннего Дарваза. Аналогичный процесс, но в еще более широких масштабах, происходил и в южной половине Афганского Бадахшана (см. рис. 9, 59).

Таким образом, в пределах Внутреннего Дарваза (в противоположность схеме Н. П. Костенко) наиболее молодые отложения полизакской свиты занимают наибольшую площадь и залегают здесь на гребнях наиболее высоких (более 3500–4000 м) хребтов, а нижние горизонты верхнетретичного молассового комплекса полностью отсутствуют. Для сравнения нужно отметить, что во Внутреннем Дарвазе (западнее Каляндарунского разлома) отложения больджуанской свиты распространены на высотах не более 2500–2700 м.

Все эти особенности можно объяснить следующим образом. В конце палеогена и в начале миоцена аккумуляция охватывала не только территорию Яхсуйского прогиба, но и западную окраину Северного Памира. При этом в пределах тектонического уступа ("зоны дарвазских разломов"), разделявшего восточную и западную ступени фундамента, и восточнее его мощность больджуанской свиты резко уменьшалась до полного выклинивания на востоке. Другими словами, предполагается, что на протяжении вступительной стадии орогенического этапа, так же как и в течение предшествующего "платформенного" этапа, осадочный чехол Юго-Западного Дарваза сохранял структуру конседиментационной флексуры. Раннемиоценовая фаза диастрофизма вызвала резкое поднятие Внутреннего Дарваза (восточное крыло флексуры), что превратило его в область разрушения. В Яхсуйской депрессии (западное крыло флексуры) почти повсеместно продолжались нисходящие движения и аккумуляция. Контраст между движениями восточного и западного крыльев флексуры был столь велик, что соединительное крыло структуры было разрушено вновь образовавшимся

Каляндарунским разломом. Северная половина Внутреннего Дарваза на протяжении вступительной стадии новейшего орогенического этапа поднималась быстрее, чем южная, в связи с чем Каляндарунский разлом приобрел шарнирный характер. В конце раннего миоцена воздымания прекратились и образовавшиеся к этому времени поднятия были сnivelированы (срезаны приблизительно до одинакового уровня). На севере, где величина поднятий и соответственно глубина денудационного среза были большими, чем на юге, денудация разрушила не только покров, сложенный отложениями больджуанской свиты и "платформенного" комплекса, но и верхнюю часть герцинского фундамента. К югу величина среза постепенно уменьшалась, в связи с чем в разрезе под раннемиоценовой поверхностью денудационного выравнивания появляются все более молодые толщи.

В конце среднего миоцена на юге Внутреннего Дарваза вновь возобновляется осадконакопление, а в позднем миоцене и в раннем плиоцене "волны" прогибания и аккумуляции постепенно распространяются с юга на север и с запада на восток. Мощность неогенового покрова Внутреннего Дарваза в различных участках колеблется от 200–300 до 1500 м. В пределах же Внешнего Дарваза общая мощность дарвазских конгломератов (без больджуанской свиты) достигает 4000–5000 м. Это позволяет считать, что в течение главной стадии этапа новейшего горообразования Каляндарунский разлом имел характер конседиментационного разлома (краевого, в понимании Н. М. Сеницына, М. М. Кухтикова и О. К. Чедия). Признаки горизонтальных движений этого времени не обнаружены.

Как видно (Бельский, 1969, 1971), в середине плиоцена практически вся территория современного Юго-Западного Дарваза входила в состав предгорной зоны, являвшейся своеобразным наклонным пьедесталом поднятий осевой части Афганского Бадахшана. В настоящее время подобные ландшафты широко распространены в Монголии и Гобийском Алтае (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963 и др.). Внешний край предгорного пьедестала проходил по западному подножию хр. Хазратишох, а внутренний — примерно в 10–20 км восточнее продольных участков долины Пяндж.

Как отмечалось в гл. II, по представлениям Д. В. Наливкина (1928, 1956), огромная мощность и грубообломочный состав верхнетретичного молассового комплекса Таджикской депрессии доказывают, что в неогене высота хребтов "центральных и южных дуг" достигла 7-10 км. По мнению автора, приведенные Д. В. Наливкиным доводы свидетельствуют не о грандиозной высоте неогеновых хребтов Памира и Тянь-Шаня, а только о длительности и значительной скорости денудации этих областей преобладающих воздыманий. Судя же по материалам проведенных в последние годы литологических и палинологических исследований неогеновых отложений Таджикской депрессии, окружающие ее поднятия в конце миоцена и в начале плиоцена имели в основном среднегорный характер.

З а к л ю ч и т е л ь н а я стадия орогонического этапа развития начинается тальбарской фазой складчатости. Как было показано О. К. Чедия (1957-1972а), в пределах описываемого региона движения данной фазы диастрофизма привели к обособлению зон аккумуляции, приуроченных к субсеквентным долинам. В пределах предгорного пьедестала образовались две субмеридиональные тектонические долины - Праобинию и Праобихумбоу (Даштиджумско-Июльская и Обихумбоуская зоны аккумуляции, по О. К. Чедия). По нашему мнению, эти продольные реки являлись правыми притоками субширотной р. Праравинч (рис. 60).

Ранние стадии перестроек речных систем предгорных зон описывались многими исследователями. По данным В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсова (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963); вначале в пределах предгорных пьедесталов, вдоль рассекающих их продольных или диагональных разрезов возникают "целочки" невысоких (от нескольких десятков до первых сотен метров) брахиформных поднятий, подобных адырам Средней Азии. В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсов называют подобные морфоструктуры "форбергами". Эти поднятия являются препятствиями для водотоков, пересекающих предгорную зону, поэтому

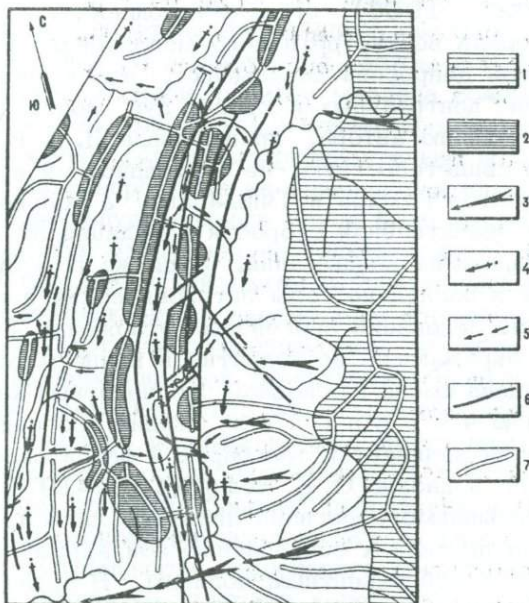


Рис. 60. Схема развития орогидрографии Юго-Западного Дарваза в течение позднего плицена и четвертичного периода. 1 — области денудации, унаследованные от главной стадии горообразования; 2 — позднеплиоценовые форберги и локальные поднятия Яхсуйской депрессии; 3-5 — основные направления водотоков: 3 — унаследованные от дотальбарского этапа развития; 4 — в позднем плицене и начале раннего плейстоцена; 5 — в конце раннего плейстоцена и в последующие эпохи антропогена; 6 — активные разрывы; 7 — основные современные водоразделы.

очертания их русел постепенно изменяются в соответствии с конфигурацией отдельных форбергов. С течением времени последние разрастаются по простиранию и, сливаясь друг с другом, образуют авангардные гряды, почти без перерывов тянущиеся вдоль предгорных пьедесталов. При этом многие сквозные долины, пересекающие передовые поднятия, постепенно отмирают, а водотоки, стекающие со склонов основного хребта, вынуждены осваивать межгрядовые понижения. В пределах последних, таким образом, возникают реки, продольные простиранию древнего хребта и молодых форбергов. Подобным же образом, по мнению автора (Бельский, 1969а, 1971, 1972а), протекала и перестройка субширотной гидросети, функционировавшей на территории современного Юго-Западного Дарваза в течение вступительной и главной стадии горообразования, вплоть до тальбарской фазы складчатости (см. рис. 59). В позднем плиоцене в пределах предгорного пьедестала хр. Сафедихирс образовались две цепочки форбергов (см. рис. 60). Восточный ряд форбергов, состоявший из "зародышей" будущих вершин Хамтарма, Кухифруш, Кугиэш и Сиунг, имел складчато-глыбовое (горст-антиклинальное) строение, а западный (будущий хр. Хазратишох) представлял собой косою односторонний горст. Как отмечалось в предшествующей главе, первоначально северная часть хр. Хазратишох имела большую высоту, чем цепочка форбергов Внутреннего Дарваза.

