



ЛИТОСФЕРА Памира и Тянь-Шаня

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

ЛИТОСФЕРА Памира и Тянь-Шаня

ТАШКЕНТ · ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР · 1982



5076

УДК 551.14(235)211+235.216

Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Коллектив. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1982.

В монографии изложены результаты комплексных геолого-геофизических исследований Памира и Тянь-Шаня, проводившихся по Международному Памиро-Гималайскому проекту 1973—1980 гг. Применение сейсмических, магнитотеллурических, геотермических и гравиметрических методов обеспечило точность построения схем глубинного строения земной коры и верхней мантии и достоверность интерпретации геофизических параметров в сопоставлении с расчетными петрофизическими и геолого-геохимическими. Получены новые данные о мощности отдельных геосфер и характере их изменения в зависимости от геологического строения тектонических блоков. Результаты анализа собранного материала использованы для определения природы глубинных геологических процессов исторического и новейшего времени.

Для геологов и геофизиков научно-исследовательских и производственных организаций, а также студентов.

Лит. 447 назв., ил. 87, табл. 19

Ответственные редакторы:

доктора геол.-мин. наук *И. А. Фузайлов, Р. А. Мусин*

Рецензенты: доктора геол.-мин. наук *О. М. Борисов, М. А. Ахмеджанов*

Под литосферой Памира и Южного Тянь-Шаня мы подразумеваем кору и верхнюю часть верхней мантии Земли в пределах названных районов. Однако наши знания и количество имеющейся информации таковы, что речь в данной монографии будет вестись в основном о верхней половине литосферы, измеряемой 50—60 км и в меньшей мере 60—100 км. О состоянии и составе веществ, залегающих на глубинах до 200—250 км, будут высказаны лишь предположения. В основу монографии положены главным образом фактические материалы, полученные в советской части международных геотраверз Узген — Каракуль — Зоркуль — Нанга Парбат — Сринагар — Атток (Лауренспур) и Гарм — Калайхумб — Хорог — Ишкашим. Эти геотраверзы иначе (ради краткости) в тексте называются Восточно- и Западно-Памирским профилями. При написании данного труда использованы материалы предыдущих геофизических и многочисленных геологических исследований. Полученная ранее геофизическая информация характеризует в общих чертах глубинное строение окраинных частей Памира и центральную часть Южного Тянь-Шаня. Строение литосферы центральных частей Памира и их связь с поверхностными геологическими структурами пока недостаточно раскрыты. Надо заметить, что решение вопроса о глубинной структуре Памира и прилегающих областей оказалось очень сложным. Но объединенные в рамках Международного Памиро-Гималайского проекта исследования, координируемые Межведомственным геофизическим комитетом при Президиуме АН СССР, помогли подойти к расшифровке этой структуры.

В дело изучения глубинного строения и приповерхностной геологической структуры внесли вклад многие ученые и коллективы. На совещании по итогам Международного Памиро-Гималайского проекта (Ташкент, ноябрь 1980 г.), в монографиях («Земная кора и верхняя мантия Средней Азии», М., 1977; «Памиро-Гималайский проект», М., 1982) освещены основные черты глубинного строения отдельных частей Южного Тянь-Шаня и Памира, ряд вопросов методики и интерпретации полученных данных.

Поэтому в предлагаемом труде сделан больший упор на другие, например энергетические и динамические, аспекты глубинных процессов и их связь с геологическими (тектоническими, магматическими, метаморфическими и рудными). Выявленные особенности глубинного строения в известной мере коррелируются с геологическими (струк-

турно-тектоническими, металлогеническими и геохимическими) и объясняют их.

Вместе с тем обнаружены некоторые несоответствия и пробелы, которые требуют изучения и объяснения. К ним, в частности, относятся: отсутствие прямой корреляции между соответствующим районированием Памира (Северный, Центральный, Южный) и повышенной толщиной коры в восточной части Памира; несоответствие расположения очагов глубокофокусных относительно традиционных субширотных зон Памира: в плане фокальная сейсмическая зона имеет северо-восточную (а не широтную) ориентировку, следуя от района г. Кабула (Афганистан) через пос. Ишкашим (СССР) в сторону района оз. Каракуль. Металлогеническая характеристика отдельных зон Памира в западной и восточной половинах существенно меняется.

Полевые наблюдения по трассам профилей и на прилегающих площадях и экспериментальные взрывы выполнялись многочисленными отрядами ИГиГ им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР, ИГ АН ТаджССР, ИГН им. Сатпаева АН КазССР, геолфака ТашГУ, Южной геофизической экспедиции Управления геологии Таджикистана и Ферганской экспедиции объединения «Узбекгеофизика» Мингео УзССР.

В процессе полевых работ содействие и всестороннюю помощь оказало руководство Управления геологии Таджикистана, в частности Баджударинской партии Памирской экспедиции. Большую оперативную помощь в проведении исследований оказывали советские и партийные органы Горно-Бадахшанской автономной области Таджикской ССР, а также пограничные отряды и другие местные организации. Всем им авторы выражают искреннюю благодарность.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ ЛИТОСФЕРЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ПАМИРА¹

Земная кора впервые строго выделена Mohorovičić (1910), который определил ее подошву по излому годографа волн первых вступлений, возбужденных Аграмским землетрясением. Впоследствии она была названа границей Мохоровичича (М) и, благодаря стабильности значений граничной скорости (около 8,0 км/с), установлена глобальность ее распространения. Земная кора стала считаться сравнительно низкоскоростным (около 6,0 км/с) однородным слоем.

Исследования Сонград (1925) позволили выделить внутри земной коры сейсмическую границу и возникла двухслойная модель консолидированной коры, состоящая из «гранитного» и «базальтового» слоев.

В 50—60-х годах² в Средней Азии и других регионах СССР в результате реализации идеи о доминирующем характере в волновом поле головных волн была установлена многослойно-однородная модель земной коры (Беляевский, 1974; Вольвовские, 1975 и др.). Головные волны коррелировались и в последующих вступлениях, затем составлялись непрерывные сводные годографы, при интерпретации которых получали многочисленные субгоризонтальные сейсмические границы.

Такая модель не отражала главную особенность наблюдаемого волнового поля — опорность волн, соответствующих поверхности фундамента, границе М, и штриховой характер промежуточной части волнового поля.

Дальнейшее развитие представлений о волновых полях — признание идеи о прослеживании в первых вступлениях, наряду с головными, рефрагированных волн, доминирующий характер регистрации в последующих вступлениях отраженных волн — и способов их преобразования в сейсмические модели, широкое применение перебора сейсмической модели с использованием ЭВМ, что было реализовано в процессе повторной интерпретации материалов ГСЗ и привело к получению слоисто-блоковой или слоисто-неоднородной модели земной коры (Зуннунов, 1976). Такая модель отражает скоростную неоднородность коры как по вертикали, так и по горизонтали. Общее увеличение скорости с глубиной сопровождается зонами пониженных и повышенных

¹ Здесь освещается развитие представлений о сейсмической модели земной коры и верхней мантии, приводится обзор геологических и геофизических работ о глубинном строении Средней Азии, а также намечаются задачи дальнейших исследований.

² Работы ГСЗ.

скоростей, границами первого, второго рода, переходными зонами и региональной расслоенностью коры (Давыдова, 1977). Сейсмические границы внутри консолидированной коры, включая границу Конрада, носят, как правило, прерывистый и условный характер. Блоковость характеризуется обрывом сейсмических границ, сопровождаемых разрывными дислокациями, изменением мощностей и скоростей слоев, выклиниванием скоростных неоднородностей.

Слоисто-неоднородная модель земной коры, являющаяся в настоящее время наиболее популярной в Средней Азии и впервые полученная по данным площадных сейсмологических наблюдений (Бутовская и др., 1971), сравнительно лучше коррелируется со сложнопостроенными приповерхностными структурами.

Данные по изучению верхней части мантии сейсмическими методами, полученными за последнее десятилетие, не стали укладываться в рамки сферически однородной модели, являющейся важным достижением сейсмологических исследований внутреннего строения Земли. Они были объяснены горизонтальными неоднородностями скоростного строения верхней части (первые сотни километров) мантии (Рябой, 1979, Егоркин, 1980). Таким образом, скоростная модель верхней части мантии, так же как и скоростная модель земной коры, неоднородна как по вертикали, так и по горизонтали.

Ниже дан обзор представлений о строении земной коры и верхней мантии по геологическим и геофизическим данным.

На востоке и юго-востоке Средней Азии расположены горные сооружения Тянь-Шаня и Памира, сложенные палеозойскими и более древними образованиями, и межгорные впадины, выполненные мощными мезозойско-кайнозойскими отложениями. Западнее наблюдается погружение домезозойских сооружений Тянь-Шаня в пределы Туранской низменности.

В результате изучения геологического разреза верхней части земной коры, доступной для прямых исследований, охарактеризованы проявления эндогенных (тектонических, магматических и метаморфических) процессов приповерхностной части Средней Азии.

Современные представления о тектонике Тянь-Шаня и Памира заложены в региональных обобщениях Д. В. Наливкина (1926), В. А. Николаева (1933), Д. И. Мушкетова (1936), В. И. Попова (1938), А. В. Пейве (1938), Б. П. Бархатова (1963) и др.

Для горных сооружений характерно наличие четкой субширотной зональности, выражающейся в последовательной смене с севера на юг геосинклинально-складчатых сооружений каледонид (Северный Тянь-Шань), герцинид (Срединный, Южный Тянь-Шань и Северный Памир) и альпид (Центральный, Юго-Восточный Памир и Копетдаг). Дуги Тянь-Шаня обращены выпуклостью к югу, а Памира — к северу. Между линейно вытянутыми геосинклинально-складчатыми сооружениями располагаются жесткие массивы (Архангельский, 1932; Ахмеджанов, 1969; Борисов, 1970; Кнауф, Королев, 1974) или ядра роста материков и развития земной коры (Попов, 1960, 1964 и др.). Субширотная зональность строения осложняется «просвечивающимися» структурами, проявляющимися в виде субмеридиональных поднятий, прогибов и разломов (Резвой, 1959, 1962; Борисов, 1962; Петрушевский, 1961, 1969, 1970).

Вопросы магматизма исследуемой территории и его связи с ору-
днением изложены в работах Х. М. Абдуллаева (1954, 1957, 1960),

Р. Б. Баратова, М. Х. Хамидова (1955, 1967), В. А. Масленникова (1955), М. Б. Акрамова и др. (1978), И. Х. Хамрабаева (1958). Магматизм и распределение геофизических полей рассмотрены в публикациях И. Х. Хамрабаева и др. (1971, 1977).

Метаморфизму в специфической форме посвящено значительно меньше исследований (Бакиров, Добрецов, 1972; Буданов, Буданова, 1971, 1975; Покровский, 1974). В какой-то степени он также освещался в работах по геологическому строению Тянь-Шаня (Кнауф, Королев, 1974; Ахмеджанов и др., 1975; и др.) и Памира (Бархатов, 1963, 1971; Кухтиков, 1976; и др.).

Некоторые представления о развитии земной коры Средней Азии в свое время высказали А. В. Королев (1959), Н. П. Васильковский (1960), В. И. Попов (1960). По мнению В. И. Попова, граниты выплавляются из «базальтового» слоя, образуя концентрически разрастающиеся «ядерные» зоны. Н. П. Васильковский, подчеркивая, что «гранитный» слой зарождается и развивается лишь в геосинклинальных поясах, придает большое значение процессам гранитизации, в результате которых океаническая кора постепенно превращалась в континентальную. Появились публикации с идеей о существовании внутри континентов, в том числе в Средней Азии, земной коры океанического типа и определилось отличное от общепринятого направление в изучении истории развития земной коры (Пейве, 1969; Макарычев, 1978).

Основным геологическим источником сведений о составе и строении консолидированной земной коры и верхней части мантии описываемой территории является исследование ксенолитов из трубок взрывов и даек Северного и Южного Тянь-Шаня и Памира (Добрецов, Добрецова, 1975; Баратов и др., 1970; Баратов, Мушкин, 1971; Мушкин, 1975, 1977, 1979; Акимов, Семенов, 1971; Дмитриев, 1975). Значительный интерес в этом отношении представляют результаты исследования массивов ультрамафитов, а также глубокометаморфизованных пород Южного Тянь-Шаня и Памира (Хамрабаев, 1972; Хамрабаев и др., 1981; Муминов, 1973; Буданова, 1974).

Глубинные включения в трубках взрыва и дайках Южного Тянь-Шаня делятся на четыре генетические группы: коровые образования — гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой и частично амфиболитовой фаций; предположительно мантийные породы — оливиновые, шпинелевые и гранатовые пироксениты, вебстериты; сегрегационные образования перидотитового состава и примыкающие к ним в генетическом отношении порфировкласты хромдиопсида, диопсид-авгита и салит-авгита; породы неясного генезиса — лиственитизированные лерцолиты (?), листвениты, глиммериты (Мушкин, 1975, 1977, 1979; Буданов, Мушкин, 1978). Характерно отсутствие среди этих ксенолитов эклогитов и эклогитизированных пород.

В пределах Южного Тянь-Шаня вдоль зон глубинных разломов располагаются массивы мафитов и ультрамафитов, которые рассматриваются как производные верхней мантии (Хамрабаев, 1972; Хамрабаев и др., 1973). Они представлены в основном апогартцбургитовыми серпентинитами, габброидами, реже встречаются пикриты, серпентинизированные лерцолиты, пироксениты и дуниты.

Изучение ксенолитов глубинных включений (эклогитов, пироксенитов, гранулитов) в трубках взрыва и дайках калиевых щелочных базальтоидов пород Восточного Памира позволило предположить раз-

рез земной коры в этом районе (Дмитриев, 1975). Верхняя ее часть сложена различными гнейсами и кристаллическими сланцами амфиболитовой фации метаморфизма. Ниже залегают гранулиты, образовавшиеся в прогрессивную стадию метаморфизма, и подстилающиеся разуплотненными гранулитизированными эклогитами, постепенно переходящими в неизменные. Еще ниже залегают эклогиты, чередующиеся с пироксенитами или постепенно переходящие в них. Нижняя часть разреза, возможно, соответствует верхней мантии. А. П. Акимов, Г. С. Семенов (1971), изучавшие состав, физические свойства глубинных включений и распределение в них радиоактивных элементов в трубке «Агаджан» в Восточном Памире, пришли к выводу, что эклогитовые породы частью являются мантийными (кианитовые эклогиты), частью переходными от «базальтового» слоя к мантии образования. К такому же мнению склоняются Н. Г. Удовкина и др. (1976), изучившие составы некоторых минералов этих эклогитов.

Р. Б. Баратов и В. И. Буданов (1980) попытались дать петрологическую модель земной коры Памира. Вышеупомянутые ксенолиты эклогитизированных пород из трубок взрыва Восточного Памира они также рассматривают как образования низов земной коры и частично верхней мантии.

В качестве представителей гранулито-базитового слоя они рассматривают породы хорогского ортокомплекса (Юго-Западный Памир), представленные метаморфизованными мафитами и ультрамафитами.

Р. Б. Баратов и др. (1970) предполагают, что базальто-пикритовая магма в Южном Гиссаре поднималась с глубин не менее 75 км (скорее всего 100—150 км), а состав расплава в зоне магмогенерации был пироксенитовым или перидотит-пироксенитовым. И. Х. Хамрабаев (1972), наоборот, полагает, что этот состав в зоне Южного Тянь-Шаня приближался к пикритам, т. е. высказывает предположение о пиролитовой модели верхней мантии (по Рингвуду, 1968).

Геофизическим источником сведений о глубинном строении служат ГСЗ, региональная сейсмология, сведения о гравитационном, магнитном, тепловом и других геофизических полях Земли. При этом наибольшую ценность имеют результаты ГСЗ, являющиеся основой для построений по другим геофизическим методам.

Первые исследования ГСЗ в Средней Азии начали проводиться с 1949 г. под руководством Г. А. Гамбурцева (Гамбурцев, 1952, 1960; Гамбурцев и др., 1957; Косминская и др., 1958; Вейцман и др., 1962) по системе точечного зондирования. С 1958 г. под руководством Ю. Н. Година, его учеников и последователей (Годин и др., 1960а, 1960б; Вольвовские, 1962; Фоменко, 1962; Егоркин и др., 1965; Рябой, 1966) разрабатывалась методика ГСЗ по системе непрерывного профилирования и была покрыта исследованиями значительная часть территории Средней Азии. В результате проведенных работ доказана принципиальная возможность использования ГСЗ для изучения строения земной коры и верхней мантии.

В процессе изучения глубинного строения привлекались данные регистрации промышленных взрывов (Бунэ, Бутовская, 1955; Уломов, 1960; Бутовская, Уломов, 1962; Таль-Вирский, 1971; Сабитова, 1976).

Строение земной коры по данным регистрации волн, возбуждаемых землетрясениями и регистрируемых сетью стационарных или эк-

спедиционных сейсмологических станций, начали изучать с тридцатых годов (Розова, 1936, 1939; Бутовская, 1952; Грин, 1958; Уломов, 1962, 1966, 1974; Бутовская и др., 1971, 1974, 1977; Кулагина и др., 1974). Несколько позже стали осуществляться профильные сейсмологические наблюдения с помощью передвижных сейсмологических станций путем интерпретации волн P и S (Алексеев 1962; Нерсисов, Раутиан, 1964 и др.) и PS (Булин, Сытин, 1960 и др.).

В последние годы строение земной коры изучается станциями «Земля» по дискретным системам наблюдений путем регистрации обменных волн от землетрясений (Померанцева 1968, 1974; Померанцева, Шумилина, 1970; Пак и др., 1971, 1974), а также путем регистрации волн, возбуждаемых взрывами и землетрясениями (Пак и др., 1977; Эргешев и др.).

Уникальный материал получен в результате комплексных геолого-геофизических исследований, проведенных ИГГ АН УзССР и другими организациями в рамках Международного Памиро-Гималайского проекта (1974—1978 гг.) по геотраверзам Узген (Ош) — Каракуль—Зоркуль—Нанга Парбат—Сринагар—Атток и Коканд—Гарм — Калайхумб — Хорог — Ишканим. Эти геотраверзы, вдоль которых выполнялись геологические работы, наблюдения ГСЗ, ГМТЗ, геотермии, пересекают геологические структуры Южного Тянь-Шаня, Памира, частично Гиндукуша, Каракорума и Гималаев.

Полученный по геотраверзам материал в совокупности с вышеупомянутыми результатами работ ГСЗ с использованием станций «Земля» позволяет обрисовать строение земной коры и верхней части мантии. При этом на глубину прослеживаются структурные элементы (глубинные разломы, докембрийские массивы и др.), выделяются скоростные неоднородности земной коры и верхней части мантии.

Изучение глубинного строения в связи с распределением гравитационного и магнитного (Мелькановичский, 1962; Борисов, Федынский, 1964; Пак и др., 1974; Фузайлов, 1974) или только гравитационного (Шрайбман, 1962; Кензин, Юсупходжаев, 1971; Юсупходжаев и др., 1977) или магнитного (Фузайлов, 1977), а также геотермического (Рыжков, Зуев, 1970; Зуев и др., 1971, 1977) полей базируется на априорной информации, полученной по данным сейсмических методов исследования земной коры и верхней мантии. Сейчас мы располагаем первыми данными, полученными в результате исследований по магнито-теллурическому зондированию (Кошлаков, Новосельский, Таль-Вирский, Каржаув), и хотя они в целом согласуются с результатами ГСЗ и региональной сейсмологии, однако еще малочисленны.

Недостаточно исследована геофизическими методами верхняя мантия Средней Азии. Изучение глубинного строения в связи с распределением месторождений полезных ископаемых (Беляевский, 1973, 1974; Хамрабаев, Кошлаков, 1977) только начинается.

По моделированию глубинных процессов проводились лишь единичные экспериментальные исследования. Это изучение поведения ультрамафитов при высоких давлениях (8—12 кбар) в условиях комнатной температуры (Муминов, 1973), синтез некоторых породообразующих и рудных минералов в высоких PT условиях (Искандеров и др., 1976). Получены первые сведения о физических свойствах пород Южного Тянь-Шаня и Памира в приповерхностных и высоких TP -условиях (Э. Искандеров, О. Нурмаматов).

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ПАМИРА
ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ

Памир, расположенный в центральной части Евразийского континента, — крупнейший орографический узел, соединяющий горные системы Гиндукуша, Каракорума, Гималаев и Куэньлуня. С севера к Памиру примыкают хребты Южного Тянь-Шаня, а с юга — Каракорума. Совокупность этих горных систем представляет собой, с одной стороны, высочайшее поднятие земного шара с многочисленными «шести»-, «семи»- и «восьмитысячниками», а с другой — область максимальных мощностей земной коры, достигающих, по геофизическим данным, 70—75 км.

Для Памира и Южного Тянь-Шаня характерна тектоническая зональность геосинклинально-складчатых широтно вытянутых сооружений, выражающаяся в последовательной смене с севера на юг герцинид Южного Тянь-Шаня и Северного Памира альпидами Центрального и Южного Памира. М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов (1977) включают Южный Тянь-Шань в Урало-Монгольский подвижный пояс, а Северный, Центральный и Южный Памир — в Средиземноморский.

Субширотную ориентировку имеют и глубинные разломы, разграничивающие основные тектонические элементы этих регионов. В то же время на Памире отчетливо выступают различные по времени заложения поперечные (субмеридиональные) глубинные дислокации (Чедия, 1964, 1968; Похвиснева, 1972, 1976; Афиногенова, 1973; Крестников, Штанге, 1977), входящие в субмеридиональную Индо-Памирскую глубинную зону (Петрушевский, 1961, 1969).

Системой продольных, поперечных и диагональных разрывных нарушений земная кора Памира и Южного Тянь-Шаня разбита на блоки различной величины, по которым фиксируются неоднократные вертикальные и в меньшей степени горизонтальные подвижки. Другой особенностью земной коры этих регионов является ее латеральная и вертикальная неоднородность. Латеральная неоднородность структурного плана фанерозоя обусловлена перемежаемостью в пространстве сравнительно узких геосинклинально-складчатых зон с крупными «жесткими» массивами — выступами докембрийского фундамента: Гармским, Курговатским, Ванч-Язгулемским, Музкольским блоками и Памиро-Нуристанским (Бадахшанским) срединным массивом, которые, в свою очередь, имеют различное строение. Вертикальная неоднородность определяется тем, что современные орогенные структуры неполностью наследуют структурный план предыдущих эпох.

Тектонические представления о строении Южного Тянь-Шаня и Памира в течение почти целого века развиваются в трудах русских

и советских геологов, из которых в первую очередь следует отметить работы Д. В. Наливкина (1926), Д. И. Мушкетова (1936), А. П. Марковского (1936), В. И. Попова (1938, 1964, 1979), И. Е. Губина (1940, 1943), М. М. Кухтикова (1956, 1968, 1977), Н. М. Синицына (1949, 1957, 1960), Д. П. Резвого (1959, 1973), Б. П. Бархатова (1963), О. К. Чедия (1964, 1968, 1971), Г. С. Поршнякова (1971, 1973), Е. А. Похвисневой (1972, 1976), Т. П. Белоусова (1976), А. Е. Довжикова (1977), М. А. Ахмеджанова, О. М. Борисова и др. (1975, 1977) и многих других.

В последние годы в работах некоторых исследователей (Пейве и др., 1964; Буртман, 1968; Руженцев, 1968; Макарычев, 1978 и др.) ведущая роль в формировании структур Южного Тянь-Шаня и Памира отводится горизонтальным движениям, причем их амплитуда оценивается более чем в 100 км.

С критикой этих представлений выступили Б. А. Бархатов (1969), Б. А. Петрушевский (1969, 1977), Г. П. Винниченко (1970, 1973), М. М. Кухтиков (1973, 1977), Е. А. Похвиснева (1976) и др. Наши исследования, а также последние геофизические данные (см. ч. II) не позволяют нам признать существенную роль горизонтальных движений в формировании структур этих регионов. По-видимому, нельзя пытаться свести все развитие Памирской складчатой системы лишь к механическому давлению Индостанской плиты, связанному с ее передвижением на север.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН И ПОДЗОН

Существует множество схем районирования Южного Тянь-Шаня и Памира, однако пока нет общепринятой. Наиболее распространены геолого-орографические схемы деления Б. П. Бархатова (1963) для Памира и А. Е. Довжикова (1977) для Южного Тянь-Шаня, в которых развиваются идеи Д. В. Наливкина (1926). Позднее схема Б. П. Бархатова была усовершенствована таджикскими геологами (Дронов, 1964, 1965; Карапетов, 1964; Левен, 1967; Власов, 1969; Таиров и др., 1972).

Зона Южного Тянь-Шаня. Ниже мы рассматриваем район Южного Тянь-Шаня, ограниченный с запада и востока линиями Западно- и Восточно-Памирского профилей, который занимает центральную часть зоны. С севера она отделяется от Срединного Тянь-Шаня (Ферганской депрессии) Южно-Ферганским краевым глубинным разломом, на юге ее граница с Афгано-Таджикской депрессией проводится по Южно-Тяньшаньскому (Вахшскому) краевому глубинному разлому, на востоке по Тарскому разлому она граничит с Ферганско-Кокшальской зоной. В нее входят восточные окончания Карачатурской, Туркестано-Алайской, Туркестано-Зарафшанской, Зарафшано-Алайской, Южно-Гиссарской (Каратегинской) и Гульчинской подзон (рис. 1).

Карачатурская подзона¹ (приразломный прогиб) расположена севернее зоны Южно-Ферганского разлома в виде полосы шириной местами до 30 км. Она охватывает южную часть Ферганской долины и низкие предгорья Туркестанского и Алайского хребтов. В ее строении участвует несколько структурных этажей.

¹ Эту подзону Н. М. Синицын (1949, 1960), Д. П. Резвой (1959, 1973), А. Е. Довжиков (1977) и др. относят к Южному Тянь-Шаню, а М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов и др. (1975, 1977) — к Срединному.

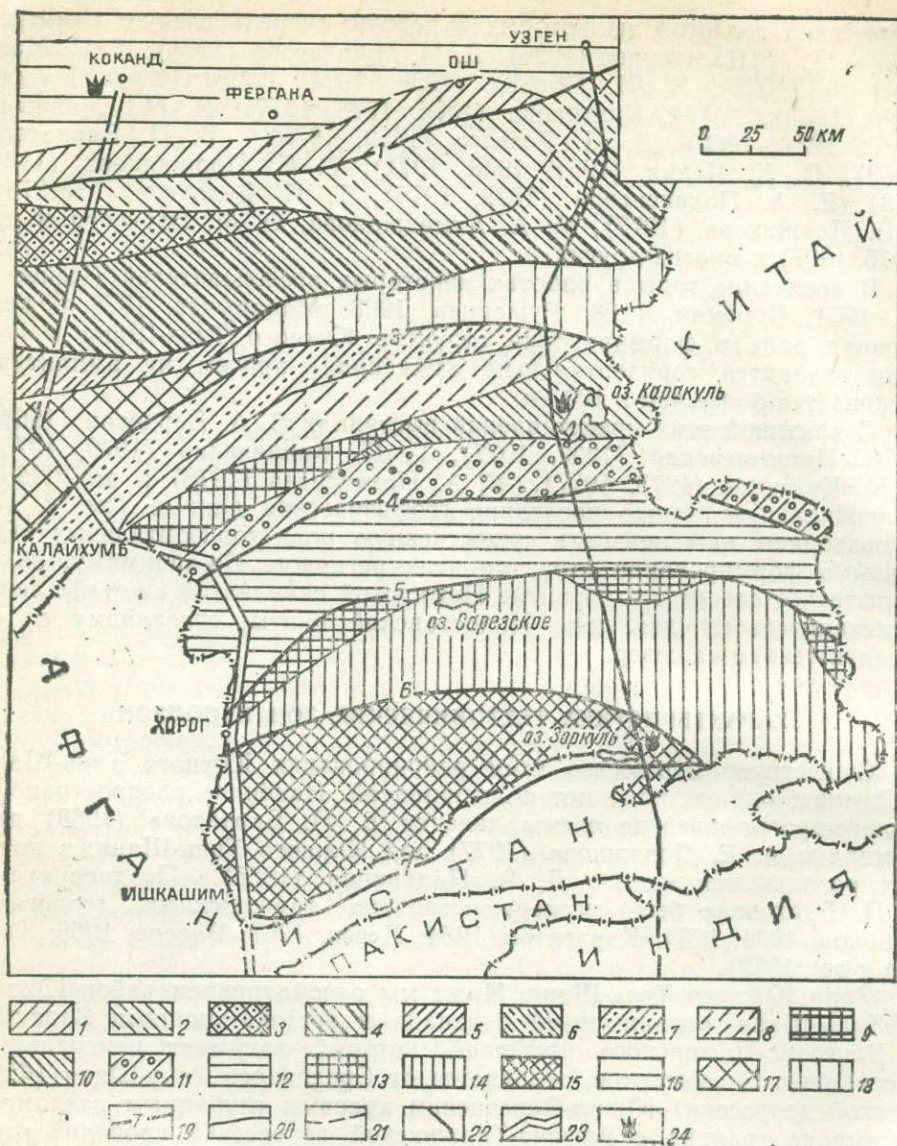


Рис. 1. Схема тектонического районирования Южного Тянь-Шаня и Памира и расположение трасс Восточно- и Западно-Памирского профилей.

Южный Тянь-Шань. Подзоны: 1—Карачатырская, 2—Туркестано-Алайская, 3—Туркестано-Зарафшанская, 4—Зарафшано-Алайская, 5—Каратегинская, 6—Гульчинская. **Северный Памир.** Подзоны: 7—Дарваз-Заалайская, 8—Калайхумб-Сауксайская, 9—Курговатская, 10—Каракульская, 11—Дарваз-Сарыкольская. **Центральный и Южный Памир.** Подзоны: 12—Рушанская, 13—Пшартская, 14—Юго-Восточный Памир, 15—Юго-Западный Памир; **Депрессии:** 16—Ферганская, 17—Афгано-Таджикская, 18—Алайская, 19—главные глубинные разломы (цифры на схеме): 1—Южно-Ферганский, 2—Южно-Тяньшаньский, 3—Северо-Памирский, 4—Ванч-Акбайтальский (Ванч-Танымасский), 5—Рушано-Пшартский, 6—Гунт-Аличурский, 7—Южно-Памирский; 20—прочие глубинные разломы, 21—граница подзон, 22—трасса Восточно-Памирского профиля, 23—трасса Западно-Памирского профиля, 24—пункты взрывов.

Наиболее древние докембрийские и нижнепалеозойские отложения слагают небольшие пространственно разобщенные тектонические блоки и чешуи. Нижний протерозойский протогеосинклинальный этаж представлен зеленосланцевой метаморфической толщей (канская свита — PR_{1-2}) мощностью 600—1000 м, рифей-нижнепалеозойский квазиplatformный этап сложен слабо метаморфизованными карбонатно-терригенными (R_f^2 — V) и терригенными (ϵ — O) формациями общей мощностью 300—800 м, которые трансгрессивно перекрываются терригенными (S_1), осадочно-вулканогенными (S — D_1), терригенно-карбонатными и карбонатными (D_{2-3} — C_1) формациями среднепалеозойского геосинклинального этажа мощностью более 3000 м. Наиболее распространены и обладают большими мощностями отложения верхнепалеозойского орогенного этажа, представленные преимущественно терригенными (C_{2-3}), реже вулканогенно-осадочными (P_1) формациями мощностью 8000—9000 м, которые перекрываются пестро- и красноватыми глинами, известняками и молассами мезозоя — кайнозоя мощностью до 2500 м.