В течение позднего миоцена и раннего плиоцена северная часть Внутреннего Дарваза раньше втягивалась в поднятие и поднималась быстрее, чем южная. Эта тенденция отчетливо проявилась и в четвертичном периоде, предопределив общее снижение высоты хребтов с севера на юг. Таким образом, в конце плиоцена и в раннем плейстоцене основной наклон предгорного пьедестала с востока на запад сочетался с постепенным уменьшением его высоты с севера на юг. Благодаря этому субширотные водотоки, выходя на предгорную равнину и встречая препятствия в виде цепочек форбергов, отклонялись от них преимущественно на юг.

Быстрый рост форбергов скоро привел к их слиянию в авангардные гряды, ставшие непреодолимыми барьерами для субширотных водотоков, функционировавших на протяжении предшествующего этапа развития. С этого времени субширотная (поперечная) гидросеть Юго-Западного Дарваза превратилась в субмеридиональную, продольную по отношению к его новейшим морфоструктурам. Единственным водотоком, который оказался в состоянии преодолеть тектоническую преграду, была р. Праправинч (см. рис. 60).

Во второй половине кулябского времени увеличиваются скорость тектонических движений и степень их дифференциации. Высота авангардных хребтов значительно возрастает, причем самыми подвижными по-прежнему остаются форберги, превратившиеся теперь в наиболее высокие вершины хребтов. Днища тектонических долин Праобиниоу и Прапянджа (Праобихумбоу) поднимались со значительно меньшей скоростью. Величина последней менялась по простиранию этих грабенных, что сообщило ограничивающим их разрывам шарнирный характер и вскоре привело к перестройке субсеквентной гидросети Юго-Западного Дарваза. Эта перестройка происходила поэтапно и постепенно распространялась с севера на юг, охватывая все новые районы. Вначале в днищах рамповых долин рек Праобиниоу и Прапяндж обособились два четковидных, относительно прогибающихся участка. В долине Прапянджа "четка" располагалась в районе устья современной р. Обиравноу, а в долине Праобиниоу — севернее современного перевала Кафтармоль (см. рис. 47, 48). При этом днище верхней части долины Праобиниоу располагалось на больших абсолютных отметках, чем днище Прапянджа на этой же широте, а хребты Кухифруш и Хамтарма имели в то время меньшую абсолютную высоту, чем хребты Васмикух и Морзомин. Как отмечалось в гл. V, поперечный участок р. Обиравноу возник еще во время формирования верхнего яруса рельефа Внутреннего Дарваза, причем его заложение было приурочено к понижению водораздела между двумя форбергами, будущими высочайшими вершинами Внутреннего Дарваза — горами Ходжаяхдон и Сиякух.

Более поздним по времени было "омертвление" субме-

ридонального отрезка долины Прапянджа, ниже устья ее современного левого притока р. Обидаргон. На этот раз в результате прогибания района современной Хирмонжоуской петли гипсометрически ниже оказалось днище долины Праобиниоу, а обезглавленным — Прапяндж.

Дальнейшее усиление относительного прогибания района Хирмонжоуской петли привело к перестройке южной части долины Праобиниоу и возникновению здесь долинного водораздела (Сарыгорского перевала). Вскоре после этого объединенная река Пяндж-Обиниоу вновь возвращается в продольную долину Прапянджа, пересекая при этом северную оконечность хр. Сиунг. Причиной новой перестройки послужил прорыв (переливание) бассейна, возникшего на месте Хирмонжоуской петли, через наиболее пониженный участок водораздела, расположенный между форбергами, из которых в дальнейшем образовались хребты Кугиэш и Сиунг (см. гл. У).

В среднем плейстоцене скорость тектонических движений резко возросла и очертания рек Юго-Западного Дарваза, антецедентно врезавшихся в воздымающиеся хребты, оказались как бы закрепленными в рельефе и в дальнейшем почти не изменялись. Как отмечалось выше (см. гл. У), в течение среднего плейстоцена хребты Хамтарма, Кухифруш и Кугиэш поднимались быстрее, чем хр. Хазратишох.

В Афганском Бадахшане, восточнее субмеридиональной долины Прапянджа, гидрографическая сеть четвертичного периода была унаследована от неогена (см. рис. 59, 60).

В Яхсуйской депрессии перестройка продольной гидро-сети началась в конце раннего или в начале среднего плейстоцена. Она была вызвана пологими изгибами земной поверхности, созданными продолжающимися развиваться складками тальбарской фазы диастрофизма. В условиях относительно выровненного, слаборасчлененного рельефа русла древнечетвертичных водотоков легко приспособлялись к складчатому короблению земной поверхности, смещаясь со склонов антиклинальных поднятий в сторону смежных син-клинальных прогибов или прокладывая себе путь через наи-

более пониженные участки водоразделов между периклиналями этих поднятий. Позднее скорость воздыманий резко увеличилась и очертания врезавшихся в свое ложе рек в плане в дальнейшем почти не изменялись и последние развивались antecedентно.

Разрастание антиклинальных поднятий по простиранию и соответственно последовательность перестроек различных участков гидросети Яхсуйской депрессии происходили преимущественно с севера на юг. В северной половине этой впадины образование поперечных долин (рек Обихингоу, Сарыуб, Обимазар и др.) произошло еще в конце раннего или в начале среднего плейстоцена, а на юге, в пределах Пархар-Чубекской впадины (см. рис. 1) перестройка долин рек Яхсу и Кызылсу завершилась только в позднем плейстоцене.

Судя по направлениям водотоков в поперечных antecedентных долинах различных порядков (Бельский, 1972, 1974в), "волны" пологоскладчатых деформаций поверхности Яхсуйской депрессии распространялись от обрамляющих ее поднятий к осевой части этого прогиба. Поскольку территория Юго-Западного Дарваза поднималась быстрее, чем хребты Джиланытау и Юж. Каратау, продольная ось Яхсуйской депрессии была постепенно передвинута к западу и совместилась с долиной р. Кызылсу.

УП. ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Изложенные в предшествующих главах сведения позволяют считать, что основные элементы рельефа рассматриваемой области являются морфоструктурами различных порядков, т. е. новейшими тектоническими структурами, в той или иной степени переработанными экзогенными процессами. Наиболее наглядное представление о морфологии и основных этапах формирования таких новейших структур дают схемы вертикальных деформаций разновозрастных поверхностей выравнивания. При их составлении поверхности выравнивания играют роль "нулевых реперов", а амплитуда новейших тектонических движений определяется как разность современной высоты древних уровней и их первоначального положения. Наиболее простым вариантом являются карты изобаз, в которых роль опорного горизонта выполняют поверхности, являвшиеся первоначально прибрежно-морскими равнинами. Их начальная высота может быть без особых погрешностей принята равной нулю, т. е. современная абсолютная высота различных фрагментов этих поверхностей выравнивания равна вертикальной амплитуде новейших движений. К числу такого рода реконструкций относится и схема деформаций олигоценовой (предболджуанской) поверхности выравнивания (см. рис. 4). Для территории Таджикской депрессии, где олигоценовая поверхность вошла в геологический разрез, эта схема в дальнейшем существенно не изменится, хотя по мере накопления данных бурения она будет уточняться и детализироваться. В пределах же Внутреннего Дарваза указанная поверхность уничтожена денудацией еще в миоцене и должна реконструироваться "в воздухе", высоко над гребнями современных хребтов.

В настоящее время реконструкции такого рода возможны только в первом приближении, поскольку пока нет достаточно надежных методов определения денудационного среза для отдельных участков областей воздымания и разрушения. Более достоверными представляются схемы, в которых нулевыми реперами служат поверхности выравнивания, сохранившиеся в рельефе по всей территории рассматриваемой области.

В пределах описываемого региона в качестве такого опорного уровня могут быть использованы фрагменты террас и днищ водотоков, функционировавших в конце раннего плейстоцена. Эти поверхности коррелятны по возрасту верхним горизонтам кулябского комплекса. Коррелятность эта, как отмечал О. К. Чедия, не совсем точная, поскольку аккумулятивный покров древних днищ обычно уничтожен денудацией, однако погрешность, следующая из этого допущения, столь невелика в сравнении с амплитудами тектонических движений за соответствующий этап развития, что "не может опорочить общую схему" (Чедия, Трофимов, 1962). Абсолютный возраст выбранной нами реперной поверхности равен примерно 0, 5 млн. лет.