Интрузивные образования представлены массивами и телами габброидов и серпентинитов формации альпинотипных ультрамафитов (Pz_2) как бы трассирующих Южно-Ферганский разлом (Чонкойская полоса, Араванский массив и др.), а также небольшим $3 \times 1,5$ км) массивом гранитоидов (C_3 — P_1), расположенным в горах Каратау (западная часть подзоны). Д. П. Резвой (1973) датирует возраст гранитоидов как раннедевонский.

Туркестано-Алайская подзона (или Высоких предгорий Алая) ограничена с севера Южно-Ферганским разломом, а с юга — Туркестанским.

Южно-Ферганский глубинный разлом — важнейшая дизъюнктивная дислокация Южного Тянь-Шаня — его естественноисторическая граница со Срединным Тянь-Шанем. На аэро- и космоснимках он фиксируется в виде ряда параллельных субширотных линий. Его северная ветвь трассируется из района Сулюктинских гор на западе, через ур. Мадыген, пос. Баткен, район рудника Кан, пос. Вуадиль и пос. Учкурган вдоль северного борта Наукатской котловины к Албуринскому горсту (в 12 км южнее г. Ош), продолжается в горах Алдыяр и заканчивается на востоке в долине р. Тар на стыке Алайского и Ферганского хребтов.

Зона Южно-Ферганского глубинного разлома начала развиваться в раннем палеозое (возможно в докембрии). Неоднократные подвижки по отдельным ее ветвям продолжались вплоть до наших дней. В структурном отношении для зоны характерны широко развитые разрывные нарушения как палеозойского, так и новейшего возраста. Ширина зоны разлома колеблется от 0,2—2 до 30—50 км. Шовная зона сложена системой чешуй, участками дробления и расщепления, сильно переметыми и брекчированными диабазами, серпентинитами, габброидами, карбонатными и кремнистыми породами. Общее падение разлома южное (60 — 80°), с глубины 5—8 км до 15—20 — вертикальное, а затем вплоть до мантии становится северным (80 — 85°), смещая поверхность M под Южной Ферганой до 10 км.

Наиболее древними отложениями Туркестано-Алайской подзоны, слагающими ее раннепротерозойский и протогеосинклинальный этаж, являются зеленокаменные метаморфические сланцы канской, торпинской и талдыкской (все PR_{1-2} ?) свит, обнажающиеся в виде отдель-

ных блоков мощностью от 500 до 2000 м в междуречье Чиле — Джилису и в горах Алдыяр и Намаздек². Эти блоки В. Б. Горянов и др. (1973) рассматривают как высоко поднятые в среднем палеозое «осколки» догеосинклинального фундамента. Отложения нижнего палеозоя распространены незначительно и обнажаются в тектонических блоках и чешуях, сложенных фрагментами отделов или ярусов кембрия и ордовика, на южных склонах Алайского хребта в бассейнах рек Коксу Западная и Чалкуйрюк.

Среднепалеозойские отложения подзоны характеризуются многообразием разрезов (Резвой, 1959; Довжиков, 1977). Для ее восточной части наиболее характерен киргизатинский тип разреза, представленный двумя структурными этажами: нижним — квазиплатформенным силурийским, сложенным терригенными формациями мощностью 2000—2500 м, и верхним — геосинклинальным девонским, образованным вулканогенными и осадочно-вулканогенными формациями общей мощностью 3500—4000 м, которые резко несогласно перекрываются терригенной (C_2). Вулканиты основного и среднего состава характеризуются двумя формациями: диабазовых порфиритов и спилит-диабазовой.

Интрузивные образования представлены небольшими массивами, телами габброидов и серпентинитов формации альпинотипных ультрамафитов среднего палеозоя (Канская, Сарталинская, Абширская полосы, Киргизатинский и другие массивы), а также гранитоидными интрузиями диорит-гранодиоритовой формации (C_3-P_1) — Кичик-алайский и другие массивы.

Туркестано-Зарафшанская подзона охватывает южный склон Туркестанского хребта и северный склон Зарафшанского. Она ограничена на севере Туркестанским разломом, а на юге — Зарафшанским, которые, сближаясь в восточном направлении, в районе Дараут-Кургана выклинивают подзону.

Туркестанский глубинный разлом прослеживается вдоль приводораздельных частей северных склонов Туркестанского и Алайского хребтов, скрываясь на востоке под мезозой-кайнозойскими отложениями Алайской долины. На всем протяжении прямолинеен, падение южное ($65-80^\circ$), амплитуда разрыва более 5—7 км. Заложение разлома раннепалеозойское (кембрий), в альпийское время он был обновлен новейшими тектоническими движениями. Амплитуда смещения (взброса) раннечетвертичной поверхности выравнивания достигает в долине р. Соха 800 м.

В магнитном и гравитационном полях разлом представляет собой границу ряда аномальных участков, зон и аномалий.

Наиболее древние докембрийские отложения Туркестано-Зарафшанской подзоны образуют широкую (10—15 км) полосу в осевой части Туркестанского хребта, которая протягивается более чем на 120 км, вскрываясь верховьями рек Ляйляка, Соха, Исфары и др. Они представлены гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями кварцитов и мраморов туркестанского комплекса ($R_1?$) общей мощностью 2000—3000 м. М. А. Ахмеджанов и др. (1975) относят их к рифею.

В западной части подзоны метаморфические образования докембрия согласно перекрываются терригенными формациями кембрия и

² М. А. Ахмеджанов и др. (1975) относят эти горы к Срединному Тянь-Шаню.

ордовика. В восточной же части отложения нижнего палеозоя отсутствуют, а среднепалеозойские образуют два структурных этажа: нижний, сложенный преимущественно терригенными формациями мощностью более 1600 м, и верхний, представленный терригенно-карбонатными (S_2-D) и карбонатными (D_2-C_1) формациями общей мощностью 550—750 м.

Интрузивные образования развиты в подзоне слабо и представлены малочисленными верхнепалеозойскими интрузиями гранитоидов габбро-диоритовой (C_2 — Рама-Вадифский массив и др.) и гранитовой (C_3 — Тро-Самджентский массив и др.) формаций, а также небольшими штокообразными массивами сиенитов и щелочных гранитов щелочно-гранитоидной формации (P_2-T_1).

Зарафшано-Алайская подзона охватывает Зарафшано-Гиссарскую горную область и Восточно-Алайский хребет на востоке. Часть ее, расположенная между Дараут-Курганом и Памирским трактом, по-видимому, скрыта под мезозой-кайнозойскими отложениями Алайской долины. На севере границей является Зарафшанский разлом, на юге — Южно-Тяньшаньский.

Зарафшанский глубинный разлом прослеживается от западного окончания Туркестанского хребта (горы Чумкартау) до устья р. Коксу Западная, располагаясь несколько южнее русла р. Зарафшана. Ширина зоны разлома колеблется от нескольких сотен метров до 10 км, падение крутое ($60-70^\circ$), на юг. Время заложения разлома достоверно не установлено, предполагается нижний силур (Резвой, 1973). Современная структура разлома чешуйчато-блоковая с разрывными нарушениями типа взбросов. В строении центральной части подзоны участвуют зеленосланцевые метаморфические толщи рифея (?) — нижнего палеозоя (ягнобская — $R_f?$ и горифская — R_f-PZ_1 свиты) неполной мощностью свыше 5000 м, которые по северной и южной периферии участками резко несогласно перекрываются терригенными, реже карбонатными формациями ($D_{1-2}?$ — C_1) мощностью до 1200 м. Л. Н. Белькова (1978) относит ягнобскую свиту к рифею (?).

Интрузивные образования представлены гранитоидными массивами гранит-гранодиоритовой формации (P_1 — Ачикалминский массив и др.) и небольшими штокообразными и лакколитоподобными телами щелочных гранитов и сиенитов щелочно-гранитоидной формации (P_2-T_1). В верховьях р. Ягноба обнажаются трубки взрыва щелочных базальтоидов и габброидов (T_3).

Структура Восточного Алая возникла на месте северо-восточной оконечности среднепалеозойского прогиба Зарафшано-Алайской подзоны, там, где этот прогиб, огибая с запада Сулутерекский выступ докембрия (Кашгария), приобрел северо-восточное простирание и замкнулся на севере у Тарского разлома. Разрез Восточного Алая характеризуется двумя структурными этажами — протерозойским и среднепалеозойским.

Докембрийские образования слагают Сугутский массив, вытянутый на северо-восток и пересекающий верховья правых притоков р. Коксу Восточная. Они представлены зеленокаменными метаморфическими толщами (сугутская серия — $R_f?$) мощностью до 3000 м.

В центральной части Восточного Алая докембрийские отложения трансгрессивно перекрываются терригенно-вулканогенными формациями ($S-D_2$) мощностью 1000—1800 м. По формационному облику вулканиды относятся к спилит-диабазовой формации.

Интрузивные образования малочисленны и представлены в основном мелкими силлоподобными интрузиями и дайками диабазовых и диоритовых порфиров, гранодиорит- и гранит-порфиров (C_1-P_1).

Каратегинская подзона является восточным продолжением Южно-Гиссарской, с севера и юга она ограничена Южно-Тяньшаньским и Вахшским разломами.

Южно-Тяньшаньский глубинный разлом служит южной границей Южного Тянь-Шаня, отделяя герциниды от Каракумо-Таджикского краевого массива. Он проходит по южным склонам Северо-Гиссарского и Алайского хребтов, огибая с севера Каратегин, и скрывается на востоке под мезозой-кайнозойскими отложениями Алайской долины. Разлом имеет чешуйчато-глыбовое строение, ширина шовной зоны достигает 3 км. Падение крутое ($60-80^\circ$ на юг), но преимущественно вертикальное; северный блок приподнят относительно южного. Разлом обновлен новейшими тектоническими движениями.

Вахшский разлом проходит под четвертичными отложениями рек Вахша, Сурхоба и Кызылсу и сочленяется с Южно-Тяньшаньским в западной части Алайской долины, выклинивая, таким образом, Каратегинскую подзону. В четвертичных образованиях разлом — флексурно-разрывная линия шириной до 10 км. По фундаменту — это сброс с амплитудой перемещения 1—7 км (опущено южное и юго-восточное крылья и падением плоскости сместителя на северо-запад ($70-80^\circ$), а в чехле — это надвиг (надвинуто северо-западное крыло) с явлениями надвигания молодых отложений на палеозойские и с амплитудами перемещения в пределах сотни метров — первые километры. К разлому приурочены центры землетрясений с $K=6-8$. По данным прецизионных наблюдений И. Л. Нерсесова и др. (1976), северный блок разлома поднимается со скоростью 11—12 мм в год.

В строении Каратегинской подзоны участвуют главным образом докембрийские образования, представленные гнейсами, гранулитами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, реже мраморами и кальцифирами каратегинской серии (AR) мощностью более 3000 м и зеленокаменной толщей метаморфических сланцев ягнобской свиты ($R_f?$) мощностью до 3000 м. М. А. Ахмеджанов и др. (1975) относят эту толщу к нижнему — среднему протерозою (PR_{1-2}), а Л. Н. Белькова (1978) — к рифею.

Интрузивные образования представлены многочисленными небольшими массивами и телами, сложенными породами разного возраста и различных формаций: перидотит-пироксенит-габбровой ($AR?$ — Каракурумский массив и др.), гранитовой (D_2 — Сангикарский массив и др.), диорит-плагиогранитовой (D_{2-3} — Кабуткрымский массив и др.), гранито-гранодиоритовой (P_1 — Ачикалминский массив и др.) и щелочно-гранитоидной (P_2-T_1).

Гульчинская подзона — позднепалеозойский прогиб, расположенный между восточным окончанием Туркестано-Алайской и Туркестано-Зарафшанской подзон и заложенный вдоль тектонического шва, являющегося сближенным продолжением Туркестанского и Зарафшанского разломов (Довжиков, 1977). В строении подзоны участвуют два структурных этажа — нижний верхнепалеозойский и верхний — мезозой-кайнозойский. Верхнепалеозойские отложения представлены мощными терригенными (флишоидно-молассоидными) и карбонатными формациями (C_2-C_3) мощностью до 3000—4000 м,

а мезозой-кайнозойские — красноцветной терригенной формацией ($K-P$) мощностью 100—200 м.

Памир. По схеме тектонического районирования этого региона, предложенной Б. П. Бархатовым (1963), здесь выделяются четыре тектонические зоны: Северный, Центральный, Юго-Восточный и Юго-Западный Памир. Как указывалось выше, эта схема в последующем была уточнена и детализирована. В настоящее время Памир расчленяется на три крупные зоны — Северный Памир (герциниды), Центральный и Южный (альпиды), которые в свою очередь подразделяются на ряд подзон.

Зона Северного Памира входит в Куэньлунскую складчатую систему. С севера и северо-запада она отделена от Алайской и Афгано-Таджикской депрессий Северо-Памирским глубинным разломом, а с юга от Центрального Памира — Ванч-Акбайтальским (Ванч-Танымаским). В Северном Памире выделяют пять подзон (Власов, 1969; Дарваз-Заалайскую, Калайхумб-Сауксайскую, Курговатскую, Каракульскую и Дарваз-Сарыкольскую).

Дарваз-Заалайская подзона расположена в северной и северо-западной части Северного Памира. Границы ее — Северо-Памирский разлом на севере и Сауксайский на юге.

Северо-Памирский глубинный разлом отделяет герциниды Северного Памира от альпийского предгорного прогиба. В западной части он проходит в субмеридиональном направлении вдоль восточного склона хребта Хазратишох, далее, отклоняясь к северо-востоку, трассируется вдоль Дарвазского хребта через долины рек Обихингоу и Муксу, затем следует уже в субширотном направлении по южному склону и приводораздельной части Заалайского хребта, спускаясь от пика Лени-на к р. Маркансу и прослеживаясь по ее долине вплоть до государственной границы.

Разлом состоит из серии крупных и мелких разрывов, которые в совокупности с заключенными между ними отложениями составляют его структурную сущность. Разлом конседиментационный с отложениями палеозоя и мезозой-кайнозоя. Поверхность Северо-Памирского разлома в Дарвазском хребте круто падает в основном на юго-восток ($60-80^\circ$, до 90°), в западной части Заалайского хребта наблюдается частая смена крутого южного падения северным, а в восточной сместитель разлома падает уже на север ($75-80^\circ$), смещая поверхность M на 5—7 км. Разлом является активной сейсмогенной зоной, к которой приурочено 25 гипоцентров землетрясений с $K=14-15$ (Белоусов, 1976).

В строении Дарваз-Заалайской подзоны участвуют два орогенных структурных этажа. Нижний — позднегерцинский — сложен карбонатной (C_2), рифогенно-карбонатной, рифогенно-флишовой, терригенно-вулканогенной (P_1-P_2), галогенно-карбонатно-терригенной (P_2) формациями и красноцветными молассами (T_1-T_{2-3}) суммарной мощностью 5,5—11,0 км. Разрез позднегерцинского этажа завершается вулканогенной андезитовой формацией (T_3) мощностью 1300—2000 м. В восточной части подзоны отложения C_2-T_3 занимают небольшую площадь и их мощность не превышает 5,0—5,5 км. Верхний — позднеальпийский этаж распространен лишь в западной части подзоны (Юго-Западный Дарваз). Он образован мощной (6,5—12,5 км) толщей пестроцветных моласс (Q_1-N), среди которых наиболее распространены конгломераты, известные в литературе под названием «дарвазских».

Калайхумб-Сауксайская подзона ограничена с севера и юга Сауксайским и Висхарвским разломами, которые, пересекаясь западнее устья р. Обихумбоу, выклинивают подзону в этом направлении. На северо-востоке Сауксайский разлом прослеживается через верховья р. Обихумбоу в долине р. Обихингоу и далее через среднее течение р. Муксу выходит на южный склон Заалайского хребта, где его простирание становится субширотным. В верховьях р. Маркансу Сауксайский разлом сочленяется с Северо-Памирским. Поверхность разлома характеризуется крутым, почти вертикальным падением на юг ($80-85^\circ$), которое сменяется при пересечении долины р. Обихингоу на северо-западное и северное. Развитие разлома началось с нижнего карбона, подвижки по нему происходили и в четвертичную эпоху (Кухтиков, Винниченко, 1977).

В строении Калайхумб-Сауксайской подзоны участвуют отложения от докембрийских до плиоценовых. Докембрийские образования, слагающие нижний раннепротерозойский протогеосинклинальный этаж, представлены кристаллическими сланцами и гнейсами шодакской свиты ($PR_1?$) мощностью более 1000 м. Второй венд-среднепалеозойский квазиplatformный этаж сложен двумя формациями: терригенной ($V?$ — O) мощностью 1200—1300 м и карбонатной (S_2 — D_3) мощностью более 1000 м. Отложения третьего раннекаменноугольного геосинклинального этажа наиболее широко распространены в подзоне. Они представлены вулканогенными спилит-диабазовой, базальт-андезитовой и кварц-кератофировой формациями (C_1) общей мощностью до 7000 м, в составе которых наряду с вулканитами развиты терригенные и карбонатные породы. В восточной части подзоны значительную площадь занимают отложения четвертого среднекаменноугольно-пермского орогенного этажа, представленные флишoidными (C_2 — P_1) и терригенными (P_2) формациями общей мощностью более 3000 м. Верхний плиоценовый эпиплатформный этаж распространена фрагментарной по северной окраине западной части подзоны и сложен сероцветной молассой (N_2) мощностью до 700 м.

Интрузивные образования подзоны развиты главным образом в ее западной части. Они представлены породами перидотит-анортосит-габбровой (PR_3 —? Гишунский массив), габбро-перидотитовой (C_1 —Кеврон — Джарфский массив и др.), габбро-плагногранитовой (C_1 —Обихумбоуский массив и др.) и гранит-лейкогранитовой ($P?$ —Мазарский массив) формаций.

Курговатская подзона расположена в западной части Северного Памира, ее границами служат Висхарвский разлом на севере и Уйбулакский на юге. Висхарвский глубинный разлом прослеживается вдоль правобережья р. Пянджа в субширотном направлении до к. Висхарви, здесь он резко меняет направление на северо-восточное, пересекая почти под прямым углом долину р. Висхарви и бассейн верхнего течения р. Обихингоу. В низовьях р. Баляндкика очевидно, сочленяется с Уйбулакским разломом, выклинивая подзону в восточном направлении.

Висхарвский разлом представляет собой взброс, поверхность которого круто падает на юг ($60-70^\circ$). Стратиграфическая амплитуда составляет 1200—1300 м. Почти на всем протяжении южное (висячее) крыло основного сместителя сопровождается массивами и мелкими телами габброидов и серпентинитов (C_1).

Наиболее древние образования Курговатской подзоны занимают большую часть ее территории и представлены гнейсами и кристаллическими сланцами, реже мраморами раннепротерозойской боршитской серии мощностью свыше 6500 м, характеризующими протогеосинклинальный этап ее развития. Метаморфическая толща локально перекрывается слабо метаморфизованной терригенной формацией (V_2-0) квазиplatformенного этажа мощностью до 1300 м, а также карбонатной и вулканогенными формациями (C_1) геосинклинального этажа мощностью до 800 м. Верхний орогенный этаж сложен карбонатной и флишеидной формациями (C_2-P_1) мощностью 2000—2300 м.

Интрузивные образования подзоны представлены породами ортоамфиболитовой ($PR_1?$) и мигматит-плагиигранитовой ($PR_1?$ — Курговатский массив и др.) формациями.

Каракульская подзона расположена в восточной части Северного Памира, с севера и юга она ограничена Уйбулакским и Караартским разломами. Уйбулакский глубинный разлом протягивается в северо-восточном направлении от долины р. Пянджа вдоль приводораздельной части юго-восточного склона Дарвазского хребта, пересекает хребет Академии наук, низовья р. Баляндкинка, следует севернее оз. Каракуль, вдоль правого водораздела р. Маркансу, затем пересекает Сарыкольский хребет и уходит к западным отрогам Куэньлуна. Разлом, заложенный еще в докембрии, контролирует осадконакопление в течение всего фанерозоя и почти на всем протяжении выражен зонами дробления (до 10 м). Он характеризуется крутым субвертикальным падением сместителя, который в западной части падает на северо-запад, а в восточной — на юг ($75-85^\circ$).

В строении Каракульской подзоны участвуют главным образом нижне-верхнепермские карбонатные, терригенно-карбонатные и зеленокаменные вулканогенные формации геосинклинального этапа суммарной мощностью свыше 5000 м. Среди них в отдельных тектонических чешуях и пластинах обнажаются терригенные, реже карбонатные формации силура — нижнего девона мощностью до 1500 м и терригенно-карбонатные формации нижнего и средне-верхнего карбона мощностью 100—600 м (Таиров, 1970). В восточной части, в районе оз. Каракуль широко развиты нижнечетвертичные морены (50—100 м) нередко с линзами ископаемого льда.

Интрузивные образования подзоны представлены породами двух формаций: перидотит-габбро-плагиигранитовой (P_2 — Баляндкинский массив) и диорит-гранитовой ($T?$ — Северокаракульский и другие массивы).

Дарваз-Сарыкольская подзона расположена в южной части Северного Памира и ограничена с севера Уйбулакским и Караартским разломами, а с юга — Ванч-Акбайтальским (Ванч-Танымасским). Караартский служит северной границей восточной части подзоны и протягивается в субширотном направлении от хребта Академии наук к южному побережью оз. Каракуль и, пересекая Сарыкольский хребет, уходит в западные отроги Куэньлуна. Повсеместно разлом представлен крутопадающим субвертикальным ($85-90^\circ$) разрывным нарушением, сопровождаемым зонами брекчирования (Таиров, 1970).

Разрезы западной и восточной частей Дарваз-Сарыкольской подзоны значительно различаются между собой. В западной части обнажается докембрийский фундамент платформы, сложенный гнейсами и кристаллическими сланцами тогмайской свиты ($PR?$) мощностью

свыше 2500 м. Второй структурный этаж (покровный) представлен зеленокаменными терригенно-вулканогенной ($V?—PZ_1$) и карбонатно-вулканогенной ($S_2?—D?$) формациями общей мощностью 3000—4000 м. Очевидно, к этому же этажу следует отнести зеленокаменные метаморфические толщи ванчадаринской и техарвской свит мощностью 2500—3500 м, возраст которых весьма спорный и трактуется отдельными исследователями или как рифейский, или как нижекарбоновый («Расчленение...», 1976). Завершается разрез западной части подзоны отложениями вулканогенно-терригенной формации ($T_3?—I$) мощностью 1200 м эпохи посторогенной активизации.

В восточной части подзоны нижний догерцинский структурный этаж ($V?—S$) представлен двумя разобщенными блоками. Первый из них расположен в средней части ледника Федченко и сложен зеленосланцевой метаморфической толщей ($V?—PZ_1$) мощностью 2000—2500 м, а второй — в юго-восточной части подзоны и образован вулканогенной ($\epsilon—O_1$) терригенной ($O_1—S$) и карбонатно-терригенной (O_{2-3}) формациями общей мощностью 6000—7000 м (Таиров, 1970). Второй, позднегерцинский, этаж занимает значительную территорию и представлен мощными (6,0—10,0 км) толщами флишеидных терригенных формаций ($C—P$). Завершается разрез восточной части подзоны красноватыми молассами (K_1 и P) мощностью 200—1000 м, залегающими в тектонических чешуях в юго-восточной части подзоны.

Интрузивные образования в западной части подзоны представлены небольшими (до 1 км²) телами серпентинитов формации альпинотипных ультрамафитов (C_1), трассирующих зону Уйбулакского разлома, и гранитоидами диорит-плагиогранитовой формации ($P_2—$ Дарвазский массив), а в восточной — крупными гранитоидными массивами диорит-гранитовой формации ($T?—$ Танымасский массив и др.).

Зона Центрального Памира (Бартант-Рангкульская) относится к Каракорумской складчатой системе. Как известно, в ряде публикаций (Чернер, Буданов, 1974 и др.) она включается в состав зоны Южного Памира. Целесообразность выделения Центрального Памира как самостоятельной зоны мы обосновывали ранее (Хамрабаев и др., 1977). Правильность такого районирования подтверждается геофизическими (магнито-теллурические, геотермические, сейсмологические и магнитометрические) данными, излагаемыми в настоящей работе. Подчеркивается, что зона Центрального Памира, заключенная между Ванч-Акбайтальским (Ванч-Танымасским) и Рушано-Пшартским разломами, имеет отличный от Северного и Южного Памира характер. Она выступает в виде узкого, достаточно мобильного пояса с повышенными локальными магнитными аномалиями, промежуточными значениями электропроводимости (в коре) и тепловых потоков.

Важнейший дизъюнктив в пределах Памира — Ванч-Акбайтальский (Бархатов, 1963; Таиров, 1970) или Ванч-Танымасский (Кухтиков, 1956, 1958; Дронов, 1964) глубинный разлом, разделяющий герциниды Северного и альпиды Центрального и Южного Памира, в современной структуре некоторые исследователи описывают как надвиг (Карапетов, 1964), движения по которому, в том числе горизонтальные, начинаются с позднего палеогена. Однако деятельность разлома уверенно фиксируется уже с ордовика, возможно, даже с кембрия, как разделяющего области с различным геологическим развитием. В морфологическом отношении разлом выражен сериями разрывов; в

западной части — Ванчским с падением на юго-восток под углом 20—30°, в восточной — Танымасским с падением на юг под углом 45—80° (Бабаев, 1976). Таким образом, сейчас за северную пограничную структуру Центрального Памира принимают альпийский Танымасский надвиг, по которому отложения Северного Памира надвинуты на отложения Центрального (Левен, 1960; Карапетов, 1962; 1964). В сейсмическом отношении разлом относится к наиболее активным с возможным возникновением катастрофических землетрясений с $M \geq 7$ (Губин, 1976). Активность разлома не прекратилась до настоящего времени. По данным Т. П. Белоусова (1976), к зоне разлома приурочено 12 гипоцентров с $K=12-14$.

Зона Центрального Памира в виде узкой (30—50 км), широтно ориентированной полосы протягивается через весь Памир от р. Пянджа на западе до Сарыкольского хребта на востоке больше, чем на 350 км. Описываемая зона отличается сложностью строения (мозаично-блоковое) и присутствием осадочных и вулканогенно-осадочных образований докембрия, слагающих выступы докембрийского (протерозойского) фундамента, и фанерозойских толщ, образованных в относительно неглубоких прогибах. Примечательно для этой подзоны присутствие сокращенных по мощности разрезов от докембрия до палеогена, среди которых наблюдаются незначительные перерывы в осадконакоплении и угловые несогласия на границе карбона и перми, юры и мела, позднего палеогена. Расшифровку геологической истории региона сильно затрудняет сложнейшая альпийская тектоника.

В строении зоны участвуют четыре структурных этажа. Первый, нижний, этаж — ранне-позднепротерозойский, образован гнейсами, кристаллическими сланцами и кварцитами с прослоями мраморов (музкольская и шипадская серии — PR_{1-2} ?) мощностью 6000—6800 м, зеленокаменными и графит-углистыми сланцами, кварцитами и доломитовыми мраморами (ванч-язгулемская серия — R_1 ?) общей мощностью свыше 4000 м. Второй, палеозойско-раннемезозойский этаж, сложен терригенными, терригенно-вулканогенными, терригенно-карбонатными и рифогенно-карбонатными формациями мощностью 6800—8000 м, по возрасту охватывающими период от кембрия до юры включительно. В нижней части палеозойско-раннемезозойского разреза широко развиты вулканы повышенной щелочности (ортофировая и андезитовая формации). Третий, среднемезозойско-раннекайнозойский этаж, сложен преимущественно терригенными и осадочно-вулканогенными формациями мел-среднепалеогенового возраста общей мощностью свыше 3000 м. Вулканогенные породы представлены базальт-андезит-липаритовой (K_1) и трахилипаритовой (P_2) формациями.

Четвертый этаж — кайнозойский, образован терригенными и терригенно-вулканогенными формациями мощностью 1000—1200 м позднепалеоген-неогенового возраста. Вулканы относятся к трахибазальтовой и трахилипаритовой формациям (N).

Интрузивные образования по возрасту раннепротерозойские и мезозой-кайнозойские. Раннепротерозойские представлены мигматит-гранитовой, пироксенитовой, дунит-пироксенит-габбровой, габбро-анортозитовой, габбро-амфиболитовой формациями (все PR_1 ?), а мезозойско-кайнозойские — габбро-диабазовой (K_1), гранодиорит-гранитовой ($K-P$), гранит-граносиенитовой ($K-N$), натриевых и калиевых щелочных габброидов (N) формациями.

Зона Южного Памира входит в Каракорумскую складчатую систему и подразделяется на три подзоны³: Рушано-Пшартскую, Юго-Восточный и Юго-Западный Памир. Перечисленные подзоны резко отличаются друг от друга по характеру стратиграфических разрезов, типу тектонического развития, особенностям магматизма и имеют различную геологическую историю.

Границами раздела основных тектонических структур (подзон) служат глубинные (краевые) разломы, как правило, длительного формирования, определяющие особенности геологического строения подзоны. В Южном Памире к ним относятся Рушано-Пшартский, Гунт-Аличурский, Штамский, Северо-Мургабский, Дункельдыкский (рис. 1).

Рушано-Пшартская подзона в схеме тектонического районирования занимает особое место, впервые выделена В. И. Дроновым (1964). С севера она ограничена Рушано-Пшартским разломом, а с юга — Штамским, Северо-Мургабским, Дункельдыкским.

Рушано-Пшартский разлом — второй главный дизъюнктив на территории Южного Памира. Он определяет в фанерозойское (доолигоценное) время развитие отдельных подзон Южного Памира. На поверхности выражен либо нарушениями, либо цепочкой или полосой интрузивных массивов. От восточного окончания Сарезского озера до государственной границы прослеживается в виде системы крупных разрывов и приуроченных к ним позднепалеогеновых вулканитов щелочного оливин-базальтового состава. Развитие глубинного разлома, видимо, начинается с кембрия, наиболее отчетливо проявляется с позднего карбона — перми. Наибольшие амплитуды вертикальных новейших движений наблюдаются на западе разлома, куда приурочены эпицентры глубокофокусных землетрясений. Восточная часть менее активна, с меньшей амплитудой вертикальных движений (Бабаев, 1976).

Рушано-Пшартский разлом отличается высокой степенью активности, возможны землетрясения с $M \geq 7,5$ (Сапов, 1978; Бабаев, 1976). По геофизическим данным, описываемый разлом прослеживается через всю земную кору на значительную глубину и характеризуется большой крутизной (Беляевский, 1974). Различное гипсометрическое положение неогеновых конгломератов и фрагментов четвертичных поверхностей в крыльях разлома свидетельствует о непрекращающихся вертикальных подвижках по нему и в новейший этап. Суммарная амплитуда тектонических движений за четвертичный период составляет 1700—2100 м (Белюсов, 1976).