Определение первоначальной высоты исходной поверхности выравнивания представляет сложную задачу, которая решается только в первом приближении. Как правило, "поправка на первоначальный рельеф" сводится в тому, что цифры, указывающие современные высоты фрагментов нулевого репера, уменьшаются на некоторую постоянную для данной области величину (обычно 300–500 м); она, как предполагается, соответствует средней высоте его исходного рельефа (Курдюков, 1962). Очевидно, что при подсчете амплитуд движений для территорий, являвшихся первоначально предгорными наклонными равнинами, этот способ усреднения высоты исходного рельефа может привести к значительным ошибкам. Как нам кажется, более точные результаты дает способ, при котором учитывается то обстоятельство, что высоты наружного края предгорного пьедестала и его тылового шва существенно отличаются друг от друга (рис. 61, точки Б и В).

Общая реконструкция палеогеографической обстановки описываемой области в конце плиоцена и в раннем плейстоцене (см. рис. 60) позволяет предполагать, что тыловой

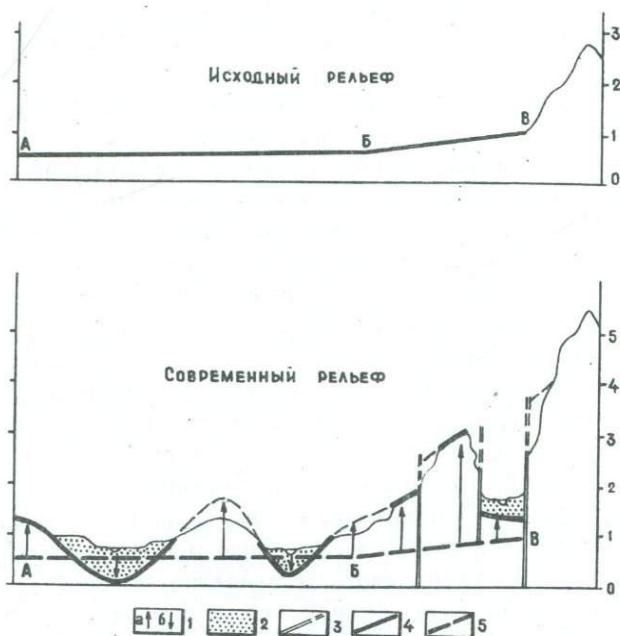


Рис. 61. Схема определения амплитуд новейших движений. 1 - амплитуды новейших движений (а - поднятия, б - опускания); 2 - новейшие отложения; 3 - активные разрывы; 4 - исходная полигенетическая поверхность выравнивания; 5 - реконструкция ее первоначального положения. АБ - днище межгорной впадины (субгоризонтальная в поперечном сечении поверхность); БВ - наклонный предгорный пьедестал (Б - наружный край; В - тыловой шов).

шов подгорного пьедестала располагался у подножия хр. Сафедихирс, несколько восточнее современного русла р. Пяндж, а его наружный край - у западного подножия

хр. Хазратишох. Еще западнее наклонная равнина становилась почти горизонтальной (в субширотном направлении). В то же время и предгорная равнина (днище Яхсуйской депрессии), и поверхность наклонного пьедестала погружались с севера на юг. Эта сложная поверхность и является нулевым репером для подсчета амплитуд вертикальных тектонических движений за послекулябский этап развития. Высоты водораздельных гряд, разделявших раннечетвертичные долины, при подсчете не учитываются.

Наиболее сложной задачей является определение первоначального гипсометрического положения нулевого репера. Для этого нужно определить абсолютную высоту точек А, Б и В (см. рис. 61) на севере и на юге рассматриваемой области и сравнить ее с современной высотой фрагментов опорной поверхности. Обычно такие реконструкции основываются на предположении о том, что при поднятии какой-либо территории ее реки, antecedентно врезааясь в свое ложе, все время остаются на уровне профиля равновесия. Отсюда делается вывод, что глубина вреза этих рек — "свидетелей" является мерой тектонического поднятия. Это допущение справедливо лишь в первом приближении, поскольку по мере роста глубины эрозионного расчленения закономерно увеличивается и наклон профиля равновесия (Маккавеев, 1955). Если к этому добавить, что во время отдельных этапов особенно интенсивных воздыманий реки не успевают восстанавливать профиль равновесия, то станет очевидным, что при врезании водотоков в свое ложе их русла не остаются строго на одном и том же уровне, а как бы постепенно "всплывают" вверх. Величина этого поднятия равна разности амплитуды тектонического поднятия и глубины эрозионного вреза.

В настоящее время многие исследователи (Агаханянц и др., 1964; Бабаев, 1968; Костенко, 1966; Лоскутов, 1969; Лысков, 1969; Несмеянов, 1971; Трофимов, 1970, 1973 и ряд др.) принимают, что величина эрозионного вреза прямо пропорциональна величине тектонических воздыманий; следовательно и скорость "всплы-

вания" русел рек также пропорциональна скорости поднятий (но различна у водотоков разного порядка). Чем крупнее река, тем с большей легкостью и быстротой восстанавливается ее профиль равновесия и тем с большей точностью по современным отметкам ее русла определяется гипсометрический уровень исходного рельефа.

Современная абсолютная высота русел рек рассматриваемой области (обычно менее 1000 м для главных водотоков) является итогом их постепенного "всплывания" на протяжении всего орогенического этапа развития, т. е. за 30–35 млн. лет. Возраст же интересующей нас опорной поверхности составляет всего 0,5 млн. лет. За этот промежуток времени "всплывание" русел таких крупных рек, как Пяндж и Вахш, по-видимому, не превышает 100 м. Общий же размах тектонических движений за послекулябский этап развития превышает 3,0 км. Отсюда следует, что первоначальное положение реперной поверхности может быть приблизительно восстановлено по современным отметкам русел наиболее крупных рек—Пянджа, Обихингоу и Вахша. Учет этих данных позволяет предполагать, что в конце раннего плейстоцена тыловой шов предгорного пьедестала (см. рис. 61, точка В) имел абсолютную высоту порядка 1200 м, а его внешний край и поверхность предгорной равнины (точки А и Б) — высоту порядка 800–900 м. Южнее широты г. Куляба первая величина уменьшалась до 600–700 м, а вторая — до 300–400 м. Ширина предгорного пьедестала достигала 25–30 км, а его средний уклон составлял 1–2°.

Систематизация сведений о современном гипсометрическом положении фрагментов избранной нами реперной поверхности в виде системы поперечных и продольных геоморфологических профилей и учет поправки на высоту первоначального рельефа позволили составить схематическую карту суммарных амплитуд вертикальных тектонических движений за средний плейстоцен—голоцен (рис. 62), дополняющую схему четвертичной тектоники (см. рис. 48). При этом следует подчеркнуть, что схема на рис. 62 уступает

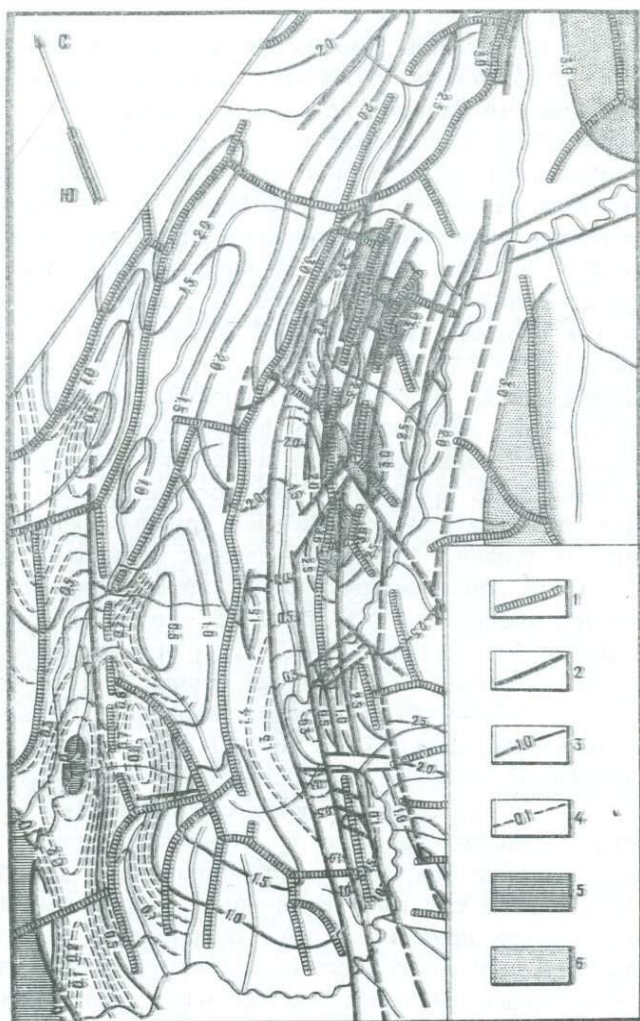


Рис. 62. Схематическая карта суммарных амплитуд вертикальных тектонических движений за средний плейстоцен-голоцен.

1 - основные современные водоразделы; 2 - активные разрывы; 3-4 - изолинии суммарных амплитуд вертикальных тектонических движений: 3 - через 0,5 км; 4 - через 0,1 км (менее достоверные); 5 - участки прогибания; 6 - участки, поднятые более чем на 3,0 км.

в точности обычным структурным геологическим картам и ее можно рассматривать лишь как полуколичественную характеристику молодых тектонических движений в пределах рассматриваемой области. Судя по результатам проведенного анализа, суммарные амплитуды вертикальных тектонических движений изменяются в различных участках Яхсуйской депрессии и Юго-Западного Дарваза от $-0,5$ до $+3,5$ км. Средние же скорости движений в соответствии с указанным выше возрастом реперной поверхности (примерно $0,5$ млн. лет) изменяются в пределах от $-0,1$ до $+7$ мм/год. Эти величины в целом уступают значениям скоростей современных вертикальных движений земной поверхности в горных областях, полученным с помощью инструментальных данных. По всей видимости, это расхождение является следствием интенсификации тектонических процессов в позднем плейстоцене и голоцене.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. "Зона дарвазских разломов", рассматриваемая во многих тектонических схемах как самостоятельная Обиниоуская тектоническая зона, представляет собою сложное сочетание пликативных и дизъюнктивных дислокаций мезозойско-кайнозойского чехла, образовавшихся над узкой полосой ступенчатого погружения герцинского фундамента (в современной структуре от +5-6 до -10-12 км). Проведенный анализ строения зоны показал, что важнейшими ее дизъюнктивными структурами являются Каляндарунский и продолжающий его на север Зидадаринский разломы. Они служат тектонической границей двух районов с различными типами разрезов мезозойских и кайнозойских отложений и с различной морфологией альпийских дислокаций. Выделенные ранее Н. Г. Власовым (1961-1963) Хозретишинский и Ильговарский-Грингский "позднетриасовые краевые разломы" (западная и восточная границы Обиниоуской тектонической зоны) являются соответственно поверхностью углового несогласия между большджуанской и хингоуской свитами и флексурой, осложненными позднеальпийскими (плиоцен-раннечетвертичными) разрывами. Это позволяет отказаться от выделения самостоятельной Обиниоуской тектонической зоны и отождествить границу Таджикской депрессии и Северного Памира с Каляндарунским и Зидадаринским разломами, которые рассматриваются соответственно как западный и северо-западный участки Дарваз-Каракульского (Северо-Памирского) альпийского краевого разлома.

До конца полизакского времени (середина плиоцена) западное крыло Дарваз-Каракульского разлома было опу-

щено относительно восточного. В позднем плиоцене на всем протяжении Каляндарунского разлома произошло обращение направления тектонических движений и его западное крыло начало подниматься относительно восточного. В современной структуре этот дизъюнктив представлен взбросом, по которому Внешний Дарваз (восточная окраина Таджикской депрессии) круто надвинут на западную окраину Северного Памира. Таким образом, по своей роли в региональной структуре Юго-Западного Таджикистана Каляндарунский разлом тождественен Илякскому, рассматриваемому многими исследователями в качестве северной тектонической границы Таджикской депрессии. На всем протяжении Зидадаринского разлома вплоть до настоящего времени поднятым остается восточное (северопамирское) крыло нарушения, поэтому Дарваз-Каракульский разлом приобрел шарнирное строение.

2. В формировании тектонической структуры Юго-Западного Дарваза важную роль сыграла раннемиоценовая (предхингоуская) фаза складчатости, интенсивность которой постепенно возрастала с юга на север. Благодаря этой фазе диастрофизма юрско-неогеновая толща рассматриваемого региона имеет двухъярусное строение. Формирование структур типа Морзоминской "негативной антиклинали" происходило в две стадии: движения первой привели к образованию складок, позднее денудированных и перекрытых толщами дарвазских конгломератов; в течение второй движения тальбарской фазы складчатости и четвертичного периода дислоцировали неогеновые отложения и одновременно наклонили к западу складки нижнего структурного яруса мезозойско-кайнозойского чехла. Величина запрокидывания этих складок прямо пропорциональна крутизне наклона слоев дарвазских конгломератов к западу.

3. Проблема горизонтальных движений по дизъюнктивам "зоны дарвазских разломов" в настоящее время имеет только предварительное решение. Геоморфологические данные позволяют считать, что за период, истекший со времени завершения формирования верхнего яруса рельефа Дар-

ваза (т. е. с конца раннего плейстоцена), сдвиговые смещения проявились лишь на небольшом отрезке Дарваз-Каракульского разлома (в верховьях р. Возгина и в долине р. Сарыоб). Сравнительный анализ палеогеографических реконструкций более древних эпох кайнозоя и мезозоя пока еще не дает ни прямого доказательства крупных горизонтальных смещений по "зоне дарвазских разломов", ни столь же бесспорного их опровержения. В то же время результаты анализа (морские отложения верхней перми и нижнего триаса Васмикухского и Равноуского блоков не являются экзотическими по отношению к Южно-Таджикистанскому прогибу, в аллохтонном крыле Дарвазской "линии смещения" расположены отложения мынтекинской толщи) позволяют считать, что если предположение о существовании Бадахшанской сдвиговой зоны и получит в дальнейшем подтверждение, то максимальная величина горизонтального смещения по Дарваз-Каракульскому разлому с триаса по голоцен заведомо не может превышать нескольких десятков километров, т. е. значительно меньше величины, следующей из современных палинспастовых реконструкций (200-400 км); и между вертикальной и горизонтальной составляющими тектонических движений не существует прямой пропорциональной зависимости.

4. Уникальная структура хр. Васмикух рассматривается как раннемиоценовый гравитационный шарьяж, погребенный под среднемиоценовой-нижнеплиоценовой толщей дарвазских конгломератов, а затем дислоцированный совместно с этой толщей позднеплиоценовой тальбарской фазой складчатости и более поздними движениями четвертичного периода.

5. Средняя величина денудационного среза высокогорного обрамления Таджикской депрессии за поздний олигоцен-голоцен равна 3, 0-4, 0 км, что составляет по меньшей мере 50-70% современной высоты крупнейших хребтов Памира и Южного Тянь-Шаня. Столь значительная величина денудации позволяет считать маловероятным сохранение в современном рельефе этих горных стран сколько-

нибудь значительного количества реликтовых участков миоценовых и более древних поверхностей выравнивания. Значительная мощность и грубообломочный состав верхнетретичных моласс Таджикской депрессии свидетельствуют не только о непрерывном существовании горного рельефа в течение неогена и четвертичного периода, но и доказывают в то же время невозможность сохранения на гребнях всех крупных хребтов Памира и Южного Тянь-Шаня элементов доорогенного или раннеорогенного рельефа. Сведения о величине денудационного среза несомненно должны учитываться при различных геоморфологических, палеогеографических, неотектонических и металлогенических реконструкциях.

6. Основные элементы рельефа рассматриваемой области являются морфоструктурами различного порядка, генезиса и возраста. В течение позднего плиоцена и четвертичного периода во Внутреннем Дарвазе тектонические движения имели складчато-глыбовой (преимущественно глыбовой) характер, а в пределах восточной окраины Таджикской депрессии в это время преобладали пологие складчатые деформации, вызывавшие "коробление" земной поверхности. Четвертичные дислокации в большинстве случаев наследуют структурный план тальбарской фазы складчатости.

7. Долина р. Пяндж имеет составной характер. Наиболее древний возраст имеют поперечные участки (северный - калайхумбский и южный - равинчский), унаследовавшие направление течения неогеновых субширотных водотоков. Продольный участок долины Пянджа (долина р. Праобихумбоу) образовался в позднем плиоцене, после тальбарской фазы складчатости. Последующие перестройки долины Праобихумбоу в конце плиоцена и в течение раннего плейстоцена последовательно привели к возникновению "Хирмонжоуской петли Пянджа", а затем и сиунгского продольного участка долины. Позднее долина Пянджа развивалась антецедентно.

8. Термин "поперечное поднятие" следует истолковывать очень расширительно и придавать ему не столько ге-

нетическое, сколько морфологическое значение. В пределах рассматриваемой области большинство структур этого типа имеет по существу пассивный характер, поскольку образуются они не столько из-за активного воздымания поперечной антиклинали, сколько благодаря относительному или абсолютному прогибанию смежных участков. Именно в связи с этим обстоятельством поперечные поднятия очень четко проявляются в воздыманиях днищ синклинальных долин и не получают столь же наглядного выражения в колебаниях высот гребней смежных антиклинальных гряд. Практически все участки поперечных поднятий рассматриваемой территории развивались одновременно с основными (продольными) морфоструктурами и не превосходили их по скорости роста, т. е. четкость морфологического выражения поперечных поднятий находится в прямой зависимости от амплитуды воздымания продольных структур. В целом "решетчатость" современного морфоструктурного плана описываемой территории является геоморфологическим эквивалентом поперечной конседиментационной зональности и в то же время ее следствием.