В строении подзоны участвуют три структурных этажа: докембрийский, верхнепалеозойско-раннемезозойский и кайнозойский. Нижний структурный этаж представлен отаваутекской серией условно рифейского возраста, сложенной терригенными, терригенно-карбонатными образованиями с прослоями зеленокаменно измененных основных вулканитов и амфиболитов мощностью 2500 м. Средний этаж сложен терригенными, терригенно-карбонатными, осадочно-вулканогенными и вулканогенными формациями общей мощностью 4500—5000 м, имеющими возраст от позднего карбона до позднего триаса; верхний этаж — осадочно-вулканогенными, вулканогенными формациями мощностью 100—1000 м палеоген-неогенового возраста.

Рушано-Пшартская подзона существенно отличается от других подзон Южного Памира насыщенностью продуктами вулканизма, при

³ М. Б. Акрамов и Х. С. Таджидинов перечисленные подзоны понимают как зоны.

этом пермо-триасовые вулканы представлены главным образом мелано-базальтами (пикрит-базальтовая формация), а палеоген-неогеновые вулканы — щелочными базальтами (формация щелочных оливиновых базальтоидов).

Интрузивные образования характеризуются преимущественным развитием мезозой-кайнозойских гранитоидов различных формаций: высокоглиноземистых гранитов (I_2 — Хиджисский, I_3 — K_1 — Джизевский массивы) и гранодиорит-гранитовой (Балгынский K — P , Хуфский P массивы). Докембрийские образования представлены габбро-анортозитовой формацией ($PR?$ — Кокбулакский и другие массивы).

Подзона Юго-Восточного Памира расположена между Рушано-Пшартской и Срединным массивом Юго-Западного Памира (Бархатов, 1963). С севера складчатая подзона ограничена от Рушано-Пшартской Северо-Мургабским, Штамским, Дункельдыкским глубинными разломами, а от Юго-Западного Памира ее отделяет Гунт-Аличурский (Бархатов, 1963). Последний в целом имеет субширотное простирание, вырисовывается в виде выпуклой к северу дуги, сочленяющейся на западе с Рушано-Пшартским, на востоке — с Южно-Памирским. Деятельность разлома фиксируется с позднего карбона — перми, наиболее интенсивные вертикальные движения намечаются в новейшее время, когда толщи Юго-Западного Памира были подняты на высоту до 6000 м. Юго-Восточный Памир отличается проявлением глубокофокусных землетрясений с магнитудой $M \geq 7,0$ (Бабаев, 1976) и значительными мощностями земной коры до 70—75 км (Хамрабаев и др., 1977).

В средней части разлом залечен гранитоидами; к нему приурочены пояса даек, а в более позднее время этот участок представляет депрессию, в которой расположены озерные впадины Яшилкуль, Булункуль, Сассыкуль.

В строении подзоны участвуют три структурных этажа: нижний, докембрийский, сложенный гнейсами, кварцитами, амфиболитами и метабазитами ромайфской свиты ($PR_1?$) и северо-аличурской серии ($Rc?$) общей мощностью свыше 2500 м; второй палеозой-раннемезозойский, образованный преимущественно терригенной флишеидной и реже карбонатной формациями карбон-триасового возраста общей мощностью свыше 4000 м; третий — юра-мел-палеогеновый, представленный терригенными молассоидными формациями общей мощностью до 1500 м. В отложениях всех трех структурных этажей присутствуют различные вулканогенные формации спилит-диабазового, андезит-базальтового, липарит-базальтового, щелочного, оливин-базальтового, андезит-дацит-липаритового и трахилипаритового составов.

Интрузивные образования представлены следующими формациями: габбро-норитовой ($PR_1?$ — Абдуллаханский массив), габбро-диабазовой (T_3 — I_1 — Гликсурдинский и другие массивы), монцонитоидной (T_3 — I_1 — Кызылрабатский массив — интрузивно-эффузивные образования), высокоглиноземистых гранитов (K — Башгумбезский, Базардаринский, Памиро-Шугнанский и другие массивы), гранит-граносиенитовой (K_2 — P — дайки, интрузии и эффузивные потоки Бахмалджилги), калиево-щелочно-габброидной (N — трубки взрыва, дайки и штоки Дункельдыка).

Подзона Юго-Западного Памира располагается внутри складчатой системы Каракорума и входит в состав альпид Южного Памира и Памиро-Нуристанского (Бадахшанского) срединного массива. Ее се-

верной границей является Гунт-Аличурский разлом, который разделяет кристаллический фундамент — срединный массив от палеозой-мезозойского прогиба Юго-Восточного Памира, южной границей служит Южно-Памирский разлом.

Юго-Западный Памир четко выделяется и по географическим свойствам (Сытин, 1969; Булин, 1972). Так, кристаллическая толща архея и протерозоя дает в гравитационном и магнитном полях региональные положительные аномалии, отмечается высокая сейсмичность и четкое ограничение блока Юго-Западного Памира глубинными разломами.

Подзона построена сложным комплексом глубокометаморфизованных докембрийских кристаллических образований архейского и протерозойского возраста. Особенностью кристаллического массива являются (Хорева, Буданова, 1965; Бакиров, Добрецов, 1972; Баратов и др., 1980): метаморфизм в гранулитовой и амфиболитовой фациях, а также проявление в них процессов ультраметаморфизма. Эти основные признаки присущи только породам архейского возраста, протерозойские образования отличаются метаморфизмом в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Древние кристаллические толщи Юго-Западного Памира до детальных исследований рассматривались как единое целое и относились к ваханской серии. Затем она была расчленена на три самостоятельные серии (Хорева, Буданова, 1965; «Расчленение...», 1976) — горанскую⁴, шахдаринскую архейского возраста и аличурскую условно протерозойского возраста. Позднее из состава шахдаринской серии К. Т. Буданова (1975) выделила хорогский ортокомплекс — метаморфизованные образования серии гипербазитов, базитов и чарнокитов, которые соответствуют нижней части одноименной серии (хорогская свита).

Общая мощность всей метаморфической толщи более 15000 м. Горанская серия (AR) сложена кальцифирами, магнезиальными и доломитовыми мраморами, кварцитами, амфиболитами и гнейсами. Шахдаринская серия (AR) представлена гранулитами, мраморами, гнейсами, кристаллическими сланцами, мигматитами, амфиболитами и метабазами. Аличурская серия (PR₁?) сложена зеленокаменными кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморизованными известняками, реже — гнейсами и мигматитами.

Более молодые осадочные породы верхней части разреза представлены маломощными терригенными отложениями карбона (?) и мезозой-кайнозоя.

Интрузивные образования широко развиты в Юго-Западном Памире и по возрасту и геолого-структурному положению объединяются в две группы: докембрийские — ультрамафиты, мафиты и гранито-гнейсы, тесно связанные с породами кристаллического основания, и мезозой-кайнозойские гранитоиды этапа тектоно-магматической активизации. Породы первой группы представлены мигматит-гранитовой (AR? — Зугвандский и другие массивы) и апочарнокитовой (AR? — Романитский и другие массивы) формациями; а породы второй группы — формацией высокоглиноземистых гранитов (K₁ — Памиро-Шугнанский, Намангутский и другие массивы).

⁴ Написание названия «горанская», распространенное в геологической литературе, на наш взгляд, неправильно. Это слово исходит из названия ущелья Горондара, левого притока р. Бадомдара, впадающего в р. Шахдара, и в переводе означает «ущелье пещер» (прим. ред.).

Все перечисленные выше геотектонические элементы в кайнозойскую эпоху испытывали интенсивные тектонические движения. При этом в течение палеогена во всем регионе, за исключением Центрального Памира, господствовал платформенный режим развития, в этот период возникали положительные и отрицательные структуры, депрессии и поднятия (Ферганская, Таджикская депрессии, сводовые части Туркестанского и Алайского хребтов и Дарвазский хребет).

Таджикская депрессия в палеогеновый период через Алайский «пролив» соединялась с Ферганской и наиболее «глубокий» ее участок располагался в восточной части. Мощность морских осадков палеогена Ферганской и Таджикской депрессий составляет около 500 м.

По особенностям тектонического режима Центральный Памир отнесен к Средиземноморскому альпийскому геосинклинальному поясу, а Южный — к активизированному срединному массиву.

Все перечисленные геоструктуры разделены между собой глубинными долгоживущими разломами; Ванч-Акбайтальским, Южно-Тяньшаньским, Северо-Памирским и Рушано-Пшартским.

В массагетское время (олигоцен — нижний миоцен) рассматриваемый регион испытывал интенсивные дифференцированные восходящие тектонические движения, положившие начало формированию постплатформенного орогена в пределах Тянь-Шаня и Северного Памира.

В это время большинство положительных структур активизировалось и явилось областями сноса. Резко изменился характер осадконакопления в начале олигоцена в седиментационных впадинах (Ферганская, Таджикская), где на морские палеогеновые осадки налагались лагунные, а в нижнем миоцене — красноцветные континентальные образования.

В массагете сильно сужается Алайская долина за счет вовлечения в поднятие Заалайского хребта с юга и южного склона Алайского поднятия с севера.

С олигоцена весь Памир был охвачен интенсивным поднятием. По данным В. Н. Крестникова (1961), он соединился на востоке с Куэньлуньским поднятием, а на западе — с Гиндукушским. В массагете в виде самостоятельных положительных тектонических блоков сформировались Зарафшанский, Каратегинский и Гиссарский хребты, а в Ферганской впадине — Катранское поднятие.

В неогеновое время по сравнению с массагетским сильно возросла роль вертикальных движений и их интенсивность. Разрослись в Южном Тянь-Шане зоны поднятия и были вовлечены в восходящие движения Северо-Памирский предгорный прогиб и Алайская впадина. Последняя в связи с активизацией Восточного Алая окончательно отделилась от Ферганской впадины. Изменился тектонический облик Таджикской и Ферганской впадин: здесь образовались складчатые структуры субширотного простирания брахиантиклинального типа.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ТЕКТНИКА

Современный облик рельефа Памира и Южного Тянь-Шаня тесно связан с деятельностью четвертичных тектонических движений. Молодые движения этого периода происходили в течение последнего миллиона лет.

Четвертичные движения выражаются в неравномерных и разнонаправленных движениях отдельных блоков. Этим обуславливается степень глубины, интенсивность эрозионного расчленения и определяется геоморфологический облик территории.

Н. П. Костенко (1966), придерживаясь этих принципов, выделяет в орогенных областях три основных этапа формирования рельефа и накопления пород орогенной формации.

О. К. Чедия (1978) составил схему районирования гор Средней Азии по данным новейших тектонических движений, на которой выделил области устойчивых поднятий, сложенных допалеозойскими и палеозойскими образованиями (Гиссаро-Алайская, Северо-Памирская, Южно-Памирская) и области преимущественных прогибов с мощными мезо-кайнозойскими толщами (Таджикская, Центральнo-Памирская, Ферганская), а также крупные краевые глубинные разломы, разделяющие эти области. Они охарактеризованы в предыдущем разделе.

Мы, пользуясь схемой тектонического районирования эпиплатформенного орогена Средней Азии, составленной О. М. Борисовым и др. (1975), и основываясь на историко-генетическом принципе развития региона для четвертичного периода, произвели тектоническое районирование Южного Тянь-Шаня и Памира (рис. 2).

На территории Южного Тянь-Шаня и Памира выделены две крупные структуры первого порядка — эпиплатформенный и эпигеосинклинальный ороген, структуры второго порядка — остаточнo-рекурентные, возрожденно-седиментационные и структуры третьего порядка — вовлеченные блочно-складчатые зоны. В историческом развитии эти структуры в процессе формирования отстают друг от друга как во времени, так и в пространстве.

Структуры первого порядка. Эпиплатформенный ороген охватывает современную горную область Тянь-Шаня и Северного Памира. По данным О. А. Рыжкова (1964) и др., в этой области выделяются три обособленных сегмента: западный, центральный и восточный.

Центральный и восточный располагаются за пределами площади исследования.

Западный сегмент находится к юго-западу от Таласо-Ферганского глубинного разлома и охватывает Срединно-, Южно-Тяньшаньские, Северо-Памирские поднятия, Ферганскую и Таджикскую депрессии. В этом сегменте большинство структур прослеживается в широтном и северо-восточном направлении и имеет утолщение в строении земной коры, т. е. «корни».

Эпигеосинклинальная орогенная область охватывает Центральнo-Памирскую зону и отграничивается от эпиплатформенной области Ванч-Акбайтальским краевым глубинным разломом.

Эта область подковообразной формы, на востоке прослеживается до Куэньлуня, а на западе сочленяется с Памиро-Паропамизским сводово-глыбовым поднятием (Славин, 1976). В орогенной области форма рельефа имеет альпинотипный характер, хребты вытянуты в широтном направлении и обладают реликтовыми денудационными поверхностями выравнивания.

Структуры второго порядка. К ним относятся остаточнo-рекурентные и возрожденно-седиментационные блочно-складчатые зоны.

Под «остаточнo-рекурентными» мы понимаем такие структуры, которые существовали в герцинском цикле развития (О. М. Борисов) и вновь активизировались в альпийском цикле тектогенеза.

Подобные складчатые структуры в исследуемом регионе фиксируются в Туркестано-Зарафшанских, Северо-Памирских зонах и расчленяются на более мелкие структуры, такие как горст-антиклинали

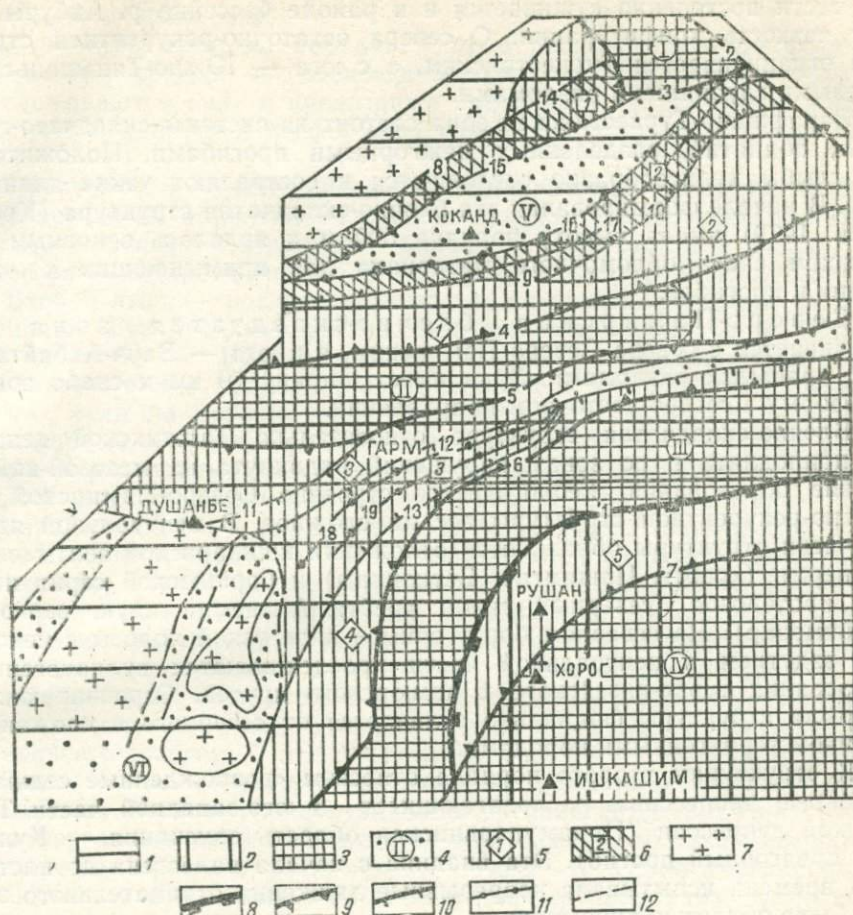


Рис. 2. Схема тектонического районирования юга Средней Азии для четвертичного периода.

1—эпиplatformенная область, 2—эпигеосинклинальная область, 3—остаточно-рекуррентные блочно-складчатые зоны (цифры в кружках): 1—Атойнак-Баубашатинская, II—Зарафшано-Туркестанская, III—Северо-Памирская, IV—Южно-Памирская; 4—остаточно рекуррентно-седиментационные впадины: V—Центрально-Ферганская, VI—Приамударьинская; 5—вовлеченные блочно-складчатые зоны сох-ранноташкентского этапа (цифры в ромбах): 1—Катранская, 2—Куршабская, 3—Каратепинская, 4—Анжираско-Лянгар-Васликуская, 5—Центрально-Памирская, 6—Нанайская; 6—вовлеченные блочно-складчатые зоны позднеаташкентско-голоценового этапа (цифры в кружках): 1—Супетай-Акчагыльская, 2—Гузан-Аламышинская, 3—Петра Первого; 7—новообразованные, 8—глубинные региональные разломы первого порядка, существующие с предороженного этапа до современного времени (арабские цифры на рисунке): 1—Ванч-Акбайтальский, 9—глубинные краевые разломы второго порядка, существовавшие с палеогена до современного времени; 2—Таласо-Ферганский, 3—Ичкимиктауский, 4—Туркестанский, 5—Южно-Тяньшаньский, 6—Северо-Памирский, 7—Бартанч-Пшартский; 10—глубинные краевые разломы третьего порядка, существовавшие с раннего сохского до современного времени: 8—Северо-Ферганский, 9—Южно-Ферганский, 10—Северо-Карахатирский, 11—Северо-Кафиринганский, 12—Иссаро-Кокшальский, 13—Тавильдарьинский; 11—краевые разломы четвертого порядка, существовавшие с позднеаташкентского до современного времени: 14—Северо-Баянстанский, 15—Северо-Ферганская флексурно-разрывная зона, 16—Южно-Ферганская разрывная зона, 17—Рават-Капчигайская, 18—Ильяк-Вахский, 19—Северо-Петра Первого; 12—разрывные нарушения низкого порядка.

и грабен-синклинали. Большинство остаточно-рекуррентных структур по флангам ограничено крупными краевыми разломами и является «зародышем» крупных горных сооружений.

Зарафшано-Туркестанская блочно-складчатая зона располагается в центральном секторе Южного Тянь-Шаня и имеет строго широтное простираие. Структура площадью 16000 км² в восточной части постепенно суживается и в районе бассейна р. Акбуры теряет четкость конфигурации. С севера остаточо-рекурентная структура ограничивается Туркестанским, а с юга — Южно-Тяньшаньским краевыми глубинными разломами.

Зарафшано-Туркестанская зона состоит из системы складчато-глыбовых поднятий, разделенных межгорными прогибами. Положительные глыбы кулисообразно сочленяются и составляют узкие длинные зоны. В начале формирования эта блочно-складчатая структура (Крестников, 1979) имела высоту порядка 500 м и являлась основным источником сноса обломочного материала для примыкающих к ним впадин и прогибов.

Северо-Памирская блочно-складчатая зона ограничивается с севера Северо-Памирским, а с юга — Ванч-Акбайтальским краевыми разломами. Зона имеет ширину 70 км и слабо вогнутую форму в северо-восточном направлении.

Блочно-складчатая структура относительно Таджикской депрессии приподнята и по зонам нарушений надвинута на мезозой-кайнозойские образования. Геологическое строение Северо-Памирской остаточо-рекурентной структуры весьма сложное. В центральной ядерной части структуры обнажаются отложения пшихарвской свиты верхней перми (хребты Пашимгар, Беткаинды) и боршитской серии нижнего протерозоя (северный склон хребта Академии наук, верховья р. Обимазар). На северном борту зоны в виде узкой полосы с некоторым вздутием в центральной части прослеживаются вулканогенные образования турне-визейского и намюрского ярусов. Строение южного крыла структуры фациально отличается от северного и сложено в основном терригенными породами.

К структурам второго порядка отнесены «возрожденные седиментационные депрессии», располагающиеся в юго-западной части Таджикской депрессии (Приамударьинская область опускания — Кулябский предгорный прогиб). Эта впадина с начала палеогена до настоящего времени испытывала непрерывные движения отрицательного знака и была областью аккумуляции.

Приамударьинская возрожденная седиментационная впадина располагается юго-западнее Таджикской депрессии. Она начала прогибаться с верхнего палеозоя. На поверхности палеозойские отложения не наблюдаются и в основном представлены морскими, лагунными отложениями юры, мела, палеогена и континентальными породами неогена и четвертичного комплекса.

По данным В. И. Славина (1976), в Приамударьинской области опускания выделяется Кулябский предгорный прогиб-структура, испытывающий наибольшее прогибание. Прогиб располагается в предгорьях Гиндукуша, параллельно восточной части Бадахшанско-Дарвазской складчатой системы и имеет северо-восточное простираие, переходящее на западе в юго-западное. Длина прогиба с учетом его части на территории СССР составляет 280—300 км, а ширина — 70—80 км. В юго-западном направлении прогиб сужается, фундамент его воздымается и имеет асимметричное строение. Обломочный материал сносился в основном с юго-востока, из Дарвазского хребта. Мощность осадочного чехла в предгорном прогибе достигает 10—14 км. Накапливаться

столь мощные отложения могли только в условиях интенсивного прогибания со скоростью 14 мм в год (Славин, 1976). Крылья прогиба крутые ($50-60^\circ$), а в центральной части разорваны разломами северо-восточного направления.

Структуры третьего порядка. Самые распространенные формы в исследуемом регионе — вовлеченные блоково-складчатые структуры. Прослеживаются они в предгорных адырных частях Ферганской и Таджикской депрессий и сформированы в два взаимно обусловленных этапа.

Первый этап — сохский — раннеташкентский, во время которого возникает серия поднятий — внешне адырные зоны (по О. С. Вялову): Куршабская, Катранская блочно-складчатые, а в Таджикской депрессии — Каратегинская и Анжирауско-Лянгар-Васминухская.

Второй этап — позднеташкентско-голоценовый, во время которого возникают Гузан-Аламышикская внутриадырная зона, а в Таджикской депрессии — Вахцская, Петра Первого положительные структуры. Сопоставляя поднятия, образованные в эти два этапа, отмечаем, что, если на первом этапе в поднятие вовлекались современные высокогорные и среднегорные области, то на втором — участки интенсивных вертикальных тектонических движений мигрировали к центральной части депрессии и охватывали низкие горные и адырные участки. Характерно, что в большинстве случаев в вовлеченных структурах первого этапа в сводовых частях обнажаются палеозойские и меловые породы, а в структурах второго этапа — палеогеновые и неогеновые образования. Структуры этих этапов ограничиваются крупными разрывными разломами и имеют асимметричное строение, что зависит от их расположения относительно остаточно-рекуррентной зоны. Все вовлеченные структуры в южной части остаточно-рекуррентного поднятия имеют короткие северные крылья с крутым падением и длинные южные с пологим.

Вовлеченные структуры сохского — раннеташкентского этапа. Куршабская блоково-складчатая зона располагается в юго-восточной части Ферганской депрессии и ограничена с северо-востока Северно-Карачатырским краевым разломом, а с юга — Южно-Ферганским. В тектоническом отношении зона сильно дифференцирована, здесь выделяются (с севера на юг) Куршабская грабен-синклинали и Катар-Алдырская горст-антиклинальная подзоны. Положительные подзоны имеют северо-восточное простирание, в их ядрах обнажаются палеозойские породы (хр. Суганды, Намаздек, Алдыр, Катар), а в крыльях — мезозой-кайнозойские. В зоне грабен-синклиналь отделяется от горст-антиклинальных поднятий Яссы-Куршабским (на севере) и Северо-Катарским (на юге) разломами и сложена в основном меловыми, палеогеновыми лагунно-морскими и неогеновыми четвертичными континентальными образованиями. В бактрийское время Куршабская блочно-складчатая зона была областью аккумуляции и каких-либо положительных поднятий не наблюдалось. Сюда сносился обломочный материал из Восточного Алая. В подтверждение можно привести данные, которые зафиксированы в районах Намаздека, Суганды, Карачатыра и Катара. Хотя высота этих гор относительно небольшая и колеблется от 1300 до 2200 м, на их водораздельных частях обнажаются реликтовые остатки аллювиально-пролювиальных сильно дислоцированных серых конгломератов бактрийского возраста.

В сохский и особенно раннеташкентский период с активизацией региона зона дифференцировалась и слилась с Южно-Тяньшаньским орогеном.

Катранская блочно-складчатая зона (зона Высоких предгорий, по Н. М. Синицыну) прослеживается на северном склоне Зарафшано-Туркестанской остаточной-рекуррентной структуры и имеет строго широтное направление. В западной части она постепенно расширяется и в районе бассейна р. Акдыгенсай достигает 40 км. На востоке блочно-складчатая зона быстро суживается и в западной части Гульчинской впадины выклинивается. Общая протяженность структуры 350 км.

Катранская зона с севера ограничена Южно-Ферганским глубинным разломом, а с юга — Туркестанским. Зона сильно дифференцирована и делится на более мелкие блочно-складчатые подзоны (с севера на юг): Каузанскую, Катрано-Охнинскую и Кичик-Алайскую. М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов (1977) относят вышеперечисленные подзоны к структурам IV порядка (антиклинорий и синклинорий) и выделяют более мелкие структуры V—IV порядка, такие как Исфара-Ляканская, Сарталинская, Хайдарканская грабен-синклинали и Лумбур-Катранбагинская, Карадеван-Раванская, Андыгенская горст-антиклинали.

Анжирауско-Лянгар-Васминухская вовлеченная блочно-складчатая зона — наиболее приподнятая часть Предпамирского прогиба, имеет строго меридиональное простирание. Ограничена она с востока от Северо-Памирской зоны Северо-Памирским краевым глубинным разломом, а с запада — Тавильдаринским флексурно-разрывным нарушением. Длина зоны 100 км, ширина в центральной части 30—35 км. На поверхности современного денудационного среза обнажается весь стратиграфический мезозой-кайнозойский разрез Таджикской депрессии. Территория зоны осложнена субмеридиональными нарушениями и подразделена на блочные структуры. Здесь выделяются, по данным В. А. Бельского (1978), с севера на юг: Васминухская, Равноуская, Морзаминская, Лянгарская, Пишорская, Анжирауская, горст-антиклинали, Обинисуская и Обиравноуская грабен-синклинали.

В большинстве случаев вышеперечисленные поднятия асимметричны. Вблизи свода антиклинали меловые и палеогеновые отложения весьма круто (до 60—70°) падают к западу. В более удаленных от свода к западу толщах молодых отложений (неоген) углы падения слоев постепенно уменьшаются, вплоть до 10—15°.

Каратегинская вовлеченная зона имеет северо-восточное простирание и прослеживается по северному, северо-западному бортам Таджикской депрессии. С юга ограничивается Вахшским глубинным разломом, с севера, от села Джиргиталь до долины р. Сорбога — Южно-Тяньшаньским, а от Сорбога до города Орджоникидзеабад — Кафирниганским поперечным нарушением. Зона значительно расчленена и сложена палеозойскими и кембрийскими породами. На южных крыльях на палеозойских образованиях (районы Новобод, Джиргиталь) сохранились фрагменты маломощных мезозой-кайнозойских пород, общий план дислокации которых в большинстве случаев отвечает синклинальным широтно-вытянутым складкам. Длина зоны 120 км, ширина 20.

По данным Н. В. Чигарева (1971), в пределах Каратегинского хребта выделяются три структурно-обособленных блока: Западный, Центральный и Восточный.

Вовлеченные структуры позднеташкентского — голоценового этапа. К структурам завершающего тектонического этапа относятся горст-антиклинальные поднятия хребта Петра Первого, располагающиеся в северо-восточной части Таджикской депрессии. В рельефе эта структура представлена грандиозным горным сооружением, прослеживающимся в северо-восточном направлении и образовавшимся в позднеплейстоценовое время.

На севере поднятия хр. Петра Первого ограничены зоной глубинного Вахшского разлома, а на юге контролируется Тавильдаринским разломом. В северо-восточном направлении эти краевые разломы сужаются и тем самым значительно влияют на конфигурацию структуры. В северо-восточном направлении поднятия имеют ширину 10 км, в юго-западном — 20—25. Здесь отчетливо наблюдаются сундучные складки, скручивание их с образованием чешуйчато-надвиговых структур. В этом же направлении на поверхности обнажаются все более древние породы от неогена до юры. В юго-восточной части поднятия хр. Петра Первого в сводовой части обнажаются неоген-сохские конгломераты и галечники, гравелиты ташкентского комплекса. На крыльях эти отложения сильно осложнены вторичными разломами и с угловым несогласием перекрывают более древние породы, обнажающиеся в Яхсуйской впадине.

ПЕТРОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ ФОРМАЦИЙ ПОРОД

ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Южный Тянь-Шань. Наиболее древние породы этого региона представлены метаморфической толщей архея (?) общей мощностью свыше 3000 м, обнажающейся в Каратегинской подзоне (Гармский блок). В ее сложении участвуют разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, мигматиты и кальцитовые, доломитовые, реже магнезитовые мраморы. Последние преобладают в верхней части разреза каратегинской серии. Вся толща метаморфических пород интенсивно насыщена мигматитами, гнейсо-гранитами и гранитами.

По-видимому, архейский ярус Каратегина может служить моделью гранитного (или гранитно-метаморфического) слоя земной коры Южного Тянь-Шаня.

Исходные толщи каратегинской серии представлены в основном пелитами с магнезиально-железистыми компонентами, которые подверглись региональному метаморфизму в условиях гранулитовой фации при средних и умеренных давлениях (Баратов, Буданов, 1980). Об этом свидетельствуют минеральные парагенезисы гнейсов и сланцев, среди которых имеются биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-ставролит-биотитовые, кордиеритовые, силлиманитовые и амфиболовые разновидности. Явления динамометаморфизма, проявившиеся по границам блока архейских кристаллических пород вдоль зон разломов, привели к их низкотемпературному зеленосланцевому диафторезу (Баратов и др., 1973).

Небольшие выходы докембрийских пород, обнажающиеся в Туркестано-Алайской и Зарафшано-Алайской подзонах, представлены главным образом альбит-хлорит-эпидот-актинолитовыми, кварц-альбит-хлорит-эпидот-актинолитовыми, хлорит-альбит-слюдисто-кварцевы-

ми и другими сланцами, образовавшимися в результате зеленосланцевого метаморфизма вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Часто эти сланцы вместо актинолита включают глаукофан, субглаукофан, винчит и др. Для рифей-нижнепалеозойского яруса земной коры Южного Тянь-Шаня характерны зеленосланцевые комплексы (гарифская и ягнобская свиты), часть из которых сформировалась в условиях повышенных давлений. Они занимают значительную часть территории Зарафшано-Алайской и частично Каратегинской подзон и сложены монотонными зелеными и зеленовато-серыми гнейсовидными сланцами, содержащими метабазитовые и метапелитовые минеральные парагенезисы с полущелочными амфиболами (винчит, кроссит, субглаукофан, барруазит и др.) и иногда с глаукофаном и зеленым амфиболом (обыкновенная роговая обманка). Сланцы представлены кварц-альбит-хлорит-эпидот-актинолитовыми, альбит-хлорит-эпидот-актинолитовыми, хлорит-альбит-слюдисто-кварцевыми, слудисто-полевошпатово-кварцевыми и другими разновидностями. В нижней части разреза встречаются прослои метапесчаников и кварцитов, а в верхней — линзы и маломощные прослои мраморов.

Рифей-нижнепалеозойские зеленосланцевые толщи, вероятно, могут характеризовать кровлю гранитного слоя или нижние горизонты осадочно-метаморфического слоя земной коры Южного Тянь-Шаня.