9. Поперечные поднятия Внутреннего Дарваза и Яхсуйской депрессии имеют различную морфологию и возраст. В пределах первого района поперечные структуры соответствуют субширотным осям брахиформных горст-антиклиналей, осложняющих общее складчато-глыбовое поднятие Внутреннего Дарваза. Судя по строению Джаридаридинской мульды (конседиментационное сокращение и выклинивание различных горизонтов дарвазских конгломератов к ее окраинам), их формирование началось еще в среднем или позднем миоцене, а выражение в рельефе они получили в позднем плиоцене. Указанные поперечные структуры постепенно затухают в смежных грабенах, к которым приурочены продольные участки долин рек Пяндж, Обиравноу, Обиниоу, Иол и Кафиркаш. При этом поперечные поднятия Внутреннего Дарваза не переходят через Каландарунский разлом.

Поперечные структуры Внешнего Дарваза и Яхсуйской депрессии выражаются главным образом в ундуляциях днищ продольных синклиналий долин. Формирование этих структур началось во время тальбарской фазы складчатости (или даже ранее), а наиболее четкое выражение в рельефе они получили, как отмечалось О. К. Чедия (1957-1968), в среднем плейстоцене во время максимальных поднятий. Поперечные структуры Яхсуйской депрессии и Внешнего Дарваза не прослеживаются восточнее Каляндарунского разлома.

10. Суммарные амплитуды вертикальных тектонических движений за средний плейстоцен-голоцен в различных участках Юго-Западного Дарваза и Яхсуйской депрессии изменяются в пределах от -500 до $+3000$ м. Это соответствует колебаниям средних скоростей вертикальных движений в пределах от $-0,1$ до $+5-6$ мм/год. Величины вертикальных перемещений по различным разрывам колеблются от первых десятков до нескольких сотен метров. Наиболее контрастные движения наблюдаются в районе Хирмонжоуской петли Пянджа.

ЛИТЕРАТУРА

Агаханянц О. Е., Пахомов М. М., Трофимов А. К. К палеогеографии Памира в голоцене. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 96, № 6, 1964.

Алекин О. А. К познанию стока растворенных веществ с территории СССР. "Метеорология и гидрогеология", 1951, № 3.

Апруб С. В., Левский Л. К., Федорова И. В. Дискордантные значения возраста и реконструкция температурно-временной истории пород Юго-Западного Памира. Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 3.

Архипов И. В., Леонов Ю. Г., Никонов А. А. Основные черты геологии Афганского Бадахшана. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, № 1.

Архипов И. В., Никонов А. А. Структура и геологическая история Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоны разломов. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1974, т. 49(5).

Бабадаглы В. А. Литология кайнозойских моласс Придарвазья. Л., "Недра", 1964.

Бабаев А. М. Неотектоника западной части Каратегинского хребта и смежной территории Таджикской депрессии (автореф. канд. дисс.). Душанбе, 1968.

Бабков К. В., Бельский В. А. О структурах гравитационного оползания в Юго-Западном Таджикистане. Докл. АН ТаджССР, 1970, т. 13, № 9.

Баратов Р. Б., Бабаходжаев С. М., Кутенец В. А., Месхи А. М., Белов А. Н., Дмитриев Э. А., Дусматов В. Д., Лутков В. С., Мельниченко А. К. О воз-

растном расчленении магматических комплексов Таджикистана. Изв. АН ТаджССР, Отд. физ-матем. и геол.-хим. наук, 1969, № 4(34).

Бархатов Б. П. Тектоника Памира. М., "Недра", 1963.

Беккер Я. А., Бельский В. А., Воскресенский А. А. Угловые несогласия в неогеновых отложениях Центрального Придарвазья. Докл. АН ТаджССР, 1974, т. 17, № 5.

Беккер Я. А., Кошляков Г. В., Кузнецов Е. С. Глубинное строение Юго-Западного Таджикистана. В сб.: "Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах". М., "Наука", 1974.

Бельский В. А. О некоторых особенностях альпийской тектоники Юго-Западного Дарваза. Докл. АН ТаджССР, 1968а, т. 11, № 7.

Бельский В. А. О происхождении некоторых поперечных долин восточной части Таджикской депрессии. Докл. АН ТаджССР, 1968б, т. 11, № 11.

Бельский В. А. О возрасте рельефа Юго-Западного Дарваза. В сб.: "Неотектоника и сейсмо тектоника Таджикистана". Душанбе, "Дониш", 1969а.

Бельский В. А. О карте новейшей тектоники Юго-Западного Дарваза. Докл. АН ТаджССР, 1969 б, т. 12, № 6.

Бельский В. А. К геоморфологии и новейшей тектонике бассейна среднего Пянджа. Докл. АН ТаджССР, 1969в, т. 12, № 12.

Бельский В. А. О некоторых особенностях альпийской тектоники западного склона хребта Кухифруш. Докл. АН ТаджССР, 1970а, т. 13, № 2.

Бельский В. А. О некоторых особенностях геоморфологии и новейшей тектоники Иольской долины. Докл. АН ТаджССР, 1970б, т. 13, № 3.

Бельский В. А. Некоторые вопросы методики определения возраста ярусом горного рельефа. В сб.:

"Вопросы геологии Таджикистана". Душанбе, "Дониш", 1970 в.

Б е л ь с к и й В. А. Современные представления об альпийской тектонике Юго-Западного Дарваза. Мат-лы Ш юбил. конф. молодых ученых Таджикистана, Душанбе, 1970.

Б е л ь с к и й В. А. Некоторые особенности новейшей тектоники восточного обрамления Таджикской депрессии. "Геотектоника", 1971, № 4.

Б е л ь с к и й В. А. Новейшая тектоника Юго-Западного Дарваза и Яхсуйской депрессии (автореф. канд. дисс.). Душанбе, 1972а.

Б е л ь с к и й В. А. К новейшей тектонике Юго-Западного Дарваза. В сб.: "Тектоника юго-востока Ср. Азии". Душанбе, "Дониш", 1972б.

Б е л ь с к и й В. А. Сравнительный анализ рельефа и новейших структурных форм Юго-Западного Дарваза. В сб.: "Структурная геоморфология горных стран" (материалы к X пленуму Геоморфологической комиссии АН СССР). Фрунзе, "Илим", 1973а.

Б е л ь с к и й В. А. О величине среднего денудационного среза высокогорного обрамления Таджикской депрессии за новейший тектонический этап. Докл. АН ТаджССР, 1973б, т. 16, № 6.

Б е л ь с к и й В. А. Анализ палинспастовой реконструкции "зоны дарвазских разломов". В сб.: "Мат-лы 1У респ. конф. молодых ученых Таджикской ССР" (естеств. науки), ч. 1. Душанбе, "Дониш", 1974а.

Б е л ь с к и й В. А. Некоторые особенности альпийской тектоники хребтов Васмикух и Мирзомин. В сб.: "Проблемы нефтегазоносности Таджикистана", сб. 6. Тр. отд. ВНИГНИ. Душанбе, "Дониш", 1974б.

Б е л ь с к и й В. А. О четвертичной тектонике Яхсуйской депрессии и ее обрамления. Докл. АН ТаджССР, 1974в, т. 17, № 3.

Б е л ь с к и й В. А., Назаров Х. Н. О терминах "неотектоника" и "новейшая тектоника". Изв.

АН ТаджССР, Отд. физ.-матем. и геол.-хим. наук, 1970, № 3(37).

Бельский В. А., Лысков Л. М. О возрасте Обихумбоуского пенеплена (Северный Памир). Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-матем. и геол.-хим. наук, 1974, № 4(54).

Борнеман Б. А. Соленосные отложения Кулябского района. Сб. Таджикско-Памирской эксп. 1933 г., ОНТИ. Л., 1934.

Босов В. Д. Третичные континентальные отложения Таджикской депрессии (автореф. канд. дисс.). Ташкент, 1962.

Босов В. Д. История геологического развития Таджикской депрессии в неогене. Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-матем. и хим.-техн. наук, 1964, № 1(14).

Босов В. Д. Третичные континентальные отложения Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1972.

Браташ В. И., Егупов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И. Геология и нефтегазоносность севера Афганистана. Тр. ВНИГНИ, вып. 80. М., "Недра", 1970.

Буданов В. И., Борщевский Ю. А., Гаврилов Е. Я. Новые данные по абсолютному возрасту Ванч-Язгулемского гранитоидного комплекса. В сб.: "Мат-лы по геол. Памира", вып. 2. Душанбе, 1964.

Бурачек А. Р. Золотоносные конгломераты Дарваза. Тр. Тадж. Компл. экспед. 1932 г., вып. 3, ОНТИ. Л., 1933.

Бурачек А. Р. Геоморфология Южно-Таджикской депрессии. Тр. Тадж. Компл. экспед. 1932 г., вып. 4, ОНТИ. Л., 1934а.

Бурачек А. Р. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана. Тр. Тадж. Компл. экспед. 1932 г., вып. 4, ОНТИ. Л., 1934б.

Бурачек А. Р., Чихачев П. К. Кон-

- тинентальные неогеновые отложения. Геология СССР, т. 24, ч. 1. М., 1959.
- Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира. Тр. ГИН АН СССР, вып. 80, 1963.
- Васильев В. А. Кайнозой Памира (континентальные отложения). Душанбе, "Дониш", 1966.
- Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист J-УП-6 (Исфара), северная половина. Тр. ВГРО, вып. 194, 1934.
- Власов Н. Г. Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза. Сб. "Геол. Ср. Азии". Л., ЛГУ, 1961.
- Власов Н. Г. Схема тектоники Юго-Западного Дарваза. ДАН СССР, 1962, т. 145, № 6.
- Власов Н. Г. Стратиграфия и тектоника Юго-Западного Дарваза (автореф. канд. дисс.). ЛГУ, Л., 1963.
- Власов Н. Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии. В сб.: "Вопросы стратиграфии палеозоя". Л., Изд-во ЛГУ, 1969.
- Власов Н. Г., Гниловский Г. В. Древнейшие метаморфические образования Северного Памира. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 168. Л., 1970.
- Волин А. В. Твердый сток и эрозия. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 1946, № 6.
- Габриелян Г. К. Интенсивность денудации на Кавказе. "Геоморфология", 1971, № 1.
- Ганссер А. Геология Гималаев. М., "Мир", 1967.
- Геология и рудные месторождения Среднего Востока. М., "Недра", 1973.
- Геологическая карта Средней Азии и сопредельных территорий (М-б 1:1500000). М., ГУТК, 1966.
- Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гогель Ж. Основы тектоники. М., "Мир", 1969.

Г у б и н И. Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М.-Л., Госгеолиздат. 1940.

Г у б и н И. Е. Памир и сопредельные страны (схема тектонического районирования). Изв. ТФАН СССР, № 2, геол., 1943.

Г у б и н И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Д а в ы д ч е н к о А. М. К вопросу о климатах и растительности восточной части Таджикской депрессии в неогеновое время. Уч. зап. Тадж. госун-та, т. 1, 1962.

Д а р в и н Ч. Путешествие вокруг света на корабле "Бигль". М., Географгиз, 1955.

Д е м б и ц к и й С. И. Физические свойства горных пород осадочного покрова Юго-Западного Таджикистана и их использование при изучении геологического строения Таджикской депрессии. (автореф. канд. дисс.). МИНХ и ГП. М., 1971.

Д е м б и ц к и й С. И. Основные литолого-стратиграфические комплексы и петрофизические границы в осадочном чехле Таджикской депрессии. Докл. АН ТаджССР, 1973, т. 16, № 8.

Д ж а л и л о в М. Р. Некоторые данные об условиях образования верхнемеловых отложений Юго-Западного Дарваза. Изв. АН ТаджССР, Отд. геол.-хим. и техн. наук, 1962, № 2(8).

Д ж а л и л о в М. Р. Стратиграфия верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. Душанбе, "Дониш", 1968.

Д о д о н о в А. Е., М о р а л е в В. М., С к о т а р е н к о В. В., Ш о л о х о в В. В., Ш у б н и к о в А. В. О плиоценовой поверхности выравнивания северной части Афганского Бадахшана. "Геоморфология", 1974, № 4.

Е в т е е в С. А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. М., "Наука", 1964.

Ермаков Н. П. Геология и полиметаллические рудопроявления Западного Дарваза. Геология и полезные ископаемые Средней Азии. М.-Л., АН СССР, 1940.

Захаров С. А. Проявление современной складчатости в Таджикской депрессии. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30(1), 1955.

Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозой Таджикской депрессии. Тр. АН ТаджССР, т. 95, 1958.

Захаров С. А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 5, 1962.

Захаров С. А. Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сейсмостектонического районирования. В сб.: "Проблемы геологии Таджикистана". Душанбе, 1964.

Захаров С. А. Спорные вопросы тектогенеза на примере тектоники Таджикской депрессии. "Геотектоника", 1967, № 3.

Захаров С. А. О природе Дарвазского разлома. ДАН СССР, т. 175, № 4, 1967.

Захаров С. А. О характерных чертах неотектоники Таджикской депрессии. В сб.: "Неотектоника и сейсмостектоника Таджикистана". Душанбе, "Дониш", 1968.

Захаров С. А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, "Дониш", 1970.

Захаров С. А., Кухтиков М. М. Тектоника. Атлас Таджикской ССР. ГУК. Душанбе-Москва, 1968.

Иверонова М. И. Опыт количественного анализа процессов современной денудации. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2, 1969.

Ирдли А. Д. Связь между подвигами и надвигами Скалистых гор. В сб.: "Кордильеры Америки". М., "Мир", 1967.

Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., Географгиз, 1963.

Кафарский А. Х., Пыжьянов И. В. К вопросу о расчленении "мынтекинской" свиты Северного Памира. В сб.: "Материалы по геологии Памира", вып. 1. Душанбе, 1963.

Кондур В. П., Сафьян Л. М., Дуркин А. Т., Марсал А. М., Пенькова А. М., Шумаков В. Г., Коробка В. В. Основные результаты научной обработки материалов бурения Яванской параметрической скважины. Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, сб. 6, ТО ВНИГНИ. Душанбе, "Дониш", 1974.

Коробка В. С. Современная структура Кулябской мегасинклинали в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности (автореф. канд. дисс.). ТО ВНИГНИ. Душанбе, 1969.

Костенко Н. П. Геоморфологический анализ речных долин горных стран (на примере Кухистана). Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, 22, 1958.

Костенко Н. П. Изменение наклонов земной поверхности и сейсмичность. Бюлл. Совета по сейсмологии, № 8, 1960а.

Костенко Н. П. "Перемычки" в долинах горных рек. Изв. вузов, геол. и разв., № 12, 1960б.

Костенко Н. П. О принципах составления специальной геоморфологической карты. Бюлл. комиссии по изуч. четвертичного периода, 26, 1961а.

Костенко Н. П. Главнейшие черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии. Сб. тр. геол. фак-та МГУ (к XXI сессии МГК). М., 1961б.

Костенко Н. П. Лёссовидные породы горных стран юга Средней Азии. В сб.: "Новейший этап геол. развития террит. Таджикистана". Душанбе, 1962.

Костенко Н. П. Главнейшие закономерности расчленения горного сооружения Памира. В сб.: "Мат-лы по геологии Памира", вып. 1. Душанбе, 1963.

Костенко Н. П. К методике анализа разви-

тия горных стран в неоген—четвертичное время. В сб. : "Проблемы геологии и палеогеографии антропогена". М., 1966.

К о с т е н к о Н. П. Развитие рельефа горных стран. М., "Мысль", 1970.

К о с т е н к о Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., "Недра", 1972.

К о с т е н к о Н. П. Пенеплены и поверхности выравнивания орогенных областей. Сб. "Поверхности выравнивания". М., "Наука", 1973.

К р и в о л у ц к и й А. Е. О масштабах денудационного среза горных поднятий. Изв. вузов, геол. и разв., № 10, 1965.

К р ы л к о в Ю. В. Инженерно—геологическое значение перигляциальной и лёссовой формации. М., "Наука", 1965.

К у р д ю к о в К. В. Неотектоническая карта Джунгарского Алатау и принципы ее составления. Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 27, 1962.

К у х т и к о в М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза. Уч. зап. Тадж. госун-та, т. 12, тр. ф-та ест. наук, вып. 2, 1956.

К у х т и к о в М. М. Тектоническое районирование Памира в альпийской структуре. Уч. зап. Тадж. госун-та, т. 17, тр. ф-та ест. наук, вып. 3, 1958.

К у х т и к о в М. М. О структурных ярусах складчатости комплексов геосинклинальных областей. Бюлл. МОИП, отд. геол. т. 43(5), 1968.

К у х т и к о в М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссар—Алая в палеозое. Душанбе, "Дониш", 1969.