По термодинамическим условиям образования метаморфические породы рифея — нижнего палеозоя занимают промежуточное положение между зеленосланцевыми и глаукофан-сланцевыми комплексами. В Каратегине зеленые сланцы ягнобской свиты некоторые исследователи рассматривают как диафторированные образования архейской каратегинской серии («Расчленение...», 1976).

Отложение кембрия и ордовика в пределах центральной части Южного Тянь-Шаня обнажены на весьма ограниченной территории, имеют сравнительно небольшую мощность и залегают в отдельных тектонических клиньях среди нижнесилурийских образований. Они сложены темными глинистыми и песчанистыми известняками, глинистыми сланцами, песчаниками и алевролитами с прослоями черных углисто-глинистых, углисто-кремнистых сланцев и доломитов.

Отложения среднего палеозоя, образовавшиеся в собственно геосинклинальную стадию развития Южного Тянь-Шаня, занимают большую часть территории региона и представлены мощными терригенными толщами силура и карбонатными толщами девона — нижнего карбона. Породы среднего палеозоя слабо метаморфизованы, широко распространены, имеют значительные мощности (до 6500—7500 м) и достаточно полно характеризуют верхний осадочно-метаморфический слой земной коры центральной части Южного Тянь-Шаня.

Силурийские отложения, представленные нижним и верхними отделами, наиболее широко развиты в Туркестано-Алайской и Туркестано-Зарафшанской подзонах. Для них характерны большие мощности, терригенность и пестрота литологического состава, резкая фациальная зональность. По данным А. И. Денисова (1974), в силуре в Южном Тянь-Шане преобладала сероцветная терригенная (аспидная) формация (78% площади бассейна седиментации), представленная глинистыми сланцами и песчаниками; подчиненное значение имели терригенно-карбонатная (11%), осадочно-вулканогенная (8%) и карбонатная (3%).

Разрезы силурийских отложений в каждой подзоне существенно отличаются друг от друга по составу пород, их фациальности, мощности и т. д. Детально они охарактеризованы в работах Д. П. Резвого (1969), М. М. Кухтикова (1969), А. С. Шадчиева (1970), Г. С. Поршнякова (1973), А. Е. Довжикова (1977) и др.

Наиболее мощные терригенные нижнесилурийские отложения сложены ритмичнослоистыми темно-серыми глинистыми, углисто-глинистыми, углистыми, известковистыми, песчано-глинистыми и т. п. сланцами с прослоями олигомиктовых полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов, редко тонкослоистых песчаных известняков и кремнистых пород (кремни, яшмы, рассланцованные кварциты). К концу венлока в верхнем силуре среди терригенных начинают преобладать карбонатные формации, представленные темно-серыми и черными доломитами и доломитизированными известняками, постепенно сменяющимися слоистыми и массивными известняками.

В отдельных районах, преимущественно в Восточном Алае, в верхнем силуре развиты вулканогенные породы основного состава общей мощностью несколько сотен метров. Они представлены прослоями и пластообразными залежами базальтовых и андезитовых порфиритов, диабазов, их туфо- и лавобрекций (андезито-базальтовая формация).

Силурийские образования претерпели изменения в основном в стадии катагенеза и метagenеза и лишь в незначительных масштабах в низко- и среднетемпературных условиях фации зеленых сланцев (пумпеллиит-стильпномелановая и эпидот-мусковит-хлоритовая субфации). Наиболее метаморфизованные породы силура обнажаются в предгорьях и на северном склоне Алайского хребта (пульгонская свита — S_{1-2}). Они представлены главным образом зелеными и зеленовато-серыми кварц-хлорит-альбитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми, серицит-хлоритовыми, серицитовыми (метапелиты), реже альбит-хлорит-эпидот-актинолитовыми (метабазиты) сланцами.

Девонские отложения (нижний и средний отделы) развиты в северной части Южного Тянь-Шаня и сложены главным образом карбонатными формациями, которые во многих районах согласно перекрывают силурийские отложения. Они представлены светлыми слоистыми и массивными известняками, темно-серыми и черными тонкослоистыми доломитами и доломитизированными, реже глинистыми известняками с редкими прослоями глинистых и кремнистых сланцев, аргиллитов и песчаников.

В Восточном Алае и северных предгорьях Алайского хребта девонские отложения (D_1-D_2) представлены терригенными и вулканогенными формациями. Терригенные образования состоят преимущественно из аркозовых и кварцевых песчаников, глинистых сланцев и алевролитов.

Вулканогенные породы, обнажающиеся в междуречье Киргизата — Акбура и образующие субширотную, так называемую Киргизатинскую, полосу вулканитов, входят в состав Южно-Ферганского офиолитового пояса и представлены в основном вулканитами основного и среднего состава — оливковыми базальтами, миндалекаменными диабазами, порфиритами и их туфами, туфо- и лавобрекциями. Общая мощность вулканитов с пропластками известняков и песчаников 3500 м. Несколько севернее, в Араванском районе, вулканиты прорываются небольшими (до 250×300 м) гипабиссальными телами пикритов. Последние

представляют собой черные массивные породы с высокой плотностью ($2,96-3,04 \text{ г/см}^3$), состоящие из серпентинизированного оливина ($58,3-63,5\%$), моноклинного пироксена ($5,3-8,6\%$), плагиоклаза ($20-25\%$), магнетита и рудных минералов ($1-1,5\%$). И. Х. Хамрабаев еще в 1972 г. высказал предположение, что пикриты Южного Тянь-Шаня являются веществом верхней мантии, которая в отдельных секторах этого региона сложена пиролитом (по Рингвуду).

Вулканогенные породы Восточного Алая обнажаются в бассейнах рек Коксу Восточная и Тар и образуют Коксу-Тарскую полосу, местами тяготеющую к зоне субмеридионального Тарского разлома. Они переслаиваются с глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, образуя терригенно-вулканогенную толщу ($S-D_2$) мощностью до 500 м. Вулканиды представлены габбро-диабазами, миндалекаменными диабазами, базальтовыми и авгитовыми порфиритами. Широко распространены также туфы, туфо- и лавобрекчии этих пород.

Верхнепалеозойские отложения в центральной части Южного Тянь-Шаня развиты незначительно и сосредоточены в основном в Карачатырской и Гульчинской подзонах, а также в виде узких полос приурочены к южным окраинам Туркестано-Алайской и Туркестано-Зарафшанской подзон.

Морские карбонатные формации продолжали формироваться в регионе и в нижнем карбоне до башкирского времени (C_2) включительно. Они представлены светлыми массивными толстослоистыми известняками с прослоями и желваками кремней, реже полосчатыми доломитами.

Верхнебашкирско-московские и верхнекаменноугольные отложения характеризуют инверсионный этап развития Южно-Тяньшаньской геосинклинали и сложены мощными терригенными толщами конгломератов, песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, измененных в стадии катагенеза и метagenеза до метапесчаников, метасланцев и филлитов. В экзоконтактах с гранитоидными массивами (C_3-P_1) сланцы в той или иной степени ороговикованы, а известняки мраморизованы.

Наиболее высокое положение в разрезе верхнего палеозоя занимают пермские пестроцветные и красноцветные конгломераты, песчаники и алевролиты с прослойками известняков и горизонтами вулканогенных пород кислого состава, распространенные в Карачатырской подзоне.

Мезозой-кайнозойские отложения в центральной части Южного Тянь-Шаня распространены незначительно, лишь по бортам Ферганской, Алайской и Афгано-Таджикской депрессий, и отличаются от палеозойских почти полным отсутствием метаморфизма, меньшей мощностью и выдержанностью отдельных горизонтов на больших пространствах. Они сложены морскими и континентальными пестро- и красноцветными флишевыми и молассовыми формациями.

Северный Памир. Древнейшие образования этой зоны представлены нижнепротерозойскими метаморфическими породами боршитской серии общей мощностью свыше 8000 м, которые распространены в Калайхумб-Сауксайской и Курговатской подзонах и в западной части Дарваз-Сарыкульской.

Боршитская серия, состоящая из трех свит — бивачной, шодакской и тогмайской (все $PR_1?$), сложена гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами и амфиболитами с редкими прослоями и линзами

мраморов. На отдельных участках метаморфической толщи интенсивно развиты дайки и жилы инъекционных плагиомагматитов и пластообразные тела ортоамфиболитов. Гнейсы и сланцы шодакской свиты прорываются докембрийскими (PR_1 ?) гнейсо-гранитами и гнейсо-гранодиоритами Курговатского интрузива и небольшими массивами ледников Гармо, Сурайшо и Федченко.

Минеральные парагенезисы пород боршитской серии свидетельствуют, что региональному метаморфизму подвергались в основном терригенные песчано-глинистые породы и в меньшей степени — магматические породы типа габбро-диабазов и оливиновых базальтов.

Метапелиты представлены в основном двуслюдяными и биотитовыми плагиогнейсами, кварцитами и кристаллическими сланцами, часто содержащими порфиروбласты граната и ставролита, реже — силлиманита и дистена. Гнейсы значительно преобладают над сланцами, которые имеют аналогичный минеральный состав, но отличаются от первых небольшим содержанием или отсутствием полевых шпатов. Гнейсы сложены главным образом кварцем, биотитом, мусковитом и кислыми плагиоклазами ряда альбит — олигоклаз. Содержания граната и ставролита в отдельных разностях гнейсов достигают 10—20%, а силлиманита и дистена — не более 3—5. Акцессорные и рудные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, магнетитом, пиритом, редко рутилом и турмалином.

Метабазиты составляют до 25% объема пород боршитской серии и слагают нижнюю часть метаморфической толщи (бивачная свита и низы шодакской). Они представлены зелеными и темно-зелеными амфиболовыми и эпидот (цоизит)-амфиболовыми гнейсами, реже глаукофановыми сланцами. Амфиболовые и эпидот-(цоизит)-амфиболовые гнейсы состоят из амфибола, олигоклаза, биотита, кварца и минералов группы эпидота-цоизита, реже встречаются гранат, клинопироксен, хлорит, кальцит. Амфибол представлен преимущественно зеленой роговой обманкой, часто в ассоциации с лучистым актинолитом. В глаукофановых сланцах роговая обманка ассоциирует со щелочным амфиболом — глаукофаном, содержание которого в породе достигает 2—3%. Среди акцессорных минералов преобладают титаномagnetит, сфен и лейкоксен, реже встречаются циркон, апатит, рутил, магнетит, пирит.

Термодинамические условия образования метапелитов и метабазитов нижнего (?) протерозоя охватывают диапазон умеренных давлений амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма, а также повышенных давлений фации глаукофановых сланцев по зонам глубинных разломов. Для пород боршитской серии не характерны милонитизация и высокотемпературный диафторез, однако в верхних горизонтах широко проявлен низкотемпературный зеленосланцевый диафторез.

Раннепротерозойская гнейсо-амфиболитовая толща Северного Памира в совокупности с заключенными в ней интрузивными породами гранито- и гранодиорито-гнейсовой, а также ортоамфиболитовой формаций (PR_1 ?), очевидно, может служить моделью гранитного (гранитно-метаморфического) и в какой-то мере кровли гранулитобазитового (базальтового) слоев земной коры этого региона.

Нижнепалеозойские отложения развиты незначительно в виде узких ограниченных разрывами субширотных полос — тектонических клиньев, но имеют довольно значительную мощность (2000—2500 м).

Венд?-нижнепалеозойские образования распространены в западной части Калайхумб-Сауксайской и Дарваз-Сарыкольской подзон (висхарвская и рохарвская свиты). Они представлены главным образом зелеными и зеленовато-серыми сланцами с прослоями кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников, кварцитов, редко мраморизованных известняков и зеленокаменно измененных кислых вулканитов. Зеленокаменные сланцы и вулканиты характеризуются почти всеми минеральными парагенетическими ассоциациями фации зеленых сланцев — от низко- до высокотемпературных с преобладанием среднетемпературных. Среди них наиболее распространены метапелиты и metabазиты со следующими парагенезами: Кв+Сер, Хл+Сер, Кв+Алб+Сер+Хл±Эл±Акт, Алб+Хл+Эп±Акт, Кв+Алб+Эп+Хл±Акт±Би и др.

По карбонатным породам образовались сланцы: Трем+Акт, Кв+Хл+Кал, Кв+Хл+Эп+Кал±Акт и др.

В зонах контакта висхарвской и рохарвской свит с гранитоидными и мафит-ультрамафитовыми интрузиями (C_1) распространены сланцы с минеральными парагенезисами наиболее высокотемпературной биотит-хлоритовой субфации, иногда с кордиеритом и гранатом, которые, несомненно, относятся к контактовым метаморфическим образованиям.

Кембрийские и ордовикские отложения известны в юго-восточной части Дарваз-Сарыкольской подзоны в составе ишийской (ϵ) тауташской, кызашуйской (O_1) и челоктекинской (O_{2-3}) свит.

Кембрийские образования представлены зеленокаменно измененными трахилипаритами, дацитами, альбитофирами и диабазами с прослоями филлитовидных сланцев кварцитовидных песчаников мощностью более 1000 м. Ордовикские отложения сложены серыми и зеленовато-серыми кварц-серицитовыми и серицит-хлоритовыми филлитовидными сланцами с прослоями известняков, кварц-полевошпатовых песчаников и линзами рассланцованных метадиабазов общей мощностью более 2200 м.

В Каракульской подзоне, в долине р. Баляндкиик, распространены ордовик-силурийские (?) отложения, представленные темно- и зеленовато-серыми кварц-серицитовыми и хлоритовыми сланцами с редкими прослоями известняков и горизонтами аподиабазов мощностью 1500 м.

Среднепалеозойские силур-девонские отложения известны лишь в западной части Калайхумб-Сауксайской и Дарваз-Сарыкольской подзон в виде узких полос. Они сложены карбонатными (дикзанкоуская свита — S_2-D_3) и терригенными (ширговатская свита — $S_2?$ — $D?$) формациями. Карбонатные образования представлены светлыми массивными и грубослоистыми слабо мраморизованными битуминозными известняками, реже глинистыми и доломитовыми известняками, а терригенные — зеленовато-серыми кварц- и хлорит-серицитовыми филлитовидными сланцами с редкими прослоями кварцевых песчаников.

Венд (?) -нижнепалеозойские и силур-девонские отложения Северного Памира Н. Г. Власов и А. Т. Тарасенко (1970) параллелизуют с аналогичными отложениями Южного Гиссара и относят их образование к платформенному этапу развития этих регионов, в течение которого здесь не происходили сколько-нибудь интенсивные складкообразовательные движения и отсутствовала магматическая деятельность.

Отложения геосинклинального этапа представлены мощными (6000—7000 м) толщами вулканогенных и подчиненных им карбонатных

и терригенных пород нижнего карбона. Их выходы в виде отдельных дугообразных полос протягиваются вдоль северной периферии Северного Памира от правобережья р. Пянджа на границе с Афганистаном на северо-восток до границы с Китаем и ограничиваются с севера Северо-Памирским, а с юга — Висхавским разломами.

Раннекаменноугольные вулканогенные образования, с которыми тесно связана золоторудная и медноколчеданная минерализация, участвуют в строении Дарваз-Заалайской и Калайхумб-Сауксайской подзон. По последней стратиграфической схеме («Расчленение...», 1976) раннекаменноугольные отложения расчленяются на следующие свиты: калайхумбскую (турне — визе); фортаббекскую, хострогинскую, девлоханскую и обихаракскую, объединенные в сауксайскую серию (турне — визе); аспандоускую, ушхарвскую и джакскую (намюр). В составе этих свит наряду с вулканогенными породами в резко подчиненном количестве (5—15% мощности разрезов) присутствуют прослои карбонатных, глинисто-карбонатных и глинистых пород.

Формационная характеристика раннекаменноугольных вулканогенных образований приводится в работах Х. С. Таджидинова и др. (1973), В. М. Стебловой, В. В. Наризнева и др. (1975, 1976, 1977). Ими, а также нами установлено, что вулканиты представлены контрастно дифференцированным как по латерали, так и по вертикали диабаз-альбитофировым рядом формаций. Латеральный ряд разновозрастных синхронных вулканогенных формаций образован спилит-диабазовой в эвгеосинклинальном трого, диабаз-кварц-кератофировой в зоне сочленения этого трога с обрамляющей рамой и кварц-кератофировой в краевой части рамы обрамления. В пределах собственно эвгеосинклинального трога в предороженное время спилит-диабазовая формация сменилась в западной части Северного Памира (район Калайхумба) формациями андезито-базальтовых порфиритов, а затем дацитов и андезитовых порфиритов, а в восточной (район Сауксая) — формацией кварцевых кератофиров с образованием здесь вертикального ряда вулканогенных формаций.

Спилит-диабазовая формация представлена подушечными и шаровыми лавами, реже массивными потоками миндалекаменных и афировых спилитов, диабазов и апожилобазальтов общей мощностью более 1800 м. Наиболее распространены спилиты и диабазы, подвергнувшиеся интенсивному зелено- и краснокаменному изменению.

Кварц-кератофировая формация сложена преимущественно толщей (800—1100 м) кварцевых кератофиров и кварцевых альбитофиров, их туфов и туфобрекчий, которые большей частью рассланцованы и претерпели зеленокаменные изменения.

Базальт-андезитовая формация представлена мощной (1000—1800 м) толщей дробно переслаивающихся туфобрекчий, туфов и лав различного состава — от базальтов до липаритов. Пирокластические породы резко преобладают над лавами. Среди вулканитов наиболее распространены андезито-базальты и андезиты, реже базальты, дациты и липариты. Эти породы имеют миндалекаменную, иногда массивную текстуру и в результате интенсивного зеленокаменного изменения приобрели зеленый и темно-зеленый цвет.

Формация дацитов и андезитовых порфиритов сложена мощной (1800—2000 м) толщей переслаивающихся туфов, туфобрекчий и лав базальт-липаритового состава. Преобладают дациты, липариты и ан-

дезитовые порфириты, реже встречаются базальты и андезито-базальты.

Общий облик химизма вулканитов Северного Памира показывает их значительное общее раскисление (контрастную дифференциацию), сопровождающееся слабым увеличением щелочности ($Na > K$) и уменьшением их меланократовости по удалению от отложений спилит-диабазовой формации как в латеральном, так и в вертикальном ряде формаций.

К раннекаменноугольным образованиям, на наш взгляд, относятся и терригенно-вулканогенные отложения ванчдаринской и техарвской свит, распространенные на правобережье р. Ванч, вдоль южного склона Дарвазского хребта. Они представлены главным образом интенсивно метаморфизованными и рассланцованными зеленокаменными метавулканитами основного состава, которые условно датируются как пермские («Расчленение...», 1976).

Верхнепалеозойско-раннемезозойские отложения (C_2-T_3) широко развиты во всех подзонах Северного Памира, наиболее мощные (10—16 км) их толщи распространены в северо-западной части Дарваз-Сарыкульской и восточной частях Каракульской и Дарваз-Сарыкольской подзон.

Нижняя часть разреза этих отложений (C_2-C_3) сложена конгломератами и известняками с прослоями песчаников возгинской свиты (C_2) и пепельно-серыми или черными известняками курговатской свиты ($C_{2-3}?$) мощностью 300—500 м, залегающими с резким угловым несогласием на зеленокаменных осадочно-вулканогенных отложениях нижнего карбона. Они сменяются рифогенно-флишoidными и флишoidными формациями верхнего карбона — нижней перми.

Отложения рифогенно-флишoidной формации развиты в Дарваз-Заалайской и Каракульской подзонах. Терригенные фации сложены темно-серыми граувакковыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями черных глинистых сланцев, конгломератов, темно-серых известняков и редко линзами зеленокаменных диабазов общей мощностью 3000—4000 м.

Местами эти породы ритмично чередуются. Рифогенные фации представлены светлыми массивными и черными плитчатыми известняками мощностью 1000—2000 м.

Флишoidная формация распространена в Курговатской подзоне, где состоит из темно-серых песчаников и сланцев с редкими прослоями известняков пшихарвской свиты (P) мощностью 2000 м, и в Дарваз-Сарыкольской подзоне, где сложена мощной (6000—10000 м) крутопадающей толщей ритмично чередующихся филлитовидных сланцев, кварцитов и кварцитовидных песчаников с редкими прослоями мраморизованных известняков и метавулканитов сарыкольской серии ($C-P$).

В верхней перми — позднем триасе в Дарваз-Заалайской подзоне накапливалась мощная (8000—9000 м) пестроцветная молассовая формация, а в Каракульской подзоне — карбонатная и терригенная общей мощностью 4700—5000 м. Геосинклинальный этап развития Северного Памира заканчивается вулканогенными отложениями зюрюзаминской свиты ($T_3?$), представленной вулканитами андезито-базальтовой формации и их туфами, туфо-песчаниками и туфоконгломератами общей мощностью 1200—1600 м.

Среднемезозойско-кайнозойские образования развиты по северной и южной периферии Северного Памира и представлены платформенными красноцветными терригенными формациями, включающими карбонатные, угленосные, гипсоносные и соленосные. Последние развиты лишь за пределами створа профиля, в Юго-Западном Дарвазе. Отложения среднего мезозоя — кайнозоя, как правило, слагают тектонические блоки (чешуи) в зонах Северо-Памирского и Ванч-Акбайтальского разломов и имеют суммарную мощность от 3000—5000 м (район Акбайтала) до 15000—16000 (Юго-Западный Дарваз). На правобережье р. Ванча в пестроцветных отложениях бичхарвской свиты (T_3-I) развиты вулканогенные породы формации оливиновых базальтов **Р** этапа постплатформенной активизации.

Центральный и Южный Памир. Наиболее древние, докембрийские образования региона подразделяются на архейские, раннепротерозойские и позднепротерозойские (рифейские) толщи, отмечаемые на современном эрозионном срезе как пространственно разобщенные выступы докембрийского кристаллического фундамента.

Архейские толщи выделены в составе горанской и шахдаринской серий и отмечаются в Юго-Западном Памире. Сложены амфибол-биотитовыми, биотитовыми, биотит-силлиманитовыми, гранат-дистен-биотитовыми гнейсами, доломитовыми и кальцитовыми мраморами, пара- и ортоамфиболитами с прослоями магнезиальных скарнов с лазуритом, сапфирином, корундом, форстеритом, энстатитом. Общая мощность пород до 10000 м. Характерная особенность архейских толщ — присутствие в них эклогитоподобных гранат-диопсид-плагиоклазовых пород, амфиболитов, занимающих до 1/3 объема горанской серии, а также ультрамафитов и чарнокитов. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и диафторированы в условиях амфиболитовой («Расчленение...», 1976). Для этой группы пород характерны также независимость степени регионального метаморфизма от наличия или отсутствия крупных гранитных тел, широкое проявление докембрийского ультраметаморфизма, повсеместная мигматизация.

Образование архейских пород, очевидно, можно связать с пангеосинклинальным (в понимании В. В. Белоусова, 1976) режимом развития региона, образованием мощных толщ терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных и вулканогенных (меланобазитового состава) формаций.

Раннепротерозойская группа пород Центрального и Южного Памира широко развита и в современной структуре отмечается в виде отдельных разрозненных выходов, отвечающих по объему аличурской (Юго-Западный Памир), отаваутекской (Рушано-Пшартская подзона), музкольской и шипадской (Центральный Памир) сериям («Расчленение...», 1976).

Аличурская серия распространена в восточной части Юго-Западного Памира. Представлена биотитовыми, биотит-амфиболовыми мигматитами, гнейсами, кварцитами, кристаллическими сланцами, мраморами, мраморизованными известняками и метавулканитами общей мощностью 4000—6000 м. Магматические породы, синхронные серии, отвечают спилит-диабазовой (ромаифская свита — $PR_1?$) и габбро-диабазовой формациям, составляющим комагматичную серию (Таджидинов, 1977, 1979). Породы по составу близки к меланократовым мафитам, отличающимся повышенной щелочностью ($Na > K$), высоким

содержанием Ti, Cr, V, P. В связи с этими породами отмечаются сульфидная и титано-магнетитовая минерализации.

Отаваутекская серия распространена в Пшартском блоке Рушано-Пшартской подзоны на небольшой площади, имеет мощность до 2000 м. Сложена мраморами, кристаллическими сланцами, песчаниками, кварцитами с горизонтом метавулканитов. Магматические породы по составу отвечают щелочной базальтовой (ортофировой) формации и пироксенит-габбро-анортозитовой ассоциации (Таджидинов, 1973, 1975, 1977). Породы отличаются высокой щелочностью ($Na < K$) при заметной роли калия в сумме щелочей, повышенным содержанием титана, высоким фосфора, геохимически специализированы на Cr, V, наблюдаются титано-магнетитовая и сульфидная минерализации.

Шипадская серия развита в западной части Центрального Памира, сложена инъекционными биотитовыми гнейсами, мигматитами, гнейсо-гранитами с прослоями кристаллических сланцев с гранатом, дистеном, кордиеритом, а также мраморов и кварцитов общей мощностью до 1000 м.

Музкольская серия выделена в восточной части Центрального Памира (Музкольский хребет). Сложена мраморами, гранат-биотитовыми, гранат-двуслюдяными, амфибол-кордиерит-гранатовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитовидными песчаниками, кварцитами общей мощностью 4000—5000 м. Породы, так же, как и в ранее описанных сериях, метаморфизованы в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях метаморфизма и испытали наложенный щелочной (натровый и калиевый) метасоматоз.

Магматические породы, пространственно и во времени связанные с музкольской серией, представлены пироксенит-дунитовой, габбро-анортозитовой, спилит-диабаз-кератофировой формациями, составляющими в целом мафит-ультрамафитовую (офиолитовую) ассоциацию (Таджидинов, 1973, 1975, 1977). Они характеризуются меланократовым составом, высокой щелочностью ($Na > K$), пониженными содержаниями глинозема, кремнезема, высокими Ti, P. В геохимическом отношении отмечаются повышенные количества Cr, V, Ti, P, Pb, Cu и ряда щелочных металлов. К ним приурочены титан-магнетитовая минерализация и проявления поделочных и полудрагоценных камней (скаполит, полихромный турмалин, рубин, прозрачный сфен).

Образование совокупности раннепротерозойских (как осадочных, так и магматических) пород связывается с протогеосинклинальным и протоорогенным режимом развития Южного Памира. В протоплатформенный этап развития этого региона формируются байкалиды, сложенные позднепротерозойскими (рифейскими) образованиями.

Позднепротерозойская (рифейская) группа пород отвечает ванчязгулемской, мазанчутской и северо-аличурской сериям («Расчленение...», 1976).

Ванчязгулемская серия распространена в западной части Центрального Памира. Сложена кварц-биотитовыми, кварц-серицитовыми, серицит-хлоритовыми кристаллическими сланцами, кварцитами, кварц-полевошпатовыми песчаниками, кальцитовыми и доломитовыми мраморами с линзами и редкими прослоями метавулканитов. Общая мощность пород серии до 5000 м. Магматические породы, синхронные серии, отвечают габбро-амфиболитовой формации (Акрамов и др., 1977).

Мазанчутская свита обнажается по всей площади Рушанского блока Рушано-Пшартской подзоны. Представлена альбит-биотит-

хлоритовыми сланцами и линзами мраморов, мраморизованных известняков и метавулканитов общей мощностью до 500—700 м. Сланцы, очевидно, первично в большей части отвечали вулканитам, поэтому можно считать, что почти вся свита сложена метавулканитами (субмеланократовыми базальтами).

Северо-аличурская серия выделена в Юго-Восточном Памире. Сложена хлорит-серицитовыми сланцами, кварцитовидными песчаниками с прослоями метаморфизованных известняков и метадиабазов общей мощностью до 1000 м.

Показателем для протерозойских формаций ряд основных признаков: амфиболитовый и зеленосланцевый характер метаморфизма; отсутствие широкой и повсеместной мигматизации; сложная полиметаморфическая зональность; быстрые и довольно резкие переходы между породами разных фаций метаморфизма, что указывает на значительные колебания термодинамических условий, проявление процессов метаморфизма в средних температурных условиях и давлений, широкое развитие процессов щелочного метасоматоза с образованием нефелина, скаполита, альбита, слюд («Расчленение...», 1976).

Характерна также четкая пространственная разграниченность (в современном рельефе) архейских и протерозойских формаций. Первые образуют лишь единый выход в западной части Юго-Западного Памира, продолжаясь на территории Афганистана (Памиро-Нуристанский, или Бадахшанский массив, Славин, 1979), протерозойские же толщи различными по площади выходами распространены по всей территории Памира. Но и в их распределении также намечается некоторая условность: наибольшая часть протерозойских формаций приурочена к западной части Памира (боршитская, ванч-язгулемская, шипадская, мазанчутская, аличурская серии), в восточной развиты лишь единичные их выходы (музкольская серия). Очевидно, это связано с различием эрозионного поднятия западного и восточного блоков Памира. Западный блок, по-видимому, более высоко поднят и соответственно более эродирован, восточный — менее.

Фанерозойские формации пород весьма разнообразны и особенно четко подчеркивают различие в развитии отдельных структур Южного Памира во времени и по латерали. По ряду геологических особенностей, условиям залегания, структурному положению, особенностям магматизма выделяются ранне- и среднепалеозойская (ϵ — C_1), позднепалеозойская (C_3 — I) и кайнозойская (ϵ — N — Q) группы осадочных и вулканогенно-осадочных формаций.

Ранне-среднепалеозойская (ϵ — C_1) группа распространена только в Центральном Памире. В основании разреза залегают доломиты, известняки (зорабатская свита) мощностью 350—700 м, несогласно перекрывающие отложения рифея (Пашков, 1962, 1964). В средней части преобладают карбонатно-терригенно-вулканогенные образования (тузгуны-терескская (ϵ — O) и джаамбай-кукуртская (O — S) серии мощностью 2500—3500 м, карбонатные отложения девона (разнообразные органогенные известняки) мощностью до 2000 м. Завершают разрез мощные (до 1500—2000 м) терригенные флишеоидного облика формации (сарезская свита — C_{1-2} ?) с незначительной примесью вулканитов. Намечается различие в формационном и фациальном облике пород и их составе: в западной части — это карбонатно-терригенные, последние преимущественно тонкообломочные (сланцы, алевролиты), в центральной — преимущественно терригенные, завер-

шающие разрез, в восточной нижней половине разреза сложена терригенно-карбонатно-вулканогенными отложениями. Магматические породы представлены только вулканитами, отвечающими ортофировой (ишийская свита — ϵ) и спилит-диабазовой (джаамбай-кукуртская серия $O-S$) формациям. Породы характеризуются суммарной высокой калиевой щелочностью, высокими содержаниями Ti , P , умеренной глиноземистостью субмеланократовым составом. В геохимическом отношении вулканиты специализированы на Ag , Au , Cu , Pb , Ti и P , пространственно с ними связана сульфидная и медноколчеданная минерализации. Завершают вулканизм породы андезито-базальтовой формации малой (первые десятки метров) мощности, входящие в состав сарезской свиты (C_{1-2} ?). Общая сохранившаяся мощность ранне-среднепалеозойских отложений оценивается в 7000—8000 м, вулканитов в целом до 1000 м, причем для них характерен явно выраженный щелочной и субщелочной характер. Образование совокупности пород Центрального Памира в ранне-среднепалеозойское время можно, очевидно, связывать с миогеосинклинальным режимом развития.