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

К у х т и к о в М. М., В и н н и ч е н к о Г. П. Схема стратиграфии среднепалеозойских отложений Дарваза. Докл. АН ТаджССР, 1974, т. 17, № 5.

Лебзин Е. В. Палеотектонические условия формирования крупных структурных элементов и связанных с ними зон нефтегазоносности Афгано-Таджикской впадины и смежных областей. Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, сб. 4, ТО ВНИГНИ. Душанбе, "Дониш", 1972.

Личков Б. Л. О горных денудационных поверхностях и их происхождении. Изв. Всес. геогр. об-ва, № 4, 1945.

Лопатин Г. В. О размере транзитной части водной эрозии. ДАН СССР, нов. серия, т. 73, № 1, 1950.

Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. М., Географгиз, 1952.

Лоскутов В. В. Геоморфология Таджикистана. В сб.: "Новейший этап геологич. развития террит. Таджикистана". Душанбе, 1962.

Лоскутов В. В. Геоморфология и новейшая тектоника Памира (автор. реф. канд. дисс.). Душанбе, 1964.

Лоскутов В. В. Геоморфология. Атлас Таджикской ССР. ГУГК, Душанбе-Москва, 1968.

Лоскутов В. В. О скорости новейшего поднятия Памира. В сб.: "Неотектоника и сейсмоструктоника Таджикистана". Душанбе, "Дониш", 1969.

Лоскутов В. В. Об основных проблемах в изучении поверхностей выравнивания орогенических областей. В сб.: "Новые данные по геологии Таджикистана", вып. 1, Душанбе, 1971.

Лоскутов В. В. К основным проблемам изучения поверхностей выравнивания орогенических областей (на примере Памира и Южного Тянь-Шаня). В сб.: "Поверхности выравнивания". М., "Наука", 1973.

Лоскутов В. В., Меламед Я. Р., Рафиев А., Трофимов А. К., Чедия О. К. О возрасте кулябской свиты. Докл. АН ТаджССР, 1965, т. 8, № 4.

Лоскутов В. В., Ершова Л. Л., Лим В. В., Колотов В. А. О стратиграфии верхнеплиоценов-нижнечетвертичных отложений Таджикской

депрессии. Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-матем. и геол.-хим. наук, 1971, № 2(40).

Лысков Л. М. Неотектоника и сейсмичность района верхнего Вахша (автореф. канд. дисс.). Душанбе, 1969.

Ляйелль Ч. Основные начала геологии, т. 1. Спб, 1866.

Маккавеев Н. Н. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Макстенец О. И., Моралев В. М., Чальян М. А. Интрузивные комплексы Афганского Бадахшана. Тр. НИЛЗРУБЕЖГЕОЛОГИЯ, вып. 22. М., 1971.

Марков К. К. Геоморфологический очерк Памира. Тр. Ин-та физич. геогр. АН СССР, вып. 17, 1935а.

Марков К. К. История рельефа и оледенения Памира. В сб.: "Пять лет по Памиру". М., Изд-во АН СССР, 1935б.

Марков К. К. Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахии по наблюдениям 1932-1933 гг. Тр. Ледниковой экспед. П Международного Полярного Го-да, "Памир", вып. 1. Л., 1936.

Марков К. К. Проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1948.

Марковский А. П. О некоторой закономерности распределения тектонических элементов Памиро-Алая. Тр. ТКЭ 1932 г., вып. 4, 1934.

Меламед Я. Р. Литология и условия образования неогеновых отложений советской части Верхне-Амударьинской депрессии (автореф. канд. дисс.). М., 1965.

Меламед Я. Р. Афгано-Таджикская депрессия в неогеновом периоде (палеогеографический очерк). В сб.: "Проблемы нефтегазоносности Таджикистана", вып. П, ч. 2. Душанбе, "Ирфон", 1969.

Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., "Наука", 1965.

Милановский Е. Е. Основные вопросы

новейшей тектоники Кавказской области. В сб.: "Активизир. зоны земной коры, новейшие тектон. движения и сейсмичность". М., "Недра", 1964.

Моралев В. М., Ельянов А. А., Лаушкин В. И., Скотаренко С. Д., Следин Л. Н. Докембрий северной части Афганского Бадахшана. Тр. НИЛЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ, вып. 22, 1971.

Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент, 1926.

Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии в кенозойскую эру. Изв. Геол. ком., т. 47, №2, 1928.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 2. М.-Л., АН СССР, 1956.

Несмеянов С. И. Количественная оценка новейших движений неотектонического районирования горной области (на примере Западной Ферганы и ее горного обрамления). М., "Недра", 1971.

Никонов А. А. Закономерности развития речных долин Средней Азии. "Геоморфология", 1972, № 1.

Никонов А. А., Пеньков А. В. О стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений Афганско-Таджикской депрессии и их корреляции с опорными разрезами юга СССР по палеомагнитным данным. В сб.: "Хронология ледникового века". Л., 1971.

Никонов А. А., Пенькова А. М., Пеньков А. В. Новые данные по верхнеплиоценовым отложениям Дарваза (Таджикистан). ДАН СССР, т. 211, № 3, 1973а.

Никонов А. А., Пеньков А. В. К геохронологии Средней Азии и Южного Казахстана в плиоцене и раннем плейстоцене. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1973б.

Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.

Овчинников П. Н., Лазарева М. С. Новые материалы по неогеновой флоре Памиро-Алая

(предварительные данные). Изв. АН ТаджССР, Отд. биол. наук, 1962, вып. 2(9).

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945.

Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворова А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. В сб.: "Гималайский и альпийский орогенез". М., "Недра", 1964.

Пеньков А. В. К палеомагнитной стратификации плиоцен-четвертичных отложений Таджикской депрессии. В сб.: "Хронология ледникового века". Л., 1971.

Пеньков А. В. Региональная палеомагнитная корреляция континентальных толщ (на примере кайнозойских моласс Южного Таджикистана). (Автореф. канд. дисс.) М., 1974.

Петрушевский Б. А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. Тр. Ин-та геологич. наук АН СССР, вып. 8, геол. сер., № 3, 1940.

Попов В. И. Материалы по истории древнего оледенения Памира Бадахшана и Дарваза. Тр. Всес. геол.-разв. объединения НКТП СССР, вып. 242, 1932.

Попов В. И. Южные склоны Дарвазского хребта. Тр. Тадж. Компл. экспедиции 1932 г., Л., Госхимтехиздат, 1933.

Попов В. И. Полезные ископаемые Южного Таджикистана. Мат-лы ТКЭ, вып. 28, 1936.

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

Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1954.

Попов В. И. Кайнозойские молассы Средней Азии и новейший орогенез. М., "Недра", 1964.

Пыжьянов И. В. Стратиграфия зеленокаменных толщ Юго-Западного Дарваза. Мат-лы по геол. Памира, вып. 2. Душанбе, 1964.

Растворова В. А. Формирование рельефа гор (на примере горной Осетии). М., "Наука", 1973.

Резвой Д. П. О тектонической природе Памиро-Гималайского-Куьнлуньского поднятия. В сб.: "Тектоника Памира и Тянь-Шаня". М., "Наука", 1964а.

Резвой Д. П. О великом георазделе азиатского материка. В сб.: "Гималайский и альпийский орогенез". М., "Недра", 1964б.

Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, Изд-во УзССР, 1959.

Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР (по данным объемного метода). Тр. Геофизич. Ин-та АН СССР, № 3(130), 1949.

Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. Тр. ГИН АН СССР, т. 192, 1968.

Руженцев С. В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. Тр. ГИН АН СССР, т. 223, 1971.

Садыков К. Г. Баланс морен, твердый сток и рельефообразующая деятельность современных ледников Средней Азии (автореф. канд. дисс.). М., 1973.

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

Синицын В. М. Палеогеография Азии. Изд-во ЛГУ, 1963.

Синицын Н. М. О возрасте древних денудационных поверхностей в Западном Тянь-Шане и Алае. Изв. ВГО, № 1, 1948.

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

Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., Изд-во ЛГУ, 1960.

Скворцов Ю. А. Методы геоморфологического анализа и картирования. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 34, 1948.

Славин В. И. Триасовые отложения Северного Афганистана. Изв. вузов, геол. и разв., № 10, 1970.

Славин В. И. Триасовые отложения афганской части Тетиса и их корреляция с сопредельными районами. Вестник МГУ, геол. № 2, 1974.

Солун В. И. История развития и структура Яхсуйской депрессии (автореф. канд. дисс.). Л., 1956.

Солун В. И. Тектоническое строение Яхсуйской депрессии. Изв. АН ТаджССР, Отд. ест. наук, 1948, № 2(26).