Позднепалеозой-раннемезозойские (C_3-P-T) отложения распространены по всей территории Южного Памира, однако в их составе, фациях, формациях отмечаются существенные различия, подчеркивающие зональное развитие региона в указанное время. В Центральном Памире, в отличие от Рушано-Пшартской подзоны и Юго-Восточного Памира, отмечаются в едином разрезе породы от позднего карбона до юры включительно («Расчленение...», 1976). Начинается разрез конгломератами, песчаниками, залегающими с угловым несогласием на подстилающих отложениях, а также доломитами, известняками с прослоем метавулканитов андезито-дацитового состава (калакташская свита — C_3-P_1). Выше наблюдаются известняки, доломиты, кварцевые песчаники, алевролиты с горизонтом бокситов в основании общей мощностью 150—800 м (джилгакульская — T_1-I_3 и джанкаиндинская — C_3 свиты). Далее выделяется мощная (1500—2000 м) терригенная толща, состоящая из песчаников, сланцев, широко развитых преимущественно в западной части Центрального Памира (вамарская свита — T_3-I_2). Перекрываются терригенные отложения мраморами, мраморизованными известняками, органогенными известняками средней — верхней юры (шишарбская — I_3 , кокуйбельсуйская — I_{2-3} и дамаматская I_3 свиты). Общая мощность пород 2500—4000 м. Магматические породы, синхронные позднепалеозой-раннемезозойским отложениям, представлены только вулканогенными породами и отмечаются лишь в низах (калакташская свита — C_3-P_1) и верхах (дамаматская — I_3 и теке-чаптыйская — I_1 свиты) разреза. Мощности вулканитов незначительные (первые десятки метров) и не играют решающей роли в геологическом развитии Центрального Памира. Практически можно считать, что разрез амагматичен. Немногочисленные вулканиты по составу в целом отвечают андезитовой формации (Таджидинов, 1977, 1979).

Развитие Центрального Памира в рассматриваемое время характеризуется, видимо, продолжающимся миогеосинклинальным режимом.

Существенно различны состав, фации и формации позднепалеозой-раннемезозойского времени в Рушано-Пшартской подзоне и Юго-Восточном Памире. В Пшартском блоке отмечаются кварцево-полевошпатовые и доломитовые мраморы, мраморизованные известняки со значительной долей в составе толщ (иногда более половины разреза)

вулканогенных пород весьма специфического состава (западно-пшартская — C_3-P , кенджилгинская — P , гумбезкольская — T_{1-2} и точно-пшартская — T_3 серии) («Расчленение...», 1976; Таджидинов, 1975, 1977). Вулканогенные породы отвечают пикрит-базальтовой, мелано-базальтовой, спилит-диабазовой формациям. Подобные же осадочные, вулканогенно-осадочные образования отмечаются и в Рушанском блоке (Бархатов, 1963; Дронов, 1964; Кушлин, 1963). Вулканисты в целом отличаются высокой щелочностью ($Na > K$), недосыщенностью глиноземом, кремнеземом, высоким содержанием суммы цветных компонентов, титана, фосфора. В геохимическом отношении намечаются повышенные содержания Sc , V , Cu , Au , Pb , W , Ti , P , Fe и других элементов. Наблюдаются титано-магнетитовая, медно-колчеданная, сульфидная минерализации. Наиболее мощная вспышка вулканизма с образованием мафит-ультрамафитовых формаций приходится на пермо-триасовое время. Образование пород связывается с режимом развития вулканического пояса геосинклинального типа (в понимании В. Е. Хаина, 1970).

В Юго-Восточном Памире в позднепалеозой-раннемезозойское время образуется мощная (4000—5000 м) песчано-сланцевая толща (базардаринская серия — C_3-P_1), сложенная в нижней части разреза терригенной формацией, в средней — карбонатно-вулканогенно-терригенной и в верхней — терригенной. Породы толщи ложатся с угловым несогласием на подстилающие докембрийские отложения и, в свою очередь, также с угловым несогласием перекрываются юрскими. Заметную роль в разрезе играют вулканогенные породы, которые отвечают спилит-диабазовой и щелочной субмеланократовой базальтовой формациям (базардаринская серия — C_3-P_1 , шиндйская — P , тахтабулакская — P и чатырташская — T свиты) (Таджидинов, 1977, 1978). Они имеют сравнительно небольшие мощности (первые десятки — первые сотни метров) и площади развития и отвечают лавовым с шаровой отдельностью и пирокластическим разностям пород, причем, в отдельных случаях последние преобладают (тахтабулакская свита — P). Вулканисты характеризуются высокой щелочностью ($Na > K$), умеренной и высокой меланократовостью, повышенным содержанием Ti , P . В геохимическом отношении намечается специализация на Cu , Pb , W , Ti и P . К ним приурочены сульфидная, медно-колчеданная, титано-магнетитовая минерализации.

Общая особенность позднепалеозойско-раннемезозойских образований Памира — терригенный и терригенно-карбонатный характер отложений и почти полная амагматичность Центрального Памира, развитие терригенных, терригенно-вулканогенных и карбонатно-вулканогенных формаций в Рушано-Пшартской подзоне и Юго-Восточном Памире с преобладанием в разрезах вулканогенных (лавовых и пирокластических) пород. Вулканисты наиболее распространены в Рушано-Пшартской подзоне, менее — в Юго-Восточном Памире. Наибольшая вспышка вулканизма приходится на пермо-триасовое время, вулканисты отвечают щелочным с натровым уклоном, преимущественно меланократовым и субмеланократовым пикрит-базальтам. Породы метаморфизованы в низкотемпературной зеленосланцевой фации и подвергнуты пропилитизации и щелочному метасоматозу.

Развитие Южного Памира в позднепалеозой-раннемезозойское время в общем соответствовало геосинклинальному режиму с некоторыми существенными различиями для отдельных структур: для Цент-

рального Памира — продолжение миеосинклинального растянутого во времени режима, для Рушано-Пшартской подзоны — образование вулканического пояса геосинклинального типа, для Юго-Восточного Памира — эвгеосинклинального. Интрузивные породы в рассматриваемое время в Южном Памире не известны.

Мезозой-раннекайнозойские ($I-P$) отложения существенно отличаются по составу, положению, площади развития, фациям и формациям от всех более древних («Расчленение...», 1976). Наиболее ранние, юрские залегают в Юго-Восточном Памире с угловым несогласием на подстилающих. В основании разреза содержат конгломераты, песчаники, пирокластику (дарбазаташская свита — I_1), в более верхних частях — карбонатные породы (рифовые, органогенные известняки). Меловые отложения отмечаются повсеместно в виде отдельных небольших по площади разрозненных выходов и характеризуются пестрым составом, различным цветом, фаціальным положением и формационной принадлежностью. Выделяются три типа разреза, существенно отличные друг от друга: терригенный, карбонатный и вулканогенно-терригенный (Таджидинов, 1963, 1968, 1975). Первые два типа пространственно часто совмещены и в этих случаях терригенные отложения (K_1) подстилают карбонатные (рудистовые известняки — K_2). Третий тип образований — вулканогенно-осадочный — встречается независимо от первых двух в своеобразных вулканотектонических депрессиях (Бартагская, Салангурская). Вулканыты по составу отвечают лавам и туфам последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации (бартагская — K и салангурская — I_3-K_1 серии) и имеют пространственную, структурную и временную (комагматичную) связь с породами монцитонидной формации ранне-среднепалеогенового возраста.

Для рассматриваемого времени характерно проявление мощного гранитоидного магматизма, продукты которого отмечаются по всей территории Южного Памира. Образование вулканоплутонической ассоциации приводит к проявлению широкой гаммы рудных минерализаций, что наиболее четко прослеживается в пределах Бартагской депрессии (Таджидинов, 1968, 1973). Здесь отмечаются проявления Cu , Au , Ag , Pb , W , Sn и других элементов.

Имеющийся материал позволяет говорить об орогенном режиме в пределах Южного Памира в мезозой-раннекайнозойское время.

Кайнозойские ($P-N-Q$) образования существенно отличаются от более древних рядом особенностей (Таджидинов, 1968; Швольман, 1977). Прежде всего, в позднепалеоген-неогеновое время образуются пестроцветные терригенные грубообломочные, средне- и тонкозернистые, преимущественно песчано-конгломератовые толщи, которые во всех случаях сопровождаются вулканогенными породами. Образуются вулканогенно-осадочные отложения в приразломных прогибах, сопряженных с глубинными разломами в виде вытянутых полос, повторяющих контуры разломов (пшартская серия — P , шамская свита — $P-N_1$).

Важный признак кайнозойского времени — мощное развитие процессов вулканизма с образованием формаций щелочных оливинных базальтоидов, связанных с континентальными, субплатформенными условиями развития. Характерная особенность этого времени — проявление щелочного натриевого (натриевые щелочные базальтоиды и габброиды — $P-N$) и щелочного калиевого магматизма (калиевые щелочные базальтоиды и калиевые щелочные липариты —

N—Q). Наконец, в кайнозойское время Южный Памир имеет внеэпизодическое развитие (субплатформенное на ранних стадиях и автономной активизации — на конечных), а в настоящее время вместе с Высокой (Центральной) Азией представляет собой высокогорное складчато-глыбовое сооружение, являясь узлом, в котором сходятся высокогорные системы Каракорума, Куэньлуня, Гиндукуша и Гималаев.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Южный Тянь-Шань. Наиболее древние интрузивные образования региона сосредоточены в Каратегинской подзоне и представлены докембрийскими породами перидотит-пироксенит-габбровой (pс) формации, которая в последнее время условно датируется как девон («Расчленение...», 1976).

Мафит-ультрамафитовые массивы в виде небольших линзообразных и межпластовых тел размером до $1,0 \times 0,3$ км прорывают архейскую метаморфическую толщу и рифей-нижнепалеозойские отложения Каратегина. Наиболее крупные массивы — Каракорумский, Шаурский и др. Они сложены перидотитами, пироксенитами, габбро-пироксенитами, габбро-амфиболитами и габбро, метаморфизованными в той или иной степени, и в свою очередь пересекаются дайками и штоками более поздних девонских (?) гранитоидов.

Слабая изученность мафит-ультрамафитовых образований Каратегина не позволяет точно датировать и конкретизировать их формационную характеристику. Однако тесная связь мафит-ультрамафитов с архейской толщей, слабая метаморфизованность, широкое развитие среди них пироксенитов позволяют нам отождествить их с аналогичными образованиями Тянь-Шаня и Юго-Западного Памира и отнести к единой дунит (перидотит)-пироксенит-габбровой формации докембрийского возраста. Такого же мнения о возрасте мафит-ультрамафитов Каратегина и М. М. Кухтиков (1969).

В Каратегинской же подзоне среди архейских (?) гнейсов, сланцев и мраморов расположены немногочисленные гранитоидные интрузии размером от 5—10 до 300 км², условно датируемые как средне-позднедевонские (?). В западной части подзоны распространены массивы гранит-гранодиоритовой формации (D_2 ?), а в восточной — диорит-плагιοгранитовой (D_{2-3} ?).

Породы гранит-гранодиоритовой формации составляют крупный Сангикарский (Гармский) массив площадью 30×10 км и ряд более мелких (10—15 км²) — Шахидаринский, Руозский и др. Они представлены метасоматическими и метасоматически-палингенными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, меланократовыми адамеллитами, плагιοгранитами и гранодиоритами, реже кварцевыми диоритами. Характерная особенность этих гранитоидов — присутствие в их составе кордиерита (0,3—2,9%) и граната (0,1—2,9%).

Породы диорит-плагιοгранитовой формации составляют Хаитский, Каланаакский, Нимчакский и другие массивы площадью от 5 до 50 км², которые в виде пластообразных и дискордантных тел прорывают архейскую (?) метаморфическую толщу. Они представлены главным образом амфибол-биотитовыми кварцевыми диоритами (90% всех пород), реже биотитовыми плагιοгранитами и гранитами с характерными гнейсовидными текстурами.

М. М. Кухтиков (1969), учитывая геологическое положение, своеобразие состава и текстурные особенности пород, считает возраст гра-

нитойдных массивов Каратегина докембрийским. С этим, очевидно, следует согласиться, так как гранитоиды такого состава, относимые к девону, в палеозойских толщах других подзон Южного Тянь-Шаня неизвестны. Кроме того, среднедевонский возраст пачки мраморов (300 м), прорываемой этими гранитоидами, является весьма спорным, и не исключен ее докембрийский возраст («Расчленение...», 1976).

В нижнем и среднем палеозое в Южном Тянь-Шане интрузивная деятельность по существу не проявлялась. Она получила широкое развитие лишь в верхнем палеозое — раннем мезозое, когда в геосинклинальную стадию в этом регионе вслед за излиянием силур-девонских базальтоидов произошло внедрение мафит-ультрамафитовых интрузий (Pz_2), а в орогенную — становление крупных гранитоидных массивов (C_3-P_1). Гранитоиды — наиболее распространенные породы в Южном Тянь-Шане, слагают более 95% всех интрузивных образований. Завершилась интрузивная деятельность в рассматриваемом регионе внедрением небольших интрузий щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов (P_2-T_1), а также даек и трубок взрыва щелочных базальтоидов и щелочных габброидов (T_3) в стадию посторогенной активизации.

По северной периферии Южного Тянь-Шаня, в зоне Южно-Ферганского разлома в виде двух субширотных полос (Канской и Сарталинской) расположены небольшие линзовидные и пластообразные тела и массивы мафитов и ультрамафитов размером от нескольких сот квадратных метров до нескольких квадратных километров, относящихся к Кызылкум-Южно-Ферганскому офиолитовому поясу. Они прорывают терригенно-вулканогенную слабо метаморфизованную силур-девонскую толщу. Некоторые из этих массивов и тел, преимущественно мелких, относятся к протрузиям с тектоническими контактами, другие имеют отчетливо выраженные термальные интрузивные контакты (Араванский, Джейранбельский, Южно-Киргизатинский массивы — «Каталог...», 1975). В Канской полосе, а также в горах Алдыяр и Намаздек тела мафитов и ультрамафитов будинированы, рассланцованы и разлитованы, что дало основание В. С. Буртману (1968), Г. И. Макарычеву (1976) и др. отнести их к серпентинитовому меланжу.

Мафит-ультрамафитовые массивы Южной Ферганы сложены преимущественно алогарцбургитовыми серпентинитами, реже — интенсивно серпентинизированными перидотитами, дунитами и лерцолитами, а также авгитовыми, диаллаговыми габбро и габбро-амфиболитами.

Условия залегания, состав и химизм слагающих пород позволяют отнести эти массивы к формации альпинотипных ультрамафитов (габбро-перидотитовой). Возраст мафит-ультрамафитовых интрузий спорный и трактуется различными исследователями по-разному: от докембрия до раннего — среднего карбона, чаще как среднепалеозойский. Более подробно мафиты и ультрамафиты Южного Тянь-Шаня и Северного Памира охарактеризованы в работе И. Х. Хамрабаева и др. (1982).

Верхнепалеозойские гранитоидные интрузии распространены во всех подзонах центральной части Южного Тянь-Шаня, но преимущественно в Туркестано-Алайской и Зарафшано-Алайской. Наиболее ранние породы габбро-диоритовой формации (C_2) слагают Рама-Вадифский (50 км²) и Матча-Мируминский (20 км²) массивы и ряд мелких штоков в верховьях р. Зарафшана. Они представлены в основном квар-

цевыми диоритами, реже диоритами и габбро. Особенностью химизма кварцевых диоритов является их повышенная магнезиальность и известковистость при пониженной щелочности ($Na < K$).

Наиболее широко распространены в Южном Тянь-Шане гранитоиды диорит-гранодиоритовой формации (C_3-P_1). Они слагают крупные многофазные гипабиссальные Кичикалайский (550 км²) и Каракызский (110 км²) массивы, расположенные в осевой части Алайского хребта, а также более мелкие (10—60 км²) штокообразные тела на южном склоне этого же хребта и в Восточном Алае (Сарыкмогольский, Чалкуйрюкский, Турукский, Блеулинский, Аскалинский и другие массивы). В строении этих массивов участвуют главным образом гранодиориты и кварцевые диориты, с которыми иногда ассоциируют габбро-диориты, монзониты, кварцевые мангериты, тоналиты и граниты. При этом более меланократовые породы слагают периферические, а гранодиориты — центральные части массивов.

Породы диорит-гранодиоритовой формации характеризуются пониженной глиноземистостью и известковистостью, повышенной железистостью и магнезиальностью при умеренной щелочности ($Na > K$). Некоторые породы Чалкуйрюкской группы интрузивов (монзонит, щелочноземельный сиенит и др.) имеют резко повышенную натровую щелочность.

С интрузиями диорит-гранодиоритовой формации (C_3-P_1) почти повсеместно в Южном Тянь-Шане генетически связана сульфидно-редкометалльная (существенно мышьяково-вольфрамовая и мышьяково-кобальтовая) и золотая минерализация.

Гранитоиды гранитовой формации (C_3) распространены в Туркестано-Алайской подзоне, в осевой части Туркестанского хребта, где слагают крупный Тро-Самженский двухфазный гипабиссальный плутон (свыше 200 км²) и два небольших (10—15 км²) массива. Они представлены биотит-амфиболовыми порфировидными гранодиоритами и гранит-адамеллитами, реже аплитовидными гранитами. По химизму относятся к известково-щелочным ($Na < K$) гранитоидам с повышенной глиноземистостью.

Гранитоиды гранит-гранодиоритовой формации (P_1) широко распространены в восточном окончании Зарафшано-Алайской и Каратегинской подзон. Наиболее крупные массивы этой формации — многофазные гипабиссальные Ачикалминский (400 км²) и Минбулакский (200 км²), расположенные на южных склонах Алайского хребта, а также ряд (8—10) сравнительно мелких (до 20—30 км²) интрузивов. В составе пород этих массивов преобладают порфировидные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты, реже по периферии — кварцевые диориты. Они характеризуются несколько повышенной магнезиальностью и известковистостью при умеренной щелочности ($Na < K$).

Герцинский тектоно-магматический цикл в Южном Тянь-Шане завершается внедрением небольших (1—30 км²) штокообразных и лакколитоподобных массивов, сложенных породами щелочно-гранитоидной формации (P_2-T_1), которые распространены главным образом в восточной части Каратегинской подзоны. Общая площадь всех массивов щелочных пород около 200 км². Самые крупные из них — Ярмазарский (30 км²), Нижнедовонасуйский (20 км²) и Верхнедараипиозский (16 км²). Эти массивы сложены, как правило, породами двух фаз: ранней, представленной щелочными сиенитами и нефелиновыми сие-

нитами, и поздней — щелочными гранитами. Отдельные более мелкие массивы являются однофазными. В петрохимическом отношении фельдшпатоидные сиениты относятся как к миаскитовому, так и к фойяитовому ряду; граниты по химизму занимают промежуточное положение между нормальными и щелочными.

В стадию посторогенной активизации в Зарафшано-Алайской и Каратегинской подзонах внедрились также мелкие штоки (до 1 км^2), дайки ($1-30 \times 200-1500 \text{ м}$) и трубки взрыва (от 5×10 до $50 \times 250 \text{ м}$) щелочных габброидов и базальтоидов (T_3). Их детально изучали Р. Б. Баратов, В. А. Кутенев, И. В. Мушкин и др.

Наиболее интересные образования — трубки взрыва, сложены анальцимовыми базальтами, мончикит-лимбургитами, пикритовыми порфиритами и их пирокластами с включениями (нодулями) глубинных (мантийных?) пород — клинопироксенитов, ортопироксенитов, шпинелевых лерцолитов и др. Состав нодулей трубок взрыва позволил И. В. Мушкину (1979) высказать мнение о существенно пироксенитовом составе верхней мантии (до глубины 150 км) Южного Тянь-Шаня с подчиненной ролью лерцолитов.

Северный Памир. Интрузивный магматизм западной и восточной частей региона различен. В западной части распространены (интрузивные образования докембрийского ($PR_1?$) и герцинского (C_1-P) тектоно-магматических циклов, в восточной же — лишь позднегерцинско-раннекеммерийского (P_2-T) тектоно-магматического. Гранитоиды резко преобладают над другими типами интрузивных пород.

Наиболее древние докембрийские интрузивные образования распространены в Калайхумб-Сауксайской и Курговатской подзонах и представлены породами ортоамфиболитовой ($PR_1?$) формации.

Интрузивные образования этой формации характеризуют протогеосинклинальную стадию раннепротерозойского? тектоно-магматического цикла. Они представлены дайками и межпластовыми телами ортоамфиболитов мощностью $1-20 \text{ м}$ и протяженностью $2-3 \text{ км}$, залегающих среди метаморфических отложений и составляющих до 10% объема ее пород. Ортоамфиболиты — плотные, гнейсовидные, участками рассланцованные породы зеленого (почти черного) цвета, состоящие из роговой обманки, альбит-олигоклаза, биотита, кварца, эпидота-цоизита, реже актинолита, хлорита, карбоната; из акцессорных преобладают титано-магнетит, сфен, лейкоксен. Они сформировались в результате метаморфизма в условиях амфиболитовой фации интрузивных мафитовых пород от габбро-диорита до меланократового габбро, о чем свидетельствуют их минеральные парагенезисы и петрохимические особенности.

Докембрийские гранитоиды мигматит-плагногранитовой формации слагают Курговатский массив (44 км^2), а также и небольшие (до 10 км^2) массивы ледников Гармо, Сурайшо и Федченко, прорывающие раннепротерозойские? метаморфические отложения боршитской серии и сформировавшиеся, очевидно, в консолидационную стадию. Они представлены в основном гранодиорито-, плагιοгранито-, реже гранито-гнейсами и инъекционными плагиомигматитами.

Основные черты химизма гранодиорито- и плагιοгранито-гнейсов — их повышенная кремнеземистость, известковистость и магнезиальность при низкой щелочности ($\text{Na} > \text{K}$). Плагиомигматиты по химическому составу близки к среднему типу аляскитов. Породы перидотит-анортзит-габбровой формации слагают Гишунский расслоенный интрузив

(40 км²) в верховьях р. Обихумбоу, образовавшийся, по-видимому, в байкальский этап постконсолидационной тектоно-магматической активизации (PR?). Среди пород этого интрузива преобладают анортозитовые габбро и габбро (более 97% объема всех пород) с характерными полосчатыми текстурами, в резко подчиненном количестве встречаются перидотиты (2%) и габбро-перидотиты (0,5%). Докембрийский возраст Гишунского интрузива, установленный В. В. Нарижневым и В. М. Стебловой (1979), остается пока проблематичным, так как интрузив нигде не прорывает раннепротерозойскую? метаморфическую толщу и пространственно приурочен к полосе развития раннекаменноугольных вулканитов и прорывающих его гранитоидов габбро-диорит-плагиогранитовой формации (C₁).

Интрузивная деятельность герцинского тектоно-магматического этапа в западной части Северного Памира началась с внедрения мафит-ультрамафитовых интрузивов, которое происходило в нижнем карбоне по зонам глубинных разломов вслед за излияниями раннекаменноугольных вулканогенных образований в собственно геосинклинальную стадию.

Свыше 40 небольших массивов и тел мафитов и ультрамафитов распространено во всех подзонах западной части Северного Памира. Наиболее крупные из них — Кеврон-Джарфский (13—15 км²) и Висхарвско-Дархарвакский (12 км²). Мы (Хамрабаев и др., 1982), а также А. П. Карякин (1980), независимо друг от друга впервые установили для этих массивов, а также для Бунайского и Техарвского, термальные контакты с вмещающими зеленокаменными сланцами (V?—O и C₁), ороговикованными в зоне контакта с образованием биотит-кордиеритовых роговиков. Этот факт, несомненно, свидетельствует об интрузивном происхождении мафитов и ультрамафитов Северного Памира и опровергает господствовавшее мнение об их протрузивном характере.

Все мафит-ультрамафитовые массивы и тела сложены апогарцбургитовыми серпентинитами и апогаббровыми амфиболитами при резком преобладании первых (10:1). По составу, петрохимическим, геохимическим особенностям и условиям образования ультрамафиты Северного Памира весьма сходны с южнотяньшанскими и относятся к одной и той же формации альпинотипных ультрамафитов (габбро-перидотитовой).

Следует отметить, что возраст серпентинитовых массивов в западной части Дарваз-Сарыкольской подзоны (правобережье р. Ванч) датируется на геологических картах Таджикистана и Средней Азии как позднепермский, а В. М. Стеблова и В. В. Нарижнев (1975, 1976, 1977) высказывают мнение о докембрийском — рифейском? возрасте мафит-ультрамафитовых образований в Калайхумб-Сауксайской и Курговатской подзонах. Наши исследования показали, что представления как о позднепермском, так и рифейском? возрасте альпинотипных ультрамафитов Северного Памира мало обоснованы.

История геологического развития этого региона и условия залегания массивов и тел мафитов и ультрамафитов, сходство петрографического и химического составов свидетельствуют в пользу их образования в раннекаменноугольное время и об их одновозрастности.

В раннеинверсионную стадию произошло внедрение пород габбро-диорит-плагиогранитовой формации (C₁), которые часто прорывают мафит-ультрамафитовые образования. Массивы этой формации рас-

положены преимущественно в Калайхумб-Сауксайской подзоне, крупнейший из них — Обихумбоуский (400 км²). Он многофазный, гипабиссальный и сложен в основном кварцевыми диоритами и тоналитами, реже амфиболовыми габбро, габбро-диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами и гранитами, которые характеризуются пересыщенностью кремнеземом, повышенной железистостью и пониженной известковистостью и щелочностью ($\text{Na} > \text{K}$).

В орогенную стадию развития внедрились гранитоиды гранит-лейкогранитовой формации (P_2), слагающие Мазарский гипабиссальный массив (105 км²) в Калайхумб-Сауксайской подзоне. Породы массива по составу отвечают лейкократовым и двуслюдяным гранитам, которые петрохимически близки к среднему граниту и отличаются от него повышенной кремнеземистостью и железистостью и пониженной глиноземистостью и известковистостью при умеренной щелочности.

Герцинский тектоно-магматический цикл в западной части Северного Памира завершается в пермо-триасе внедрением мелких (до 5—10 км²) штокообразных и линзовидных тел диоритов, габбро-диоритов, диоритовых порфириров (P_2) и мелких (до 1—2 км²) штоков и даек интрузивных андезитовых порфириров (T_3) в Дарваз-Заалайской подзоне.

Восточная часть Северного Памира (Каракульская подзона и юго-восточная часть Дарваз-Сарыкольской подзоны) вплоть до конца палеозоя, по мнению Б. П. Бархатова (1963), была приподнятой протерозойской (?) складчатой зоной и магматические образования допермского возраста здесь не известны. Максимум интрузивной деятельности связан с пермо-триасовым тектоно-магматическим циклом.

В раннеинверсионную стадию вдоль зон глубинных разломов произошло внедрение крупных интрузивов габбро-перидотитовой и габбро-плагиогранитовой формации (P_2). К ним относятся слабо изученные Баляндкинский трещинный плутон (200 км²) и Дарвазский массив (200 км²).

В строении Баляндкинского интрузива участвуют породы обеих вышеназванных формаций — перидотиты, пироксениты, габбро, диориты, плагиограниты и их разновидности. Преобладают габбро и диориты, которые чередуются с линзами и полосами серпентинизированных ультрамафитов. Все породы сильно изменены — катаклазированы и милонитизированы. В. И. Буданов и др. (1978) относят Баляндкинский массив к «меланжевой протрузии», время становления которой условно датируется как поздняя пермь.

В составе Дарвазского массива преобладают диориты и плагиограниты габбро-плагиогранитовой формации, в интенсивно измененных плагиогранитах в центральных участках массива иногда встречаются ксенолиты серпентинитов и амфиболитов.

Породы габбро-диоритовой группы подвержены интенсивной амфиболитизации или полному зеленокаменному перерождению.

В орогенную стадию происходит консолидация восточной части Северного Памира, которая сопровождалась внедрением позднеинверсионных гранитоидов гранит-гранодиоритовой формации (T_3). Выходы гранитоидов этой формации образуют субширотную полосу к востоку от Памирской оси. Общая площадь лишь восьми массивов, по данным В. С. Луткова («Петрология»..., 1978), составляет почти 1500 км², или 60% площади всех интрузивных образований Северного Памира. Наиболее крупные из них — Танымасский (500 км²), Урта-

бузский (200 км²), Северо-Каракульский (300 км²), Восточно-Каракульский (165 км²) и др. Все они многофазные, по глубинности мезо- и гипабиссальные. Наиболее распространены породы главной фазы — биотитовые гранодиориты, адамеллиты Танымасского интрузива и лейкократовые двуслюдяные граниты остальных массивов. Породы ранних фаз, слагающие краевые части массивов, представлены кварцевыми диоритами, диоритами и монцонитами, а поздних — лейкократовыми гранитами и аляскитами. В петрохимическом отношении гранитоиды гранит-гранодиоритовой формации (T_3) представляют собой щелочноземельную калиевую умеренно кислую серию повышенной основности.

Центральный и Южный Памир. Как отмечалось выше, каждая из подзон региона имеет индивидуальное геологическое строение и особенности интрузивного магматизма, хотя в некоторые периоды они прошли общие этапы развития. К ним относятся периоды максимального гранитообразования (K_1-P) и автономной тектоно-магматической активизации ($P-N$).

Южный Памир — это область проявления разнообразного магматизма: ультрамафитового, мафитового, гранитоидного и щелочного, для которой характерны разновозрастные интрузивные образования от архея до неогена включительно.

Интрузивные образования Центрального Памира тяготеют к его западному и восточному флангам. В Юго-Восточном Памире они приурочены к его западной части. В Рушано-Пшартской подзоне интрузии распространены относительно равномерно по всей территории, а в Юго-Западном Памире сконцентрированы по северо-восточной периферии.

Тектоническое положение интрузивных образований региона определяется приуроченностью к нарушенным разломам и участкам крупных пликативных структур. Основная масса гранитоидных массивов приурочена к антиклинориям, но некоторые интрузивные образования пространственно тяготеют к глубинным разломам.

Среди морфологических форм интрузивов распространены как изометрические, куполообразные, так и пластовые, межформационные тела. Характерная особенность интрузивных образований — ориентировка их выходов параллельно основным структурам региона.

Площадь распространения интрузивных образований на территории Центрального и Южного Памира около 9 тыс. км². Среди них преобладают мел-палеогеновые гранитоиды. Среднее отношение площадей гранитов и гранодиоритов достигает 2:1. Основные, ультраосновные и щелочные породы составляют лишь незначительную долю всех интрузивных образований (2—3%).

В пределах Центрального и Южного Памира известны выходы более 310 разнообразных крупных и мелких интрузивных массивов, которые относятся к двум магматическим этапам: докембрийскому и мезозой-кайнозойскому.

Магматические образования докембрийского этапа размещаются исключительно в пределах распространения кристаллических толщ докембрия (развиты в пределах горанской, шахдаринской, музкольской серий, а также приурочены к зоне даршайского разлома). Они отличаются от мезозой-кайнозойских плутонов прежде всего механизмом образования пород, обусловленным разной глубиной станов-

ления массивов, большей частью несут черты палингенных, анатектических образований.

К докембрийским магматическим образованиям в Южном и Центральном Памире относятся мигматит-гранитовая (Зугвандский, Зорбулюкский и другие массивы), дунит-пироксенит-габбровая Даршайский, Кукуртский, Чечектынский, Патыкутекский, Кокбулакский и др.), чарнокитовая (Романитский и др.) формации.

К мигматит-гранитовой формации (AR?) относятся разнообразные мигматиты, пегматиты и мелкие тела анатектического типа гранитондов. Их характерная черта — пластовая форма, в составе формации выделены мигматиты, гранито-гнейсы, плагиограниты, аляскиты, аплиты и их промежуточные разновидности. Индивидуальной особенностью описываемой формации является высокое содержание в их составе кремнезема, щелочей ($Na > K$), лейкократовый характер, что обусловлено низким содержанием в них железа. Гранитонды обогащены акцессорным гранатом и силлиманитом. С мигматит-гранитовой формацией связаны скарны с флогопитовой, форстеритовой и шпинелевой минерализациями, а также проявления драгоценных камней (прозрачный скаполит, рубин, турмалин).

Дунит-пироксенит-габбровая формация (AR?) (Даршайский, Кукуртский, Чечектынский, Кокбулакский, Патыкутекский и другие массивы) представлена сравнительно мелкими согласными, реже секущими телами, развитыми только в древних кристаллических толщах, метаморфизованных в гранулитовой, амфиболитовой и регрессивной, зеленосланцевой фациях высоких и средних температур и давлений. Породы рассланцованы и будинированы. В составе формации выделены метаморфизованные лерцолиты, пикриты, кортландиты, пироксениты, габбро-диабазы, образующие многочисленные тела линзообразной, чечевицеобразной и неправильной формы (Буданова, 1974). Размеры их — обычно десятки метров в поперечнике, при длине от первых десятков до нескольких сотен метров. Региональный метаморфизм в ультрамафитах приводит к образованию амфибола типа паргасита с железистостью 20—30% и пиральспитового граната с варьирующей железистостью 46—59% («Расчленение...», 1976).

По химическому составу дунит-пироксенит-габбровая формация характеризуется высокой меланократовостью, щелочностью ($K > Na$), повышенным содержанием титана и фосфора, недосыщенностью глиноземом и кремнеземом. С этой формацией связана титан-магнетитовая минерализация. Описываемая формация проявилась в протогеосинклинальный этап развития региона и распространена в Юго-Западном Памире и восточной части Центрального.

Чарнокитовую формацию (AR?) в рассматриваемом объеме впервые выделили К. Т. Буданова и В. И. Буданов (1975, 1976). К ней относятся многочисленные мелкие тела гранатовых гранодиоритов и гиперстеновые породы гранитного состава, т. е. типичные чарнокиты, которые развиты в Юго-Западном Памире. Выходы пород формации расположены цепочкой в зоне сочленения разнородных структур и приурочены к зоне Даршайского разлома; тела линзовидной, пластообразной и штокообразной формы, в плане имеют изометричную, либо неправильную форму, площадь 1—3, реже 6—8 км².

Предположение о древнем докембрийском возрасте чарнокитов (Буданов, Буданова, 1975) подтверждают радиологические исследования Л. Л. Шанина, В. Н. Волкова и др. (1975), которые получили

цифры 1,5—1,9 млрд. лет уран-свинцовым и изохронным рубидий-стронциевым методами.

Отличительная особенность чарнокитовых массивов — неоднородность их строения. В их составе — различные породы от габбро-норитов, гранодиоритов, гранодиорит-гнейсов и граносиенитов до чарнокитов, наиболее широко распространены гранодиориты и чарноэндрбиты. Биотиты пород формации отличаются высокой железистостью, повышенным содержанием К и F, резко пониженной концентрацией Na и Мп, очень высокой титанистостью.

Особенность химического состава пород формации заключается в несколько пониженной кремнекислотности и глиноземистости, повышенной известковистости, железистости и низкой щелочности ($K > Na$), а также резко повышенном содержании Ti и Р. Характерной геохимической особенностью является повышенная концентрация рубидия и фтора при малых количествах бора («Петрология...», 1978).

Мезозой-кайнозойские интрузивные образования на территории Южного Памира определяют лицо региона. Здесь при отсутствии формаций начального этапа широко развиты орогенные гранитоидные интрузии, которые образовывались в условиях малых и средних глубин.

К мезозой-кайнозойским глубинным магматическим образованиям относятся габбро-диабазовая, габбро-сиенитовая, монцонитоидная формации, высокоглиноземистых гранитов, гранодиорит-гранитовая, гранит-граносиенитовая, щелочных габброидов и калиевых щелочных базальтоидов.

Габбро-диабазовая формация (Глыксурдинский — T_3-I_1 , Зайчский, Оудунский — K_1 и другие массивы) распространена в Центральном и Юго-Восточном Памире. К ней относятся многочисленные пластовые и трещинные, реже мелкие штокообразные тела основного состава, сложенные габбро, рудным габбро, габбро-диабазами, реже габбро-диоритами. Крупные массивы (Зайчский) имеют размеры 1,5—2×25 км, мощность мелких пластовых тел от 0,5 до 20 м.

Характерные акцессорные минералы — рудные: магнетит, титано-магнетит, ильменит. Специфические черты химизма пород формации — обогащенность двуокисью титана и пониженная известковистость. С габбро-диабазовой формацией генетически связана титан-магнетитовая минерализация.

Габбро-сиенитовая формация распространена в Юго-Восточном Памире. Интрузивные образования, входящие в нее, представлены Сассыксайским и Кызылджилгинским ($K-P$) массивами в форме трещинных тел (до 0,5—0,8×6 км), сложенных габбро-монцонитами и кварцевыми сиенитами. Их химизм характеризуется возрастанием кислотности и кальциевости пород от ранних фаз интрузий к поздним при уменьшении железистости и титанистости, геохимически они специализированы на олово и торий.

Монцонитоидная формация (Аксуйский и Айдынкульский массивы, I_3-K_1) распространена только в Юго-Восточном Памире. Ее особенностью является вулканоплутонический характер. В нее входят небольшие интрузивные и эффузивные тела монцодиоритов, монцонитов, кварцевых монцонитов, латитов и дацитов. Породы формации относятся к антимонит-касситеритовому акцессорному типу. В петрохимическом отношении они имеют высокую щелочность, магнезиальность и калиевость; положительно геохимически специализированы на олово и бор.

Формация высокоглиноземистых гранитов распространена в Ру-

шано-Пшартской подзоны (Хиджисский — I_2 и Джизевский — I_3 — K_1 массивы), Юго-Восточном (Базардаринский и Башгумбезский — K — P массивы) и Юго-Западном Памире (Памиро-Шугнанский, Намангутский — K и другие массивы).

Тектоническое положение интрузивных массивов формации определяется принадлежностью к нарушенным участкам крупных пликтивных структур, отчего массивы приобрели линейновытянутые пластобразные или трещинные формы, большей частью согласные с простиранием основных пликтивных и разрывных структур подзон. В пространстве интрузии представляются крутопадающими пластами, согласными со складчатыми структурами II порядка (Хиджисский массив) или секущими эти структуры близвертикальными трещинными телами (Джизевский массив).

Другая группа интрузивных образований представлена межформационными пластовыми (Памиро-Шугнанский массив), а также изометрическими, штокообразными и куполообразными телами (Башгумбезский и Базардаринский массивы). Высокоглиноземистые граниты характеризуются интенсивным развитием постмагматической калишпатизации и мусковитизации, наличием биотитов средней железистости и высокой глиноземистости. Гранитоиды обогащены минералами летучих компонентов и относятся к турмалин-монацит-силлиманит-андалузитовому акцессорно-минеральному типу (содержание турмалина более чем в 20 раз превосходит среднее значение для этого типа пород). Геохимически гранитоиды специализированы на литий, рубидий, цезий, бериллий, олово и бор; с ними генетически связаны проявления олова, вольфрама, редкометалльные пегматиты и метасоматиты.

Гранодиорит-гранитовая формация (K — P) в Центральном и Южном Памире наиболее широко распространена. К ней относятся более 130 крупных и мелких массивов (общей площадью свыше 4500 км²), из которых самые крупные — Ванчский, Ровхарвдаринский (285 км²), Колгайский (130 км²), Кударинский (160 км²), Джамакский (80 км²), Лянгарский, Койтезекский, Аличурский, Рушанский (400 км²) и некоторые другие. Гранитоиды описываемой формации проявились в связи с главной фазой складчатости в мел-палеогеновое время. Они представлены межформационными интрузиями средних и крупных размеров, чаще изометрическими и субизометрическими в плане, дискордантными, штокообразными и куполообразными телами, которые имеют пестрый состав слагающих их пород, многофазное формирование. Для массивов формации характерно большое содержание ксенолитов глубинного происхождения и широкое развитие явлений гибридизма.

Интрузивным образованиям мел-палеогена свойственны черты, присущие формациям молодых складчатых областей, формировались они в узком возрастном интервале, в условиях малых и средних глубин. Общая черта — почти исключительно гранитоидный состав (биотитовые граниты и гранодиориты). Специфическая черта химизма гранитоидов — повышенная щелочность, весьма высокая калиево-глиноземистость и магнезиальность. Устанавливаются высокая магнитность пород, зараженность акцессорным ортитом, браннеритом, турмалином, касситеритом, молибденитом, а также высокая частота встречаемости киновари и антимонита. Гранитоиды формации в геохимическом отношении характеризуются резко повышенной концентрацией олова, бора и фтора, они также специализированы на торий и редкоземельные элементы. С ними пространственно и генетически связаны молибденит-

вольфрамит-касситеритовая, кварц-касситеритовая, золото-сульфидно-шеелитовая, редкометалльно-альбитит-сфалерит-галенитовая, титано-магнетитовая и хрусталоносная минерализации. Молибденоносные гранитоиды формации содержат большое количество аксессуарных минералов железа (магнетит) и титана (ильменит и титано-магнетит), к ним приурочены магнетитовые скарны.

Гранит-граносиенитовая формация представлена интрузивными массивами и малыми интрузиями повышенной щелочности. Породы формации распространены в Центральном (жилоподобные тела и небольшие штоки гипабиссальных гранитов и щелочных пород — N , Ванчского и Язгулемского хребтов, а также Тузакчинский — K_2-P , Бердышский — P массивы) и Юго-Восточном Памире (дайки, конические и кольцевые интрузии, интрузии центрального типа, эффузивные потоки Бахмалджилги — K_2-P). Интрузии описываемой формации тяготеют к крупным разломам, имеют трещинную или штокообразную форму, обычно вытянуты в северо-восточном направлении, представлены кварцевыми сиенитами, граносиенитами, гранитоидными порфирами, кварцевыми монцонитовыми порфирами или кварцевыми латитами, граносиенитовыми порфирами, трахилипаритами. Химизм пород неоднородный, особо выделяется высокая щелочность в сочетании с пониженной кремнекислотностью. В геохимическом отношении специализированы на олово, литий, барий, уран, торий. Породы обогащены баритом, топазом и пиритом.

Формация натриевых щелочных габброидов (N) объединяет многочисленные мелкие тела габброидов в районе пер. Ак-Байтал. Это тела трубчатой или дайкообразной формы, приуроченные обычно к зоне разломов, разграничивающих Северный и Южный Памир. Породы формации представлены габбро, габбро-диабазами, эссекситовыми (калишпатизированными) габбро, диоритами, диабазами и диабазовыми порфиритами. В геохимическом отношении породы формации специализированы на литий и таллий («Петрология...», 1978).

Формация калиевых щелочных габброидов и базальтоидов (N) развита в пределах Центрального и Юго-Восточного Памира (Дмитриев, 1976) и представлена многочисленными мелкими массивами калиевых щелочных пород, а также цепочкой трубок взрыва и субвулканических массивов. Как трубки взрыва, так и дайки приурочены к разломам, либо к скрытым расколам фундамента. Описываемые магматические образования имеют внезональное распределение и связаны с неогеновым этапом автономной активизации Памира. Они часто прорывают мел-палеогеновые гранитоиды Центрального Памира. Породы формации состоят из пироксен-санидиновых сиенит-порфиров, псевдолейцитовых тингуаитов, микросиенитов, бостонитов, фергусит-порфиров, псевдолейцитовых сиенитов, туфов фергусонит-порфиров. По Э. А. Дмитриеву (1978), каждая из выделенных групп является производной либо глубинного, либо промежуточного очага. Специфическая черта химизма пород — высокая щелочность с резким преобладанием калия над натрием и недосыщенность кремнеземом. В геохимическом отношении породы формации резко обогащены бором и фтором, намечается также отчетливая геохимическая специализация пород формации на литий, таллий, радиоактивные и редкоземельные элементы.

Таким образом, Центральный и Южный Памир развивались как типичные складчатые области с соответствующим набором магматичес-

ких (плутонических) формаций. Несмотря на определенные отличия, интрузивные формации образуют и одинаковые серии, что свидетельствует о повторяемости процессов магматизма как во времени, так и по латерали.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАВНЕЙШИХ ФОРМАЦИЙ ПОРОД

В основу данного раздела легли материалы по изучению распределения отдельных элементов в различных формациях пород по трассам геолого-геофизических профилей и данные предшествующих исследований в Южном Тянь-Шане и на Памире. Говоря о геохимических особенностях, мы имели в виду распределение химических элементов в горных породах различного генезиса и находящихся в различных тектоно-магматических обстановках.

Многообразие возрастных и петрографических типов пород региона обусловило специфику геохимического фона и наложило отпечаток на проявления минерализации.

В породах главных формаций изучалось распределение натрия, калия, лития, рубидия, цезия, меди, свинца, цинка, урана, тория, золота и серебра. Выбор именно этой группы элементов для изучения объясняется следующим:

1) порообразующие элементы (кремний, кальций, алюминий, железо, титан, магний и фосфор) довольно детально охарактеризованы в предыдущих работах в связи с выяснением петрохимических и геохимических характеристик магматических и некоторых метаморфических формаций; 2) выбранные элементы, за исключением радиоактивных, характеризуют основной минерогенетический облик исследуемого региона; 3) изучение радиоактивных элементов диктуется необходимостью выяснения причин отсутствия минерализации этих элементов и определения вклада их в энергетический баланс литосферы.

Каменный материал для геохимических и иных исследований отбирали в разное время И. Х. Хамрабаев (1959, 1974—1978), Р. А. Магдиев (1974—1978), И. К. Абубакиров (1975—1978), З. Зияханов (1977), И. Н. Новосельский (1974), М. Б. Акрамов (1969—1978), Х. С. Таджиудинов (1961—1978). Общее количество проб составило более 1350, они были проанализированы различными методами в аналитических лабораториях и кабинетах Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР, ЦХЛ МинГео УзССР, химлаборатории ИГ АН ТаджССР и др. Наряду с традиционными методами полук количественного и количественного спектрального анализа и химических анализов использовались новые методы атомно-абсорбционного на установке Перкин-Эльмер—500, нейтронно-активационного и других анализов (ИГиГ и ИЯФ АН УзССР). Радиоактивные элементы определены люминесцентным и колориметрическим методами с использованием приборов ФАС-1 и ФЭК-1М в кабинете радиометрии и радиохимии ИГиГ АН УзССР.

Совпадение полученных нами геохимических характеристик с результатами предыдущих исследований по отдельным районам и участкам Памира свидетельствует об их достоверности, что позволяет делать некоторые теоретические и практические обобщения.

Впервые геохимические исследования довольно детально были проведены Таджикско-Памирской экспедицией. Наиболее подробно

вещественный состав горных пород и распределение в них редких и рассеянных элементов начали изучаться с 1960 г. сотрудниками Института геологии АН ТаджССР и Управления геологии при Совете Министров ТаджССР. Результаты их исследований отражены в ряде работ (Машталлер; Сизов, Лутков и др., 1971; Лутков и др., 1972; Могаровский и др., 1973; Таджидинов и др., 1973; Могаровский и др., 1974; Аверьянов и др., 1975; Дмитриев и др., 1976; Семенов, Могаровский и др., 1976; Баратов и др., 1977; Баратов и др., 1978; Лаврусевич, Баратов и др., 1978; Могаровский и др., 1979; Акрамов, 1979; Лутков и др., 1978). Однако публикации этих авторов отражают в основном

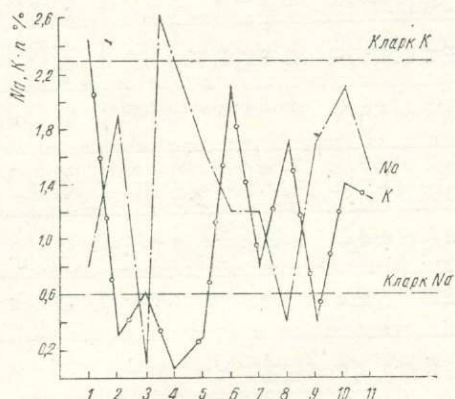


Рис. 3. Распределение содержаний натрия и калия в сланцах вдоль профиля Хабурабат—Ванч (Северный Памир), Составил Р. А. Магдиев, 1979.

1—Хабурабат, 2—Занг, 3—Обихумбоу, 4—Сауксай, 5—Кеврон, 6—Джарф, 7—Висхарви, 8—Пшихарв, 9—Техарв, 10—Чандара, 11—Бунал.

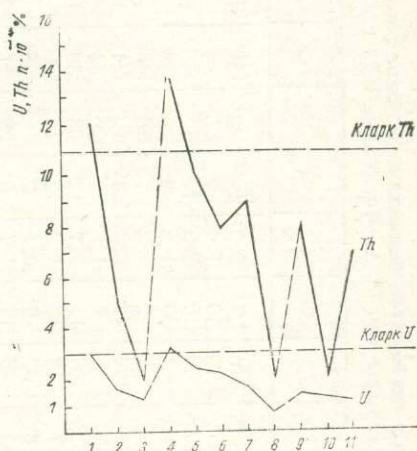


Рис. 4. Распределение содержаний урана и тория в сланцах от древних (PR₁) к молодым (C₁) в створе Западного профиля (Северный Памир). Составил Р. А. Магдиев, 1979).

1—Пшихарв PR₁, 2—Бунал V₁?, 3—Техарв Pz, 4—Хабурабат V—0, 5—Обихумбоу V—0, 6—Джарф V—0, 7—Висхарви V—0, 8—Чандара S₂—D₃, 9—Сауксай C₁, 10—Занг C₁, 11—Кеврон C₁.

геохимию в различных магматических, главным образом гранитоидных, комплексах Памира.

Мы приводим основную геохимическую информацию, полученную нами по западному профилю и северной части восточного (табл. 1, 2).

Осадочно-метаморфические формации. Щелочи в палеозойских сланцах Северного Памира распределены неравномерно. Наблюдается преобладание натрия над калием (табл. 1, рис. 3), за исключением 4 районов (Пшихарв, Хабурабат, Обихумбоу и Джарф), где количество калия больше, чем натрия. Однако общее содержание калия уменьшается от древних сланцев к молодым, а натрия в той же последовательности увеличивается.

В разновозрастных известняках и мраморах количество натрия и калия уменьшается от древних (V?—O) пород к молодым (C₁) при значениях, намного ниже кларковых.

Таблица 1

Сводные данные средних содержаний некоторых химических элементов в различных типах пород Северного Памира на отрезке профиля Калайхумб—Вачи, г/т (по Р. А. Магдиеву, 1979 г.)

Подзона	Место взятия образца	Порода	Кол-во образцов	Na, %	K, %	Li	Rb	Cs	U	Th	Pb	Cu	Zn	Ag	Au	Th/U
Калайхумб-Сауксайская (К—Х—С)	Хабу-Работ	Сланцы	5	0,8	2,4	33	410	27	3,2	14	42	36	103	0,065	0,002	4,3
	Зинг		9	1,9	0,3	17	10	10	1,4	2	26	49	74	0,02	0,002	1,4
	Обихумбоу		5	0,1	0,6	27	40	10	2,5	10	17	69	107	0,11	0,002	3,8
	Сауксай		3	2,6	0,08	6	4	20	1,5	8	9	70	51	0,02	0,002	5,3
	Кеврон		3	1,7	0,3	20	2	8	1,2	7	16	46	120	0,02	0,002	5,8
	Джарф		6	1,2	2,1	14	100	22	2,3	8	19	24	103	1,19	0,002	3,5
Дарваз-Сарыкульская (Д—С)	Висхарви	Вулканиды	11	1,2	0,8	19	50	7	1,7	9	20	43	68	0,06	0,002	5,3
	Пшихарв		2	0,4	1,7	32	80	17	3,1	12	33	30	100	0,28	0,002	3,9
	Техарв		5	1,7	0,4	17	8	13	1,2	2	18	26	72	0,02	0,002	1,6
	Чапдара		2	2,1	1,4	8	30	10	0,7	2	18	20	78	0,02	0,002	2,8
	Бунай		7	1,5	1,3	34	40	18	1,7	5	29	21	99	0,02	0,002	2,8
	Хабу-Работ		2	1,3	0,2	35	10	25	0,4	8	55	77	80	0,02	0,002	20,0
Калайхумб-Сауксайская	Зинг	Известняки и мраморы	3	1,9	0,1	12	5	17	1,6	8	23	58	81	0,05	0,002	4,7
	Обихумбоу		3	0,04	0,2	10	10	5	2,9	9	28	116	48	0,02	0,002	3,0
	Сауксай		14	4,3	0,4	9	10	27	0,8	8	34	64	82	0,04	0,056	11,03
	Джарф		2	2,0	1,3	43	40	30	2,8	8	45	30	13,7	0,08	0,002	2,9
Д—С	Висхарви	Известняки и мраморы	1	0,07	0,3	20	10	5	0,8	9	33	81	5,6	0,02	0,002	11,2
	Бунай		1	2,4	0,3	26	10	40	1,2	4	25	35	110	0,02	0,002	3,3
К—Х—С	Хабу-Работ	Известняки и мраморы	5	0,3	0,6	9	40	11	1,5	9	50	30	44	0,03	0,002	6,0
	Обихумбоу		4	0,1	0,8	16	40	7	2,1	8	33	37	69	0,13	0,002	3,7
Дарваз-Сарыкульская	Висхарви	Известняки и мраморы	2	0,2	0,08	10	2	10	0,5	6	48	267	108	0,08	0,002	12,0
	Техарв		1	0,09	0,05	3	2	5	1,2	2	23	14	13	0,02	0,002	1,6
К—Х—С	Чапдара	Кварцы и кварциты	1	0,08	0,03	1	2	5	0,8	8	20	18	13	0,03	0,002	10
	Хабу-Работ		1	0,02	0,03	1	2	10	2,5	5	13	6	11	0,02	0,002	2,0
К—Х—С	Зинг	Кварцы и кварциты	1	2,7	0,2	2	4	5	0,5	9	25	207	28	0,3	0,002	18,0
	Обихумбоу		1	0,05	0,01	5	2	5	2,5	6	18	15	77	0,16	0,002	0,2
	Сауксай		8	0,8	0,06	1	2	10	1,3	6	18	56,9	13	0,15	0,002	4,8
	Кеврон		2	0,01	0,05	3	2	5	9,2	7	2	28	71	0,02	0,002	6,7
	Джарф		3	0,8	0,3	7	20	13	1,5	8	111	104	413	4,45	0,02966	5,4
	Висхарви		1	4,6	0,7	5	10	5	3,5	—	35	149	22	0,06	0,002	—
Курговат	Курговат	Кварцы и кварциты	1	0,4	0,3	2	10	15	1,5	6	32	35	28	0,05	0,01	3,6

Подзона	Место взятия образцов	Породы	Кол-во образцов	Na, %	K, %	Li	Rb	Cs	U	Th	Pb	Cu	Zn	Ag	Au	Th/U
Д—С К—Х—С	Пшихарв Зинг	Серпентиниты C ₁ —C ₂	1	0.01	0.1	3	8	5	0.8	9	15	40	30	0.04	0.002	12
			3	0.3	0.2	1	3	10	1.1	7	5	32	38	0.02	0.002	6.7
Дарваз-	Кеврон	Серпентиниты C ₁ —C ₂	6	0.04	0.02	3	3	11	1.3	5	35	55	50	0.04	0.002	3.3
	Джарф		1	0.4	0.4	1	6	10	0.5	7	32	25	36	0.02	0.002	14.0
	Висхарви		11	0.3	0.2	2	7	12	1.5	7	36	60	58	0.02	0.002	4.6
	Обихумбоу		8	0.8	0.3	6	9	13	1.4	5	31	34	51	0.05	0.002	3.8
	Техарв		11	0.2	0.1	5	4	10	0.7	4	32	28	67	0.03	0.002	5.0
Сыркольская	Чалдара	Габбро-амфиболиты	1	0.8	0.6	2	30	45	1.5	2	17	12	28	0.02	0.002	1.3
К—Х—С	Бунай		7	0.08	0.2	3	30	15	1.3	4	29	14	55	0.03	0.002	3.0
	Обихумбоу	Габбро-амфиболиты	5	0.1	0.2	8	10	5	1.9	5	14	31	71	0.05	0.002	2.7
К—Х—С	Джарф		8	1.3	0.7	8	30	27	1.7	7	32	34	81	0.03	0.002	4.1
	Висхарви	Гранитоиды	7	1.6	0.4	13	9	10	1.1	7	17	48	53	0.02	0.002	6.0
	Обихумбоу		7	0.9	0.6	10	20	5	2.1	7	29	38	58	0.03	0.002	3.3
	Сауксай		3	3.6	0.1	2	4	8	1.3	7	10	12	22	0.002	0.002	5.4
К—Х—С	Джарф		6	1.7	1.9	11	70	20	2.6	7	12	14	58	0.06	0.002	2.7
	Висхарви	Гнейсы и др.	1	2.8	1.8	10	50	15	3.5	9	18	32	51	0.02	0.002	2.5
	Обихумбоу		9	1.1	0.4	19	10	10	1.3	4	34	212	71	0.06	0.002	3.6
	Висхарви		7	1.7	1.1	11	50	5	2.9	8	32	28	40	0.06	0.002	2.8
К—Х—С	Курговат		10	1.0	0.6	4	40	10	2.6	6	47	18	97	0.06	0.0027	2.3
	Зинг		1	1.6	1.6	16	83	20	2.0	8	25	11	84	0.04	0.002	4.0
Дарваз-Сыркольская	Пшихарв		4	0.3	0.9	8	40	10	2.2	6	31	20	53	0.02	0.002	2.7
Среднее содержание химических элементов в главных типах пород, по А. П. Виноградову (1962)				0.57	0.03	0.5	2.0	0.1	0.003	0.005	0.1	20.0	30.0	0.05	0.005	
				1.94	0.83	15.0	45.0	1.0	0.5	3.0	8.0	100.0	130.0	0.1	0.004	
				2.77	3.34	40.0	200.0	5.0	3.5	18.0	20.0	20.0	60.0	0.05	0.0045	
				0.65	2.28	60.0	200.0	12.0	3.2	11.0	20.0	57.0	80.0	0.1	0.001	

Примечание. Аналитики (Na, K, Li, Rb, Cs, Pb, Cu, Zn, Ag, Au)—сотрудники химической лаборатории Института геологии и геофизики АН УзССР А. Н. Хан, Д. В. Муамеджолова, А. Д. Косолапов, М. К. Убайдуллаева, Н. Ф. Ангальшева, З. В. Чернова, С. Е. Лебедева. Аналитики (U, Th)—сотрудники кабинета радиометрии и радиохимии Института геологии и геофизики АН УзССР Р. А. Магдиев, М. А. Шаисламова, В. К. Матвеева.

Среднее содержание некоторых элементов в магматических и осадочно-метаморфических породах Центрального и Юго-Западного Памира (по М. Б. Акр)

Тектоническая зона	Структурный этаж	Сери́я, свита, система	Петрографический тип пород и их возраст	Кол-во проб.	Li	Rb	Cs	Be	V
Позднемезозойско-раннекайнозойский	Кайнозойский	Пшарт-ская серия	Андезито-базальты P ₃	2	75—126 672	28—48 38	Не обн.	18	240—440 340
			Андезито-базальты K	6	31—151 129	36—172 97	1—24 7	1,0—2,1 1,6	20—300 26
	Бартагская серия		Туфы андезитов K	3	28—42 36	53—100 71	1—2 1,5	1,4—2,1 1,7	230—270 243
			Туфы липарито-дацитов K	3	23—41 31	34—47 41	1—5 3	1,4	30—200 120
			Туфопесчаники K	4	23—26 25	92—118 109	1	0,9—2,1 1,6	210—240 220
			Туфоконгломераты	2	27	48	2	1,0	170
	Позднепалеозойско-раннекайнозойский	Вамарская свита	Углисто-глинистые T ₃ —I ₂	7	35—65 43	72—148 122	3—7 4	1,8—3,6 2,7	100—270 145
			Кварц-полевошпатов. песчаники, алевролиты T ₃ —I ₂	17	10—84 42	13—436 122	1—11 4	1,0—4,0 2,4	30—230 90
Ранне-среднепалеозойский	Девонская система		Доломитизиров. мраморы, известняки	7	4—13 3,6	18—1820 277	Не обн.	1,0—1,8	Сл.—170 120
			Песчаники D ₃	2	Не обн.	26—39 33	Не обн.	0,9—1,8 1,3	Сл.—20 10
			Конгломераты D ₃	3	3—4 3	21—23 22	Не обн.	Не обн.	Сл.—20 10
			Сланцы D ₃	1	14	191	2	Не обн.	170
Ранне-среднепалеозойский	Силурийская система		Известков. сланцы S ₁	5	4—31 15	50—218 104	3	Сл.	Сл.—170 60
			Известняки S ₁	14	4—27 9	18—100 25	Не обн.	Сл.	Сл.—30 15
			Сланцы S ₁	4	4—65 25	43—254 141	3—47 21	2,5—4,6 3,9	5—40 17

Таблица 2

орфических породах Центрального и Юго-Западного Памира (амову), г/т

Cr	Co	Ni	B	Au	U*	Cu*	Zn*	Кол-во проб для U, Cu, Zn
110—6120 3610	Сл.—10 5	Сл.	46,5—155,0 100,7	0,0006—0,0016 0,0011	3,7	99	47	2
20—40 320	Сл.—10 5	200—300 250	3,1—27,9 12,6	0,0010—0,0018 0,0014	2,7	7	39	1
10—20 15	Не обн.	Сл.	13,6—15,1 14,5	0,0010—0,0018 0,0014	1,3	6	85	4
40—200 125	10—80 15	20	14,9—15,8 15,3	0,0008—0,0046 0,0022	1,5	45	19	2
180—200 195	10—20 15	20—30 25	80—90 85	0,0010—0,0016 0,0013	1,7	3	67	2
40	Не обн.	20	28,2	0,0010	3,1	5	51	5
30—90 55	10	10—50 35	44,6—117 83,0	0,0006—0,0046 0,0025	3,0	55	66	8
10—80 55	10	Сл.—30 25	4,3—155,0 80	0,0008—0,0046 0,0022	—	25	63	5
Сл.—20 10	Сл.—20 10	Сл.—4 3	3,1—105 45	0,0006—0,0167 0,0042	1,3	13	30	6
30—70 40	Не обн.	Не обн.	30,2—68,2 32	0,0010—0,0013 0,0012	—	—	—	—
Сл.—10 5	5—10 5	30—40 25	26,1—65,2 31,5	0,0143—0,0163 0,0147	4,2	12	26	1
30	Не обн.	20	164,3	0,0006	1,5	80	64	1
4—60 33	Сл.—20 8	30—100 50	62—167 120	0,0005—0,0012 0,0008	1,5	19	18	3
2—60 20	Сл.—20 9	Сл.—40 17	31—124 38	0,0006—0,0032 0,0013	1,5	15	20	9
Сл.—240 255	10	Сл.	3—164 85	0,0006—0,0028 0,0017	2,4	31	34	6

Тектоническая зона	Структурный этаж	С-рия, свита, система	Литологический тип пород и их возраст	Кол-во проб	Li	Rb	Cs	B	V
Центральный Памир	Условно-прогерозойский	Цингидская свита	Гнейсы PR ₁ ?	3	$\frac{8-11}{9}$	$\frac{36-45}{40}$	Не обн.	$\frac{1.7-2.5}{2.1}$	$\frac{30-70}{45}$
			Мраморы PR ₁ ?	5	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	$\frac{Сл.-100}{60}$
			Кристаллические сланцы PR ₁ ?	6	$\frac{2-14}{6}$	$\frac{9-75}{51}$	Сл.-2	$\frac{1.4-28.0}{10.2}$	$\frac{30-240}{130}$
			Кварциты PR ₁	1	3	100	Не обн.	1.0	Не обн.
Юго-Западный Памир	Архейский	Горанская и Шахдаринская серии	Биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы AR	10	$\frac{20-44}{30}$	$\frac{113-245}{164}$	$\frac{1-8}{7}$	$\frac{1.4-2.5}{1.7}$	$\frac{Сл.-100}{55}$
			Мигматиты AR	3	$\frac{20-37}{27}$	$\frac{27-336}{251}$	$\frac{3-7}{4}$	$\frac{1.0-12.8}{4.8}$	$\frac{Сл.-270}{20}$
			Кварциты AR	3	$\frac{37-51}{43}$	$\frac{91-191}{135}$	$\frac{7-15}{11}$	$\frac{1.6-2.8}{2.3}$	$\frac{Сл.-70}{30}$
			Мраморы AR	2	$\frac{23-32}{27}$	$\frac{118-182}{145}$	Не обн.	1.2	Не обн.