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Трофимов А. К. Палеогеография (древнее и современное оледенение). Атлас Таджикской ССР, ГУТК. Душанбе-Москва, 1968.

Трофимов А. К. Тектонический и климатический факторы в истории древнего оледенения гор Средней Азии (Памир и Гиссаро-Алай). Мат-лы к геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим", 1970.

Трофимов А. К. Количественная оценка режима новейших тектонических движений на основе изучения ярусности рельефа (на примере горных областей Средней Азии). В сб.: "Поверхности выравнивания". М., "Наука", 1973.

Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963.

Хорева Б. Я., Мурзина Г. А. Использование радиологических методов для выделения этапов метаморфизма в раннедокембрийских образованиях молодых складчатых областей. Проблемы геохимии и космологии. XXIII сессия МГК, докл. сов. геологов. Проблемы 6 и 13а. М., "Наука", 1968.

Чедия О. К. К характеристике альпийской струк-

туры Южного Дарваза. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. 77, № 2, 1957а.

Ч е д и я О. К. Зоны четвертичной аккумуляции и новейшая тектоника Дарваза. Тр. Тадж. гос. ун-та, т. 2, 1957б.

Ч е д и я О. К. Позднечетвертичные поперечные поднятия в Дарвазе. ДАН СССР, т. 112, № 4, 1957в.

Ч е д и я О. К. Геоморфология Южного Дарваза. Сб. статей Тадж. фил. Геогр. об-ва СССР, Тр. АН ТаджССР, т. 99, 1959.

Ч е д и я О. К. К геологии золотых россыпей Южного Таджикистана. Изв. АН ТаджССР, Отд. геол., хим. и техн. наук., 1961, вып. 1(3).

Ч е д и я О. К. История геологического развития территории Таджикистана в кайнозойе. В сб.: "Новейш. этап геол. развития террит. Таджикистана". Душанбе, 1962.

Ч е д и я О. К. Новейшие поперечные поднятия, их типы и практическое значение (на примере Средней Азии). В сб.: "Мат-лы по геол. Памира", вып. 2. Душанбе, 1964.

Ч е д и я О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования, т. 1. Фрунзе, "Илим", 1971.

Ч е д и я О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования, т. 2. Фрунзе, "Илим", 1972а.

Ч е д и я О. К. Доорогенные выровненные поверхности в горах Средней Азии. "Геоморфология", 1972б, № 3.

Ч е д и я О. К., В а с и л ь е в В. А. О характере и возрасте древнего оледенения северного склона хребта Петра 1. Тр. фа-та естеств. наук Тадж. госун-та, т. 28, вып. 1, 1960.

Ч е д и я О. К., Т р о ф и м о в А. К. Особенности новейшего этапа развития структурных форм Таджикистана. В сб.: "Новейший этап геологич. развития территории Таджикистана". Душанбе, 1962.

Ч е д и я О. К., Т р о ф и м о в А. К. Неотектоника. Атлас Таджикской ССР, ГУГК. Душанбе-Москва, 1968.

Ч е р н о в а Л. П. Интенсивность ледниковой эрозии и ее связь с расходом льда в ледниках. "Геоморфология", 1974, № 4.

Ч и х а ч е в П. К. Тектоника Юго-Западного Таджикистана. Тр. ТКЭ АН СССР 1932 г., вып. 4. Л., 1934.

Ч и х а ч е в П. К. Геологические предпосылки землетрясений Юго-Западного Таджикистана. ТЛЭ АН СССР, 1935 г. М.-Л., 1937.

Ч и х а ч е в П. К. (при участии Б. А. Борнемана, А. Р. Бурачека, А. В. Григорьева и И. Е. Губина). Геологическая карта Средней Азии, масштаб 1:500000, лист J-42-Б. Гос. изд. геол. лит., М.-Л., 1941.

Ч и х а ч е в П. К. Тектоника Юго-Западного Таджикистана. Геология СССР, т. 24, Таджикская ССР, ч. 1. М., Гос. научно-техн. изд. лит. по геологии и охране недр, 1959.

Ш а н и н Л. Л., И в а н о в И. Б., Л и ц а р е в М. А., Г о л ь ц м а н Ю. В., Б а и р о в а Э. Д. О возрасте метаморфических толщ ваханской серии (Юго-Западный Памир). ДАН СССР, т. 189, № 4, 1969.

Ш а т с к и й Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Материалы к познанию геологич. строения СССР, нов. серия, вып. 2(16). М., 1945.

Ш у л ь ц В. Л. Реки Средней Азии. М., Гидрометтеиздат, 1965.

Ш у л ь ц С. С. О ювейшей тектонике Тянь-Шаня. Тр. ХУП сессии МГК 1934 г., т. 2. М., 1939.

Ш у л ь ц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1948.

Ш у л ь ц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по

данным новейшей тектоники СССР. В сб.: "Активизир. зоны земной коры, новейш. тект. движения и сейсмичность". М., "Наука", 1964.

Шульц С. С. О современном, новейшем и древнем эпейрогенезе. В сб.: "Тектонические структуры и новейшие структуры земной коры". М., "Недра", 1967.

Шербакова Е. М. Древнее оледенение Большого Кавказа. М., 1973.

Шукин И. С. Общая геоморфология. М., 1960.

Эдельштейн Я. С. Верхнепалеозойские слои Дарваза. Мат-лы геол. России, т. 23, вып. 2. Спб, 1907.

Эдельштейн Я. С. Заметка о меловых слоях в бассейне р. Обиниу. Тр. Геол. музея Академии наук, т. 2, вып. 7. Спб, 1909.

Corbel J. Vitesse de l'erosion. Zeitschrift Geomorphologie, Bd.3, H.1, 1959.

Corbel J. Neiges et glaciers. Paris, 1962.

Desio A. Ricognizione geologica nell' Afghanistan. Boll. Soc. geol. ital., vol. 79, 1960.

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

Desio A., Martina E., Pasquare G. On the geology of Central Badakhschan (north-eastern Afghani-

stan). Quaterly journal Geol. Society of London, vol. 120, 1964a.

D e s i o A., T o n g i o r g i E.,
F e r r a r a G. Notizie preliminari
sull' eta geologica di alcune rocce grani-
toidi del Korakorum, Hindi Kush e Badak-
shan (Asia Centrale). Attidel Accademia
Nazionale dei Lincei, Pendiconti classe
di Scienze fisiche, matem. e naturali,
ser. VIII, vol. 36, fasc. 6, Roma, 1964b.

Geological map of Afghanistan, compiled
by Afghan Geological Survey Department
(1:2500000, section 1V), Afghan Cartogr.
Inst., Kabul, 1969.

K l e b e l s b e r g R. Beitrage
zur Geologie Westturkestans. Innsbruck,
1922.

H a r r i s o n J.V., F a l c o n N.L.
Gravity collapse structures and Mountain
Ranges, as exemplified in Sowth-Western
Iran. Quaterly journal of Geol. Soc. of
London, vol. XC11, part 1, 1936.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Введение	3
1. Краткий очерк истории исследований	8
II. Стратиграфия	24
III. Тектоника	45
Внутренний Дарваз	47
Внешний Дарваз	74
IV. Новейший денудационный срез и проблема воз- раста рельефа высокогорного обрамления Таджи- кской депрессии	92
V. Геоморфологии и морфоструктурные особенности	133
VI. История геологического развития	186
А. Ранне-среднепалеозойский этап	-
Б. Каменноугольный-раннепермский этап	-
В. Позднепермский-раннетриасовый этап	187
Г. Юрский-эоценовый этап	201
Д. Олигоцен-четвертичный этап	206
УП. Опыт количественной оценки четвертичных дви- жений	221
Заключение	229
Литература	235

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Таджикской ССР

Виктор Александрович Бельский

Ответственный редактор Михаил Михеевич Кухтиков

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ЗОНЫ
СОЧЛЕНЕНИЯ СЕВЕРНОГО ПАМИРА И ТАДЖИКСКОЙ
ДЕПРЕССИИ

Редактор издательства А. Г. Родина
Корректор Т. М. Любименко

Кл. 05167. Сдано в набор 3 У1 1977 г. Подписано к печати
23 У1 1977 г. Формат 60x84 1/16. Бум. тип. Печ. л. 16,0.
Усл.-печ. л. 15,0. Уч.-изд. 13,5 л. Тираж 560. Заказ 665.
Цена 2 руб. В переплет № 7 - 2 р. 35 коп.

Издательство "Дониш", Душанбе, 29, ул. Айни, 121, корп. 2.
Типография издательс. ва "Дониш", Душанбе, 29, ул. Айни, 121,
корп. 2.

Цена 2 руб.

2744