* U, Cu, Zn по Р. А. Магдиеву

В исследованных сланцах содержание лития и рубидия в два и более раза ниже кларкового и намечается его уменьшение от сланцев более древнего возраста к молодым. Для цезия иногда отмечаются кларковые содержания. В известняках и мраморах уменьшается количество лития, рубидия, цезия по профилю от северных подзон к южным, а также от древних пород к молодым.

Относительно распределения радиоактивных элементов можно отметить следующее (табл. 3). Во всех слабометаморфизованных осадочных породах — сланцах, песчаниках, известняках и доломитах — уран и торий содержатся как в западной, так и в восточной частях Северного Памира практически в нижекларковых количествах (табл. 4, рис. 4). С возрастанием степени метаморфизма (до зеленосланцевой и амфиболитовой фаций) содержание урана резко убывает при практически неизменной концентрации тория. Это можно, по-видимому, объяснить выносом концентраций урана при региональном метаморфизме. Обращает на себя внимание более высокое, чем в сланцах, содержание урана в конгломератах и гравелитах.

Содержание меди в сланцах Северного Памира в 2—3 раза ниже кларка, а свинец и цинк находятся в пределах кларковых значений, превышая их лишь в отдельных районах. Сланцы в северной части Северного Памира содержат больше меди, чем в южной. Вышекларко-

Cr	Co	Ni	B	Au	U*	Cu*	Zn*	Кол-во проб для U, Cu, Zn
$\frac{20-60}{37}$	$\frac{Сл.-10}{37}$	$\frac{10-20}{15}$	3.1	0.0008	—	—	—	—
10	10	Не обн.	$\frac{6.8-31.0}{18.5}$	$\frac{0.0010-0.0024}{0.0015}$	—	—	—	—
$\frac{8-60}{28}$	$\frac{Сл.-10}{4}$	$\frac{10-60}{17}$	$\frac{3.1-155.0}{55}$	$\frac{0.002-0.0014}{0.007}$	2.1	25	17	5
Не обн.	Не обн.	10	5.8	3				
$\frac{10-100}{41}$	$\frac{Сл.-20}{5}$	Не обн.	3.1	$\frac{0.0005-0.0026}{0.0012}$	5.1	29	60	15
$\frac{10-70}{27}$	$\frac{Сл.-10}{3}$	$\frac{Сл.-40}{25}$	$\frac{3.1-14.5}{6.5}$	$\frac{0.0006-0.0128}{0.0048}$	3.8	30	50	5
$\frac{20-30}{25}$	Не обн.	Не обн.	3.1	$\frac{0.0010-0.0014}{0.0012}$				
Не обн.	10	Не обн.	$\frac{3.1-3.4}{3.2}$	0.0012	1.0	7	19	3

вые количества (70 г/т) меди наблюдались в сланцах Калайхумб-Сауксайской подзоны, где филлитовидные сланцы и их ожелезненные разности содержали медную зелень. Это уже, по-видимому, — результат наложенной минерализации. Так же рассматриваются участки геохимических аномалий меди в Занге и Бунае (по р. Ванч 1,6—3,8 кг/т). Содержания цинка в сланцах Кеврона и Джарфа составляют соответственно 130 и 105, реже до 300 г/т. В таких же пределах присутствует и свинец.

Содержания меди, цинка и свинца в более древних сланцах (PR₁?—V?—O) коррелируются между собой, а в молодых — заметная зависимость наблюдается лишь между цинком и свинцом (рис. 5).

Известняки и мраморы из северной части Северного Памира содержат больше меди, цинка и свинца, чем из южной. Повышенное количество этих элементов наблюдается в более древних известняках (V?—O), чем в относительно молодых (S₂—D₂ и C₁—P?). Содержание свинца в известняках и мраморах намного выше кларка, а меди и цинка ниже (рис. 6). Исключение составляет район Висхарви, где количество меди, цинка и свинца аномально повышено, что, возможно, связано с приуроченностью этого участка к области глубинного разлома.

Повышенный геохимический фон золота (до 0,04 г/т) наблюдается в сланцах из зоны Висхарвского разлома. В сланцах северного Памира содержания серебра повсюду вышекларковые (рис. 7).

Осадочный комплекс Центрального Памира в створе западного профиля, по данным М. Б. Акрамова, представлен сланцами, песчаниками, известняками различного возраста. В сланцах, песчаниках и

Таблица 3

Средние содержания радиоактивных элементов в сланцах зеленокаменной и частично (Курговат) более высокой степени метаморфизма в подзонах западной части Северного Памира (по трассе профиля Гарм — Калайхумб — Ванч), г/т

Подзона	Кол-во проб	Уран	Торий	Th/γ
Дарваз-Заалайская	14	2,3	8	3,5
Калайхумб-Сауксайская	8	2,0	9	4,5
Курговатская	20	1,4	8	5,7
Дарваз-Сарыкольская	16	1,7	5	3,0
Ср. по сланцам западной части Северного Памира	58	1,9	7,5	4,0

алевролитах раннего мезозоя и позднего палеозоя содержания натрия, калия, цезия и ванадия выше кларковых (табл. 2). В пределах кларковых величин — цезий, золото, уран, медь, ниже — литий, цинк, бериллий, хром.

Таблица 4

Средние содержания радиоактивных элементов в отдельных типах пород центральной части Южного Тянь-Шаня и восточной части Северного Памира (на отрезке профиля Ош — оз. Каракуль), г/т

Порода и ее возраст	Кол-во проб	Уран	Торий	Th/γ
Известняки и доломиты C_2-R_2	14	2,02	21,5	10,6
Глинистые и хлорит-серицитовые сланцы C_1-C_2	7	2,3	9,4	4,1
Кремнистые сланцы и яшмы С—Д	45	1,28	11,1	8,7
Роговики C_1-C_2	15	2,12	12,5	5,9
Конгломераты и гравелиты C_1	6	3,90	11,1	2,8
Туфопесчаники С	8	1,36	6,8	5,0
Зеленокаменные (хлорит-эпидот-актинолит) породы Pz (См?)	8	0,57	11,0	19,3
Диабазы, габбро C_1-C_2 , серпентиниты и др.	4	3,58	12,5	3,5
Ультрамафиты C_1	2	1,5	8,7	5,8
Гранитоиды (включая аплиты)				
S_3-R_1 (Блеулинский и Аскалинский массивы)	32	13,06	14,2	1,08
Гранитоиды P_2-T_1 (Каракульские массивы)	14	4,3	11,5	2,7
Глины К (меловые)	16	2,0	11,3	5,7
Песчаники К	4	0,9	11,0	12,2
Конгломераты К	6	1,5	10,4	6,9
Известняки Р	5	1,1	24,0	21,3
Глины Q	1	2,7	11,5	4,3

Известняки, мраморы, песчаники, конгломераты и сланцы характеризуются (табл. 2) повышенной цезиеносностью (в сланцах — до 19 г/т, а в доломитизированных мраморах и известняках — до 277 г/т). В отличие от карбонатных пород в конгломератах возможны надкларковые содержания золота (до 0,0168 г/т) и урана (до 4,2 г/т), а в са-

мих сланцах повышены содержания меди (80 г/т), ванадия (170 г/т) и бора (164 г/т).

Древнейшие образования Центрального и Южного Памира представлены сланцами и мраморами докембрийского возраста. В них более повышенное количество редких щелочей, золота, натрия, калия, урана, меди, цинка и бора по сравнению с относительно молодыми палеозойскими и нижнепалеозойскими отложениями этого же региона. Самые древние отложения Юго-Западного Памира представлены магнетитовыми и доломитовыми мраморами, гнейсами и амфиболитами

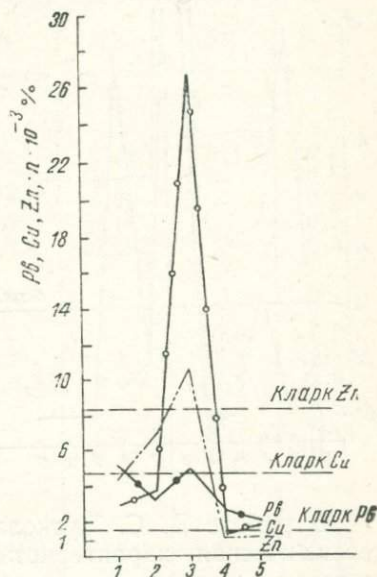
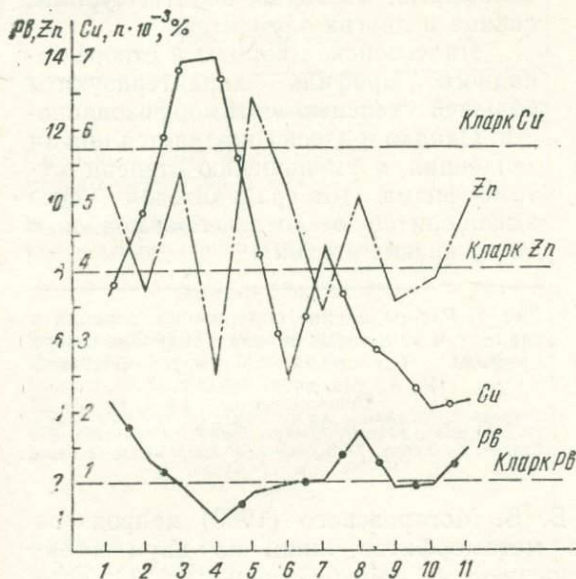


Рис. 5. Распределение содержаний меди, свинца и цинка в сланцах вдоль Западного профиля (Северный Памир). Составил Р. А. Магдиев, 1979 г.

1—Хабурат, 2—Занг, 3—Обихумбоу, 4—Сауксай, 5—Кеврон, 6—Джарф, 7—Висхарви, 8—Пшихарв, 9—Техарв, 10—Чандара, 11—Бунай.

Рис. 6. Распределение содержаний меди, свинца и цинка в известняках и мраморах вдоль Западного профиля (Северный Памир). Составил Р. А. Магдиев, 1979 г.

1—Хабурат, 2—Обихумбоу, 3—Висхарви, 4—Техарв, 5—Чандара.

архейского возраста. Они содержат еще большие значения натрия, калия, лития, рубидия, цезия, урана, меди и ванадия, чем более молодые (протерозойские) отложения (табл. 2).

В створе Восточного профиля наиболее существенными могут быть докембрийские и силур-девонские метаморфизованные образования на медь и марганец (табл. 5). С увеличением содержания меди в исследованных осадочно-метаморфических образованиях с востока (Ойтал) на запад (Намаздек) уменьшается количество цинка и урана (табл. 4).

Зеленокаменные породы докембрия—нижнего палеозоя геохимически специализированы на марганец, железо, титан, хром, никель, кобальт и медь. На отдельных участках (Алдыяр — Торпусай) наблюдаются локальные концентрации — небольшие пласты и линзообразные залежи марганца (табл. 5) и железа, обогащенные титаном, никелем и кобальтом.

При локальном развитии контактового метаморфизма рудные элементы перемещаются. Например, в роговиках экзоконтакта гранитоидов (Беляули, Аскали и др.) наблюдается повышенный геохимический фон ванадия — до 100 г/т, бериллия — 10 г/т, цинка — 300 г/т, титана — 5 кг/т, урана — 3,5 г/т.

Околокларковые значения этих элементов фиксируются в разновозрастных с ними глинистых сланцах, расположенных на значительном расстоянии (около 2000 м) от контакта с гранодиоритом. Д. П. Резвой установил, что в роговиках вблизи Кичикалайского плутона наблюдается повышенное содержание вольфрама, мышьяка, золота, сурьмы, свинца и других элементов.

Палеозойские породы в створе западного профиля характеризуются большей степенью метаморфизованности. Однако и здесь сохраняется общая тенденция к уменьшению степени метаморфизма (от гранулитовой через амфиболитовую до зеленокаменной и более низких стадий).

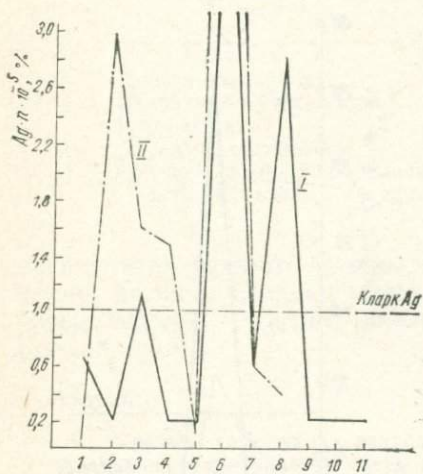


Рис. 7. Распределение содержаний серебра в сланцах и кварцевых жилах вдоль Западного профиля (Северный Памир). Составил Р. А. Магдиев, 1979 г.

I — среднее содержание Ag в сланцах, II — то же в кварцах.
1 — Хабурабат, 2 — Заиг, 3 — Об-хумбо, 4 — Саукса, 5 — Кеврон, 6 — Джарф, 7 — Висхарви, 8 — Пшихара, 9 — Тезарв, 10 — Чаддара, 11 — Бунай.

В работе В. С. Луткова, В. В. Могаровского (1980) приводится геохимическая характеристика метаморфитов лишь по двум (боршитской и хорогской) сериям древнейших пород Северного и Южного Памира.

Мы исследовали также метаморфизованные породы (мраморы, кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсы) и дали геохимическую характеристику по различным возрастам и подзонам Северного Памира (табл. 1).

В разновозрастных метаморфогенных породах Северного Памира наблюдается уменьшение количества калия, натрия, редких щелочей, урана, тория, меди, свинца, цинка, серебра и золота от древних (V_1^2-O) к молодым (C_1). Исследуемые породы южной части Северного Памира содержат меньше этих элементов, чем северной, что, возможно, связано с уменьшением в этом направлении зеленокаменной фации метаморфизма от высшей биотит-мусковитовой ступени до нижней хлорит-серицитовый.

К конкретным особенностям поведения элементов относятся повсеместные нижекларковые содержания калия, натрия в мраморах и гнейсах. В последних, однако, натрий преобладает над калием с соотношением, равным 0,32. Обратное соотношение этих элементов (1,16) — в мигматитах из этого же района. В них наряду с преобладанием калия над натрием наблюдается повышенное содержание таких элементов, как магний, кальций и др. (табл. 1) по сравнению с двуслюдяны-

ми гнейсами, претерпевшими еще большую степень метаморфизма. Это, возможно, и привело к перераспределению элементов.

В метаморфизованных образованиях карбонатных пород района Висхарви наблюдается повышенное содержание меди, свинца и цинка, что, вероятно, связано с приуроченностью района к зоне глубинного разлома. Это подтверждается и тем, что различные магматические

Таблица 5

Содержание Cu, Zn, Mn и U в измененных осадочно-метаморфических образованиях некоторых районов Восточного Алая, кг/т

Место взятия, порода	Cu	Zn	Mn	U, г/т
Намаздек				
Рассланцованный серпентинит	10,4	0,30	7,1	0,5
Кварц-карбонатная порода	14,3	0,087	—	0,3
	4,40	0,09	—	0,5
Рассланцованный серпентинит	0,021	0,17	—	0,2
Кварц-хлорит-карбонатная порода	0,024	0,052	—	0,5
Алдыяр (Торпусай)				
Хлорит-актинолитовый сланец	—	—	3,0	0,2
Измененный габбро-диабаз	0,127	0,1	213,0	0,4
Эпидот-хлоритовая порода	0,029	0,084	517,5	2,0
Полосчатый хлоритовый сланец	—	—	19,6	0,5
Контакт хлоритового сланца с Mn рудой	—	—	18,4	0,5
Марганцевая руда	0,217	0,13	600,1	0,5
Ойтал				
Эффузив	0,052	0,07	—	0,5
Измененная порода	0,070	0,068	—	2,5
Измененная порода с охрой	0,89	0,42	—	1,5
Кварц-серицитовый метасоматит	0,207	0,15	—	0,5
Кварц-серицитовый метасоматит с охрой	0,212	0,32	—	2,7
	0,08	0,076	—	1,5
Алевролит	0,065	0,091	—	4,2
Алевролит с халькопиритом	0,182	0,29	—	5,0
Кварц-серицит-хлоритовый метасоматит	0,092	0,21	—	0,5
То же с охрой	0,04	0,11	—	0,5
Кварц-карбонатная порода	0,032	0,019	—	0,5
То же	0,034	0,044	—	1,5
Алевролит темный	0,026	0,030	—	1,5
Сланец окремненный	0,252	0,073	—	1,5

породы, развитые здесь, также характеризуются резко повышенными содержаниями этих и других элементов (рис. 8, 9, 10, 11).

Повышенное содержание меди в двуслюдяных гнейсах района Обихумбоу составляет 1,8 кг/т при кларковых значениях цинка и свинца, а в аналогичных породах Курговата отмечено 460 г/т цинка, что в 8 раз больше кларковой величины. Содержание золота в них достигает 0,09 г/т.

Более полная информация о геохимической характеристике метаморфических пород Центрального и Южного Памира приводится во многих работах (Клунников, Попов, 1936; Буданова и др., 1976, Ба-

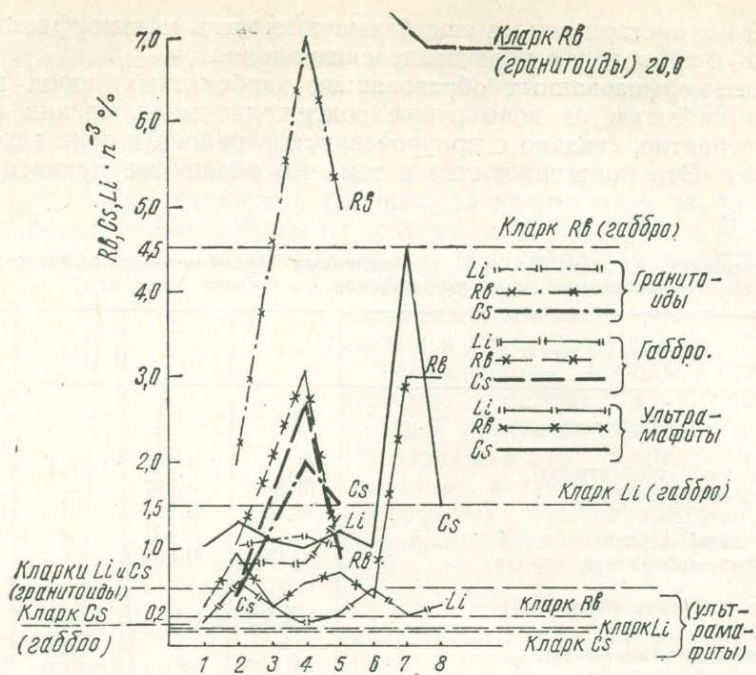


Рис. 8. Распределение содержаний лития, рубидия и цезия в интрузивных комплексах по створу Западного профиля (Северный Памир). Составил Р. А. Магдиев, 1979 г.

1—Заг, 2—Обихумбу, 3—Кеврон, 4—Джарф, 5—Висхарви, 6—Техарв, 7—Чандара, 8—Бунай,

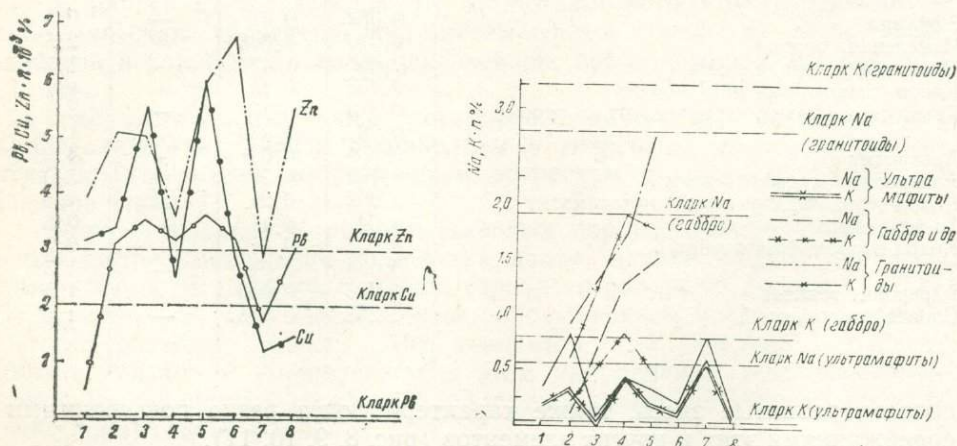


Рис. 9. Распределение содержаний меди, свинца и цинка в ультрамафитах по створу Западного профиля (Северный Памир). Составил Р. А. Магдиев, 1979 г.

Усл. обозн. см. на рис. 8.

Рис. 10. Распределение содержаний калия и натрия в интрузивных комплексах по створу Западного профиля (Северный Памир). Составил Р. А. Магдиев, 1979 г.

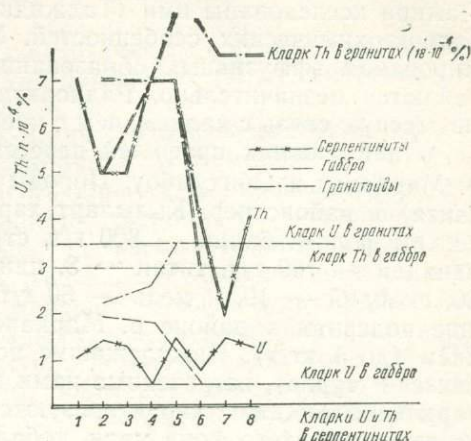
Усл. обозн. см. на рис. 8.

ратов и др., 1978, Корякин, 1978, Могаровский и др., 1979, Лутков и др., 1980). Учитывая также данные М. Б. Акрамова, мы приходим к заключению, что процесс метаморфизма, интенсивно протекавший в зоне магмоподводящих глубинных разломов и сопряженный с эвгеосинклинальным магматизмом, способствовал выносу ванадия, молибдена, фосфора, мышьяка, урана и др. Это — один из эндогенных факторов их мобилизации и миграции в стадии геосинклинального прогибания, что ведет к концентрации этих элементов в осадочном комплексе.

Вулканогенные образования. Среди пород створа восточного

Рис. 11. Распределение содержаний урана и тория в интрузивных комплексах по створу Западного профиля (Северный Памир). Составил Р. А. Магдиев, 1979 г.

Усл. обозн. см. на рис. 8.



профиля вулканогенные образования представлены диабазом, мандельштейном, кварцевыми альбитофирами, туфопесчаниками, туфоконгломератами и их измененными разностями (табл. 1, 6).

На описываемом (Алайском) отрезке профиля своеобразным геохимическим фоном обладают диабазы и их туфы. Некоторым разнос-

Таблица 6

Содержание Cu, Zn, U и Pb в вулканогенных образованиях Алайского хребта и Северного Памира, г/т

Порода	Место взятия	Номер пробы	Cu	Zn	Pb	U
Диабаз	Каравель	2418/1	99	158	13	0,5
	То же	2418/2	149	190	н/о	0,5
	"	2418	51	130	н/о	1,5
Диабаз измененный	Гульча	34	33	122	н/о	0,3
	То же (ГЭС)	268/1	28	80	н/о	4,2
Диабаз-порфирит	Киргизата	114	165	180	н/о	1,5
Диабаз пропилитизированный	Алтынмазар (Сауксай)	2332	23	93	н/о	0,5
Туфопесчаник	То же	2439/1	229	78	н/о	0,5
Кварцевый альбитофир (?)	"	2335	17	28	н/о	0,5
Кварцевый эпидотизированный альбитофир	"	2440	9	24	н/о	0,5

тям присущи вышекларковые содержания ванадия — 100 г/т, цинка — 100, кобальта — 100, урана — 5, тория — 20 и меди, а в пределах кларка — содержания свинца.

В сфере влияния Северо-Памирской зоны глубинного разлома располагается Сауксайская вулканогенная свита нижнего карбона.

Она подразделяется на две подсвиты (намюр и визе + турне), состоящие из спилит-диабазовой и кварц-кератофировой формаций.

В конце 60-х годов сотрудники Управления геологии ТаджССР (К. И. Сизов и др.) изучили геохимию пород этой свиты с упором на поиски золоторудных объектов. Эффузивные толщи Северного Памира исследованы ими (Таджидинов и др., 1973) для выявления их радиогеохимических особенностей. Установлено, что в процессе формирования эффузивных образований содержания урана и тория колеблются незначительно. Радиоактивные элементы обнаруживают более тесную связь с калием, чем с кремнием.

Линии наших профилей пересекают Сауксайскую свиту в районе р. Маркансу и Обихумбоу. Породы ее верхней части (намюрская подсвита) в районе пер. Кызыларт характеризуются следующим геохимическим фоном: барий — 800 г/т, стронций — 300, марганец — 2 кг/т, ванадий — 100 г/т, титан — 8, цинк — 100, хром — 10, цирконий — 30, скандий — 10, и медь — 50 г/т. В отличие от этого фона в подосве подсвиты в районе р. Маркансу наблюдается обогащение стронцием (до 1 кг/т). Нижележащие по разрезу эффузивные образования (визе + турне), встреченные нами в районе слияния рек Муксу, Сельдары и Баландкинк, характеризуются 3—50-разовым повышением уровня геохимического фона меди, кобальта, никеля и хрома, т. е. теми количествами элементов, которые характерны для ультрамафитовых (мантийных) магм.

Некоторые участки распространения спилит-диабазовой формации затронуты постмагматическими изменениями (пиритизацией). В них вкрапленники пирита местами достигают 1 см. В пиритах еще в 1932 г. было обнаружено до 1 г/т золота (Попов, 1936).

По данным В. С. Луткова др. (1972), пермские диабазовые порфиры района Каракуля характеризуются положительной геохимической специализацией на кобальт, хром, бериллий, олово, иттрий, медь и железо.

Согласно данным Э. А. Дмитриева и В. В. Могаровского, в неогеновых калиевых щелочных базальтоидах Восточного Памира содержание калия коррелируется содержаниями фтора, редкоземельных и радиоактивных элементов. Эта связь, по-видимому, — следствие общности источника калия, фтора и большинства редких элементов, присутствующих, по мнению названных авторов, верхней мантии (Могаровский и др., 1974; Дмитриев, 1976).

В нижнекарбонowych вулканогенных образованиях в створе западного профиля содержания щелочей нижекларковые при преобладании натрия над калием.

Некоторое повышение содержания натрия наблюдается в кератофирах и альбитофирах Сауксая, являющихся продуктами контрастной дифференциации базальтовой магмы. Отмечается повышенное содержание лития, рубидия и цезия в вулканитах района Джарфа по сравнению с аналогичными породами других подзон. Незмененные разности диабазов района Джарф содержат 26 г/т свинца, 220 г/т меди, 6 г/т цинка, 0,5 г/т урана. В отдельных выходах этих пород, подвергнутых постмагматическим изменениям, сопровождаемым сульфидной (медной) минерализацией, наблюдается обогащение медью, свинцом, цинком (в 2—3 раза) и ураном (в 10 раз). В них местами имеет место убогое золото-серебряное оруденение. Так, в рассланцованных вулканитах Сауксая содержание золота достигает 0,86 г/т, а серебра —

2,1 г/т. В неизмененных альбитофирах фиксируется около 0,09 г/т золота и 0,02 г/т серебра.

Рассланцованные и измененные в зеленокаменной стадии вулканы районов Бунай, Обихумбоу и Сауксай характеризуются нижекларковыми (в 2—3 раза) значениями тория и урана. Не исключена возможность выноса этих элементов из вулканитов в процессе регионального метаморфизма.

Интрузивные образования. Из интрузивных образований геохимическому изучению подвергались ультрамафиты (C_1), габброиды (C_1 и K) и гранитоиды (C_3 — P_1 и K — P).

Ультрамафиты Южного Тянь-Шаня (Южно-Ферганский офиолитовый пояс), как показали исследования Ш. А. Муминова (1973) и др., характеризуются повышенной магнезиальностью, повышенными концентрациями хрома, никеля и бедностью титаном. Они сопровождаются небольшими телами хромитовых руд магматического генезиса. В них содержатся также рассеянные минералы сульфидов никеля, в том числе новый в Советском Союзе минерал — хизлевудит Ni_5S_8 (Хамрабаев и др., 1976). Кроме того, химическим и нейтронно-активационным методами установлены акцессорные платиноиды (обр. № ПТР 306), из которых обращает на себя внимание относительно высокое (0,31 г/т) содержание рутения в ультрамафитах Южно-Киргизатинского массива. Это пока единственная находка заметных содержаний этого редкого члена акцессорной группы платиноидов в Средней Азии.

Ультрамафиты Северного Памира в пределах западной части Дарвазского пояса (по р. Ванчу и в окрестностях Джарфа, Кеврона и Чапдары) характеризуются примерно такими же особенностями, как ультрамафиты Южной Ферганы (обогащенность магнием, хромом и др.). Вместе с тем они отличаются от последних аномально повышенными содержаниями редких щелочей и местами урана; содержания цезия в них в десятки и сотни раз превышают кларки для этих пород (рис. 8). Формы и причины таких концентраций пока не ясны. В серпентинитах с такими содержаниями цезия наряду с антигоритом, лизардитом отмечается мелкий слюдоподобный неопределенный минерал. Может быть, редкие щелочи связаны с этим минералом? Другим примечательным фактом является то, что эти породы залегают в зоне глубоких разломов. Возможно, поэтому в них также повышено содержание свинца, цинка и меди (рис. 9).

Наиболее значительные тела габброидов имеют нижнекарбонный и меловой возраст. Нижнекарбонные тела Северного Памира (Обихумбоуская группа) относятся к габбро-плагиогранитовой формации. В габброидах Обихумбоу — обратное соотношение щелочей, принятое для всей северной части Северного Памира. Здесь калий преобладает над натрием (рис. 10).

Более молодые нижнемеловые габброиды Центрального Памира (Зайчский и другие массивы) характеризуются повышенной железистостью и титанистостью. Эти особенности геохимии выразились в металлогенической специализации и проявлении магматических концентраций титано-магнетита и ильменита (т. н. рудное габбро в Зайчском массиве в низовьях р. Язгулем). В них содержание металлического железа колеблется от 10 до 19%, а двуокиси титана — от 4 до 8. Кроме того, в этих породах повсеместно прослеживаются резко повышенные концентрации хрома, ванадия и лития (?).

Распределены уран и торий в гранитоидах Алая (C_3-P_1) и Северного Памира (Каракульские массивы — T_1) неодинаково. В общем в гранитоидах обоих районов содержания этих элементов ниже кларковых величин, при этом в гранитоидах Каракульских интрузивов урана в 2 раза меньше, чем в гранитоидах Алая (табл. 4, 7). Факт пока малообъяснимый так же, как общая слабая радиоактивность почти всех пород Памира.

Еще одна особенность интрузивных пород Северного Памира — повышенное (против кларков) содержание урана и тория (рис. 11) в

Таблица 7

Усредненное содержание урана и тория в породах Ванч-Язгулемского гранитоидного комплекса, г/т (по М. Б. Акрамову)

Массив	Интр. фаза	Порода	S км ²	Содержание U			Содержание Th			Th/u
				n	среднее	пределы колебания	n	среднее	пределы колебания	
Джамакский	I	Диорит	25	4	2,3	1,4—3,3	3	8,7	2,9—14,6	3,0
Сохчарвский	I	То же	9	3	1,6	1,0—2,2	2	4,0	5,0—8,0	2,5
Джамакский	II	К/з гранит	44	2	6,5	4,2—8,8	5	25,0	16,0—30,0	3,8
Ровхарвдаринский	II	Гранодиорит	185	3	1,3	1,1—1,6	2	14,0	12,0—17,0	10,7
Сохчарвский	II	Гранодиорит	185	—	—	—	4	21,0	15,0—28,0	—
	II	К/з гранит	20	5	6,9	5,5—8,4	2	15,0	13,4—16,2	2,1
	II	Гранодиорит	20	3	3,8	3,6—4,0	2	25,0	19,1—31,0	6,5
Колгайский	III	М/з гранит	26	2	1,2	1,2—1,3	2	16,0	10,0—23,0	13,3
Кударинский	III	То же	160	10	2,0	0,7—7,5	3	13,3	6,0—22,0	6,6
Ровхарвдаринский	IV	Лейкогранит	3	2	5,5	4,2—6,8	3	20,0	17,0—23,0	3,6
Сохчарвский	IV	То же	1	2	1,1	1,1	2	12,5	7,0—18,0	11,3
Среднезвешенное по комплексу			679	36	2,4	0,7—8,8	30	16,2	2,9—31,0	6,5

габбро и серпентинитах, тогда как в гранитоидах содержания этих элементов, как было отмечено выше, нижекларковые.

Другая важнейшая особенность гранитоидов Южного Тянь-Шаня (Восточного Алая) — относительно повышенная натриевость (табл. 1) при умеренной основности и железистости. Гранитоиды Северного и Центрального Памира (Обихумбоуский, Ванч-Язгулемский и Рушанский интрузивы) в целом такие же, как породы Алая (табл. 2). Однако позднемерловые гранитоиды Памиро-Шугнанского интрузива (Юго-Западный Памир) местами (в поздних фазах) проявляют повышенную калиевость. Для них характерны несколько повышенные содержания лития, рубидия и цезия. По данным В. В. Могаровского (1973), интрузии западной части Памиро-Шугнанского плутона содержат больше редких щелочей, олова и бериллия, чем восточной. Причиной такого различия автор считает их неравнозначный эрозионный срез. Западная часть апикальная, а восточная более глубинная. Эта вертикальная неоднородность определяется явлениями эманационной дифференциации.

Наиболее поздние интрузивные образования — неогеновые щелочные базальтоиды и габброиды. Кроме высокой калиевости, они характеризуются повышенными против кларков содержаниями фосфора,

фтора и редких щелочей. Содержание фосфора в породах Дункельдыкского массива или трубках взрыва достигают 20—27 кг/т, а фтора — 10—15. Мы присоединяемся к мнению (Могаровский и др., 1974) о том, что щелочные базальтоиды и габброиды Восточного Памира по сравнению с основными породами резко обогащены цезием и в отличие от якутских кимберлитов (0,8%) имеют повышенное содержание калия (2—3%). Повышенное количество щелочных элементов авторы связывают, в отличие от других исследователей (контаминационное обогащение коровых пород), с условиями проникновения сквозьмагматических растворов и зарождения магмы в верхней мантии.

Необходимо также отметить, что сотрудники Института сейсмологии АН УзССР (А. Н. Султанходжаев и др.) и ИГГ АН УзССР (Р. А. Магдиев) исследуют минерализованные источники, приуроченные к разломам. По работам 1976—1977 гг. они установили повышенные концентрации гелия, фтора и бора в источниках, расположенных в зоне Южно-Тяньшаньского, Ходжиобигармского (Гиссарского), Северо-Памирского и Гунт-Аличурского разломов. Аномалия фтора отмечена также в источниках Восточного Алая в районе Суфикурмана. В отличие от источников, приуроченных к зоне Южного Тянь-Шаня, минерализованные горячие воды, отобранные И. Х. Хамрабаевым и С. Авзаловым из Гармчашмы (Юго-Западный Памир), содержат повышенное количество (в 10 раз больше кларкового) фтора (13,4 мг/л) и пониженное бора (2,6 мг/л). Выявленная обратная зависимость в водах источника между фтором и бором подтверждается и в донных осадках оз. Сассыккуль. В этих илах фтора в три раза больше кларка (0,13%), но бора меньше (0,6 г/т).

По аналогии с донными осадками в травертинах Гармчашмы содержания бора также незначительны. Вместе с тем на Южном Памире по берегам некоторых озер и в пространствах между ними имеются соляные корки (Ковязин, 1979), где скапливается боровая минерализация, представленная бурой и тинкалконитом. Они покрывают пространства сплошным покровом мощностью до 0,5 м.

Чрезвычайно интересны результаты гелиометрического опробования, проведенного в 1981 г. на Южном Памире сотрудниками ИГГ АН УзССР и ВИМС МинГео СССР⁵.

По предварительным данным анализом 50 проб из различных источников вод, Южный, особенно Юго-Западный Памир, вырисовывается как гелиеносная провинция. Содержание гелия в пробах варьирует (от 5—6 до 9400) $\cdot 10^{-5}$ мл/л. Пробы с высокими ($180 \div 200 \cdot 10^{-5}$ мл/л и выше) содержаниями названного элемента трассируют зоны Гунт-Аличурского и в меньшей степени Южно-Памирского разломов. В то же время намечаются и поперечные разломы, в частности, по меридиональной линии долины Пяндж и от Лянгара до Яшилькуля. Интересно, что наиболее высокие ($4000-9600 \cdot 10^{-5}$ мл/л) концентрации гелия фиксируются больше всего в холодных источниках (например, Нарзанный источник Дараистож с температурой 26°, родник ИНИВ — 18° и около пос. Ривак — 7°C). К изложенному можно добавить установление в Гималаях цезийсодержащих термальных источников. Индийские коллеги из Геофизического института в Хайдерабаде, изучав-

⁵ Водные пробы отобраны по специальной методике и геологически привязаны Р. А. Магдиевым (ИГГ АН УзССР); анализы на приборе «ИНГЕМ-1» в стационарных условиях выполнены Э. А. Смирновым и Р. М. Борознич (ВИМС).

шие эти источники, судя по высокому содержанию в них названного элемента, считают их магматогенными. Например, термальные воды в районе Пуга в Гималаях содержат очень высокие концентрации (11—12 мг/л) цезия. В них установлены также относительно высокие количества фтора, хлора, кремнезема, уголекислоты, бора, серы и др. Ассоциация последних двух элементов, по мнению индийских ученых, свидетельствует о магматических телах как источниках тепла и минеральных вод (Annual report... 1975—1976 гг.). Высокие, до промышленных, концентрации редких щелочей, бора и других элементов выявлены в минеральных источниках и рассолах озер Намаксар, Калу и др. в Центральном и Юго-Западном Афганистане («Геология...», 1980).

Таким образом, породы, слагающие створ восточного и западного профилей в целом, а также по отдельным формациям и возрастным группам, в частности, обладают характерными региональными и местными особенностями.

Региональные геохимические особенности.

1. В породах Южного Тянь-Шаня и Северного Памира по сравнению с Южным Памиром меньше титана, щелочей, они имеют более натровый характер, пониженное содержание редких щелочей, фтора и фосфора. Породы всего Памира характеризуются пониженной радиоактивностью.

2. Намечается различие в поведении элементов во времени в соответствии с составом и строением земной коры от наиболее древних пород к молодым. В этом направлении наблюдается общее увеличение щелочности, а также соотношение содержаний натрия и калия; ;

а) в наиболее древних породах натрия больше, чем калия (геосинклинальные образования);

б) натрия больше или его количество равно калию (орогенные структуры);

в) в наиболее молодых образованиях натрия меньше, чем калия (эпигорогенные структуры).

В указанной последовательности в соответствии с изменением состава земной коры намечается увеличение содержания редких щелочей, фтора, фосфора, бора, ртути и уменьшение в том же направлении хрома, ванадия, кобальта и никеля.

3. Изменение содержаний отдельных элементов во времени показывает их последовательность в геохимических процессах, обусловленную последовательностью изменения геологических процессов от геосинклинальных к орогенным. Это позволяет предполагать унаследованность геохимической специфики последующими продуктами магматизма.

Местные геохимические особенности.

1. Приуроченность повышенного содержания рубидия, особенно цезия, к серпентинитам района Чапдары и отчасти Джарфа, превышающего местами кларк этого элемента в аналогичных породах в 450 раз.

2. Повышенная железоносность и титаноносность меловых габброидов в Центральном Памире (Зайчский массив). Здесь геохимическая специализация этих пород приобретает металлогенический характер, поскольку тела рудных габбро в этом массиве, содержащие почти промышленные количества титана, магнетита и ильменита, значитель-

но распространены, что резко влияет на характер локального магнитного поля.

3. Выше кларков концентрации меди, цинка, серебра и золота в вулканитах нижнего карбона и пород ниже-среднекарбоновой габбро-плагиогранитовой формации Северного Памира (особенно в Хабур-абате, Обихумбоу, Висхарви и Сауксае). Создается впечатление, что такой особенностью обладают также породы гранитоидного ряда в западной части Центрального Памира (Ровхарвдаринский, Сохчарвский и другие массивы).

4. Обогащенность минеральных источников Южного Памира гелием и отчасти фтором. Весь Южный Памир вырисовывается как гелие-носная провинция.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ (МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ) ОСОБЕННОСТИ

Общий обзор и принцип их оценки

В термин «минерагения» мы вкладываем глубокий смысл, охватывая проявления минеральных ресурсов не только эндогенного, но и экзогенного происхождения. Это важно для понимания геологических особенностей рассматриваемых регионов в целом.

Из-за ограниченности объема мы не имеем возможности дать характеристику отдельных месторождений для минеральных проявлений, составляющих минерагеническую специфику отдельных зон или площадей, за исключением некоторых новых проявлений, открытых в последние годы.

Более подробные сведения об эндогенных месторождениях и рудопроявлениях Южного Тянь-Шаня и Памира содержатся в работах В. И. Попова (1936), Р. Б. Баратова, Л. Н. Афиногеновой, Р. Н. Сальниковой (1974), Л. Н. Афиногеновой (1979), Н. И. Литвиненко, М. М. Безуглого, Ю. И. Парфенова (1977) и др. В них дана сравнительная характеристика всех или отдельных эндогенных рудных образований Южного Тянь-Шаня и Памира, показаны их формационная принадлежность, геотектоническая позиция, рудоконтролирующие факторы, состав и условия формирования. В работе Р. Б. Баратова и др. (1974) выделены колчеданная, скарново-магнетитовая, золото-сульфидная, редкометалльно-пегматитовая, ртутная, серебро-полиметаллическая и барит-флюоритовая формации. В этой классификации не охвачены некоторые редкометалльные формации (например, касситерит-вольфрамитовая в Центральном Памире) пьезооптическое и магнезиально-силикатное сырье и драгоценные камни (талък, флогопит, магнезит, лазурит, лалы и др.). Остались не рассмотренными также минеральные источники. Более полные сведения об эндогенных рудных образованиях Южного Тянь-Шаня (без Памира) приведены в монографии, посвященной металлогении центральной части Средней Азии (Воронич, Хамрабаев и др., 1979). В ней, а также в работе «Земная кора и верхняя мантия Средней Азии» (Хамрабаев, Зуннунов и др., 1977) впервые сделана попытка объяснить металлогеническую специфику регионов особенностями строения земной коры.

По соседней территории Афганистана ценные сведения о металлогении приведены в книгах «Минеральные ресурсы Афганистана»,

«Геология и полезные ископаемые Афганистана», подготовленных геологической службой этой страны совместно с советскими учеными (Ш. Абдулла, В. М. Чмырев, К. Ф. Стажило-Алексеев и др., 1977, 1981).

Можно выделить следующие основные минерагенические особенности Южного Тянь-Шаня, Памира и прилегающих площадей Гиндукуша, Каракорума и Гималаев.

1. Отсутствуют месторождения нефти и газа. Они находятся в депрессиях, окаймляющих эту горную область — Ферганской, Афгано-Таджикской и Сиваликской (Северная Индия).

Есть небольшие месторождения угля и графита, не имеющие промышленного значения.

2. Не найдены платиноиды и алмазы.

3. Хромитовые месторождения мелкие. Железородные проявления также имеют небольшие размеры и сосредоточены главным образом на рубеже Северного и Центрального Памира. В. И. Попов (1936) объединил их в единый «Памирский железорудный пояс», с которым совпадает полоса магнитных аномалий, описанная в нашей работе. Однако среди выделенных им генетических типов отсутствуют магматический титано-магнетитовый и осадочно-вулканогенный.

Более крупное месторождение железа с миллиардным ориентировочным запасом известно в Центральном Афганистане в Бамианской зоне.

4. Присутствуют месторождения меди осадочно-метаморфогенного и медно-порфирового типов. Первые (Айнак и др.) находятся в Кабульской провинции в Афганистане, а вторые (Саиндак) — в южной окраине Гельмендского массива в Пакистане. На базе Саиндакского медно-порфирового месторождения строится крупное предприятие, рассчитанное на переработку 12,5 тыс. т руды в сутки (Pakistan Saindak Copper project, 1977).

Месторождения меди этих двух типов на Памире и Южном Тянь-Шане еще не выявлены.

5. В Южном Тянь-Шане и на Памире широко развиты проявления золотосульфидной, редкометалльной (W, Sn, Mo и др.) минерализации, для которых в отдельных районах вырисовываются промышленные контуры.

6. На Памире, особенно в западной части Центрального Памира, широко развита минерализация горного хрусталя (пьезокварца), чем Памир выделяется среди других районов Средней Азии.

7. Для областей развития докембрия на Памире характерна минерализация магнезиальных силикатов (талек, флогопит) и камней-самоцветов — лазурита, шпинели, рубина, аквамарины и благородных разностей скаполита.

8. Характерно также широкое распространение колчеданной минерализации (серноколчеданной, колчедано-полиметаллической и медной с золотом).

9. Так же, как и Южный Тянь-Шань вся область Памира и Гиндукуша вырисовывается уже в качестве обширной ртутной провинции, хотя здесь пока нет ни одного промышленного месторождения ртути и очень мало проявлений сурьмы. В последнее время небольшая по масштабу сурьмяная минерализация с мышьяком, золотом и серебром выявлена в Центральном Гималае в местности Барашигри (Срикап-тия, 1977). В Гималаях, в районе Кулу (Северная Индия) найдены

урановые проявления. Аналоги таких проявлений на Памире пока неизвестны.

10. Вся область Центрального и Южного Памира, Гиндукуша и Гималаев характеризуется обилием термальных источников, несущих сероводород, редкие щелочи, бор и имеющих главным образом ювенильное (магматогенное) происхождение (Ковязин, 1979). Содержание цезия в некоторых Гималайских и Гиндукушских источниках достигает 23 мг/л (Annual Report..., 1975—1976).

Мы дополнили эти сведения новыми. Они помечены крестиками в перечне генетических типов минерализации, характерных для Южного Тянь-Шаня и Памира и приведенных ниже.

На основании приведенных характеристик можно составить представление как об общих, так и об отличительных чертах минерогении этих четырех областей (Южного Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуша и Гималаев) на современном этапе изучения. Очевидно, в будущем выявятся новые черты и новые, в том числе промышленно важные, объекты минерального сырья и этому в какой-то мере будут способствовать результаты и наших исследований.

Нам кажется необходимым затронуть вопрос о представительности проявлений минерализации на Памире, т. е. вопрос о том, какие по масштабам проявления можно принять за характерные, чтобы получить наиболее объективный облик металлогении этого региона на современном уровне его среза. Нередко в металлогенической характеристике отдельных зон, подзон или блоков Памира наряду со значительными по масштабам объектами фигурируют мелкие проявления и даже отдельные точки минеральных проявлений. С таким принципом мы, например, сталкиваемся в работе А. Н. Афиногеновой (1979). Почти все полиметаллические зоны (Гунтская, Акбайтальская и Акджилгинская), приуроченные, по мнению этого автора, к поперечным структурам, выделены по единичным проявлениям блеклорудно-галенит-барит-карбонатной и даже халькопирит-гематит-кварцевой (т. е. неполиметаллической) ассоциаций, для которых отсутствуют сведения о масштабах и интенсивности проявления оруденения.

С равным успехом некоторые из выделенных районов можно было бы считать меднорудными (кварц-халькопиритовыми) или какими-либо другими. Например, нам в процессе наблюдений по Памиро-Гималайскому проекту встречалась такая минерализация по р. Акбайтал, севернее пос. Чечекты.

Мы не хотим оспаривать в основном правильную идею вышеназванного и других авторов о роли поперечных разломов в металлогении Памира, а лишь отмечаем недостаточную представительность тех примеров, на основании которых выделяются рудные зоны и районы и таким образом создается несколько ложный металлогенический облик региона.

Нам представляется, что в экономически трудных условиях Памира и Гималаев характеристика металлогении и в конечном счете минерально-сырьевые потенциалы должны быть даны в первую очередь на базе месторождений, разрабатываемых, разведанных или разведываемых. Все прочие объекты (рудопроявления, точки, геохимические аномалии и др.) должны служить дополнением к первым и быть основой прогнозных и других выводов и построений. Так, в частности, поступаем мы в нашей работе.

Главнейшие черты эндогенной минерагении (металлогении)

В настоящее время минерагенический облик Южного Тянь-Шаня определяется ртутно-сурьмяно-полиметаллической и редкометалльно (W, Sn)-золоторудной минерализацией, а минерагенический облик Памира характеризуется хрусталеносной, самоцветной, золотоколчеданной, золотороссыпной минерализациями, а также термальными минеральными источниками.

На территории Южного Тянь-Шаня выявлены и описаны следующие генетические типы минерализации.

Объекты добычи или разведки

редкометалльно (W, Sn, Mo)-скарновый (Меликсу, Чалкуйрюк, Яхтон, Майхура);

телетермально (мышьяково)-ртутно-сурьмяный (Кулдама, Кадамджай, Абшир, Чаувай, Хайдаркан, Бирксу, Мык, Карасу, Канчоч, Джижикрут);

гидротермально-полиметаллический (Кан, Гузан);

гидротермальный золото-арсенопиритовый (Таргалак, Беляули), иногда наложенный на скарны (Акджилга, Акталя);

гидротермальный кварц-карбонатный блеклорудный серебро-сурьмяный золотосодержащий (Савоярды);

колчеданно-полиметаллический серебросодержащий (Хандиза, Чакчар, Ходжабарку и др.);

гидротермальный барит-флюоритовый и барит-флюорит-полиметаллический (Магов, Такоб, Бигар).

Более мелкие (или с невыясненной перспективой) генетические типы

осадочно-вулканогенный марганцево-железородный* докембрийского (Каннды, Торпусай по р. Куршаб), силур-девонского (по р. Гульча) и девон-карбонового (Надир, Сох) возрастов*;

серно- и медноколчеданный в связи с нижнекарбонным вулканизмом (Ойтал и Коксу)*;

гидротермальный кварц-халькопиритовый (Намаздек)*;

скарново-боросиликатный (Чалкуйрюк, Питаукуль);

хромитовый с акцессорной никелевой и платиноидной минерализациями (Киргизата);

редкометалльно (Sn, Be, Li)-пегматитовый (Тро, Наука);

скарново-железородный (магнетит-гематитовый) (Харангон и др.).

На Памире выделяются следующие генетические типы и рудные формации.

Объекты добычи или разведки

колчеданный, колчеданно-полиметаллический золотосодержащий (Сауксайская группа, Обихумбоу и др.);

гидротермально-хрусталеносный (Абдукагор, Лянгар, Сунгат, Барнавадж, Оуду и др.);

магнезиально-скарновый с лазуритом, красной и фиолетовой шпинелью, флогопитом, тальком и др. — Ладжвардара, Кухилял, Сумджон, Горондара и др. (Колесникова, 1980; Лишарев и др., 1980);

кварц-золоторудный (Сауксай, Блеули);

* Проявления и генетические типы, впервые выявленные авторами в 1974—1980 гг.

грейзеново- и кварцево-редкометалльный (W, Sn) (Трезубец, Элису);
скарново-боросиликатный;
сульфидно-редкометалльно (W, Co)-золоторудный (Икар);
россыпное золоторудное (Дарваз, Рангкуль);
термальные источники с редкощелочной*, сероводородной и бор-ной минерализациями (в окрестностях оз. Сассыкуль, Истык, Лянгар, Гармчашма и др.).

Не являющиеся объектами разведки или с невыявленной перспективой

пегматитовый и кварц-полевошпат-слюдавый метасоматитовый с редкометалльной (Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be и др.) минерализацией (окрестности Ишкашима, кк. Вяз и Тусион);

хризотил и тремолит*-асбестовый (Ванч, Бунай, Техарв);

гидротермальный кварц-халькопиритовый* (Ванч, Акбайсал, Чечекты);

гидротермально-сидеритовый (Ванч, Дарваз);

магматический титан-магнетитовый (Зайчский)*, осадочно-вулканический редкощелочной (Арзахо)*;

Гидротермальный блеклорудно-полиметаллический (Pb, Sb, Ag);
мелкие проявления метасоматитов с прозрачными (ювелирными) разностями диопсидов* и скаполитов (Музкольский блок и окрестности к. Дех);

кварцево-грейзеново-молибденитовый (Кудара).

Таким образом, на примере Южного Тянь-Шаня и Памира фиксируются эндогенные проявления трех рядов химических элементов — литофильного, халькофильного и сидерофильного. Такой порядок написания отражает, по всей вероятности, и их значимость в минерогенезе указанных регионов в соответствии с относительным развитием участков с сиалическим и сиалически-фемическим типами коры (Хамрабаев и др., 1977).

Проявления литофильного ряда охватывают редкие щелочи, бор, фтор, пьезокварц, камни-самоцветы и магнезиальное сырье; халькофильного — медь, золото, полиметаллы, колчеданы; а сидерофильного — титаномагнетит-ильменитовые руды, карбонатные руды железа и реже — хромиты.

Факторы размещения минерализации

В отношении размещения вышеперечисленных генетических типов и их проявлений в недрах рассматриваемых регионов известны общие закономерности и факторы, выявленные более, чем за 40 лет изучения, непрерывно дополняемые и уточняемые. Наиболее познаны региональные факторы размещения эндогенной минерализации: роль субширотных структурно-формационных зон и подзон, определяющих поясную зональность оруденения (например, в Южном Тянь-Шане); значение контрастно-дифференцированных вулканоплутонических образований S_1 и их фаций в размещении колчеданного оруденения (Юго-Западного Гиссара и Калайхумб-Сауксайской подзоны, имевших эвгеосинклинальный режим развития); контроль локализации W — Mo — Au оруденения со стороны потенциально-специализированных средне- и малоглубинных гранитоидных интрузий (для Южного Тянь-Шаня S_3 — P_1 возраста) и их контактовых ореолов с карбонатными порода-

ми (для редкометалльных W—Mo — скарнов) и др. В последние годы в локализации эндогенного оруденения на Памире в какой-то степени в Южном Тянь-Шане стала выявляться роль еще одного фактора — субмеридиональных поперечных структур (Похвиснева, 1972, 1976; Афиногенова, 1973, 1979). В этом отношении намечается тенденция к переоценке значения этих структур. Некоторые исследователи чуть ли не все эндогенные рудопроявления Памира пытаются «укладывать» в такие структуры.

Ученые, изучившие металлогению Афганистана, по нашему мнению, избрали более правильный путь к пониманию причин локализации месторождений на территории Гиндукуша и окрестностей (Mineral resources of Afghanistan..., 1977). Они выделяют 8 металлогенических поясов; из них 4 имеют продолжение на советской территории Памира:

Бадахшанский — Северо-Памирский герцинский фемическо-сиалический пояс с Pb—Zn—Cu—Au редкометалльной минерализацией (на нашей территории продолжение этого пояса соответствует Калайхумб-Сауксайской подзоне с колчеданно-полиметаллической медной и золотой минерализацией);

Киртар-Аспаранский Юго-Восточно-Афганский альпийский фемический пояс с Pb—Zn—Hg—Cr—Cu минерализацией. Совпадает с Дарваз-Сарыкольской подзоной;

Назаржат-Нуристанский Южно-Памирский сиалический мезозой-кайнозойский пояс с редкометалльной (Ta, Nb и др.) и Pb—Zn—Cu—Au минерализацией. Этот пояс продолжается в южной части подзоны Юго-Западного Памира (район Ишкашима).

Как видно из названий выделенных рудных поясов, здесь при металлогеническом районировании учтены возраст складчатости, состав (профиль) земной коры и характерная минерализация.

Однако далеко неблагоприятно с познанием локальных факторов размещения минерализации. Поэтому мы, рисуя региональные схемы металлогении, часто бессильны указать конкретные места возможного нахождения месторождений или оценить известные рудопроявления. В области познания локальных факторов нами накоплен определенный опыт на скарново-редкометалльных, золоторудных и колчеданно-полиметаллических месторождениях Тянь-Шаня (в пределах Западного и Южного Узбекистана). Ниже кратко осветим этот опыт на примере двух отдаленных друг от друга формаций, охватывающих элементы литофильного и халькофильного рядов.

Скарново-редкометалльные месторождения, относящиеся к литофильным образованиям, как известно, локализуются в сфере контактов гранитоидных интрузивов с карбонатными породами. Интрузивные тела C_3 — P_1 возраста средней и малой глубинности (мезо- и гипабиссальные); породы средней и повышенной основности (гранодиорит-гранитный формационный ряд, обедненный железом (акцессорного магнетита менее 0,2—0,3%). Карбонатные породы — известняки или доломиты, перекрываемые сланцами или переслаивающиеся с ними, что дает гетерогенную среду. Благоприятны те участки контактовой поверхности, которые имеют пологое падение (менее 50°), а со стороны эндоконтакта разбиты поперечными трещинами и дайками жильных пород. Благоприятное значение пологих контактов и логообразных или корытообразных углублений контактовой поверхности объяснено экспериментальными исследованиями теплофизических

свойств и режимов вмещающих карбонатных пород. Чем ближе контакт, тем быстрее и эффективнее термическая обработка карбонатных пород и их замещение скарнами. При формировании скарнов и после него при прочих равных условиях шеелитовое и более позднее сульфидное оруденение избирательно развивается в тех скарновых телах, которые сложены более железистыми скарновыми минералами. Такими в скарновых полях Южного Тянь-Шаня являются геденбергитовые, геденбергит-актинолитовые (уралитовые) и в меньшей степени геденбергит-андрадитовые ассоциации (при этом в крупнокристаллических разностях этих скарнов появляются более значительные концентрации шеелита). Благоприятные условия рудоотложения железистых разновидностей скарновых минералов объясняются их хорошими теплофизическими параметрами (Хамрабаев и др., 1974). Изложенное позволяет удовлетворительно объяснить общеизвестный факт, что не все контакты гранитоидных интрузивов с карбонатными породами сопровождаются скарнами, а там, где они есть, они не всегда рудоносны.

Касаясь еще раз вопроса о потенциальной рудоносности отдельных гранитоидных формаций, следует отметить ошибочное утверждение Л. Н. Афиногеновой (1979) о том, что районы Южного Памира в доскладчатом этапе малоперспективны на скарново-шеелитовую формацию в связи с тем, что здесь отсутствуют массивы габбро-плагиогранитовой формации. То, что плагиогранитовая формация не является потенциально благоприятной на руды литофильного ряда, в том числе вольфрама, подчеркивалось неоднократно, в том числе и нами (Хамрабаев, 1978, 1979). Именно потому, что в Южном Памире и восточных частях Северного развиты мезозой-кайнозойские гранитоиды нормального гранит-гранодиоритового ряда, обедненные акцессорным магнетитом, с признаками геохимической специализации на редкие металлы, эти районы могут быть потенциально перспективными на скарново-шеелитовую формацию. Очередной задачей является выявление в контактовой зоне массивов этих гранитоидов площадей с благоприятной литологической и структурной позицией, т. е. факторами, перечисленными выше. Кроме шеелитоносных скарнов, могут быть выявлены необычные виды вольфрамоносных образований вроде шеелитоносных тальковых пород (Хамрабаев, 1980).

Колчеданно-полиметаллические месторождения относятся к образованиям халькофильного ряда. Выше мы упомянули о благоприятных региональных факторах, определяющих появление таких формаций — это эвгеосинклинальный режим, контрастно-дифференцированный базальтовый магматизм. Этими данными обладает Калайхумб-Сауксайская подзона Северного Памира, где еще не установлены промысленные объекты. Они выявлены в юго-западной части Южного Тянь-Шаня, в южных отрогах Гиссарского хребта (Хандиза, Чакчар, Сулукуль, Ходжабарку и др.).

Локальными факторами размещения таких месторождений являются палеовулканические постройки, заложенные во вторичных геосинклинальных прогибах и сложенные продуктами контрастной дифференциации базальтовой магмы (андезито-базальты, липариты и др.). При прочих равных условиях, как показали работы многочисленных исследователей (Ю. В. Михайлова, П. В. Панкратьев, Т. Ш. Шаякубов и др.), наиболее значительные по мощности и протяженности колчеданно-полиметаллические тела размещаются неда-

леко от субвулканических тел и экструзий в относительно рыхлых (туфовых) горизонтах вулканических построек.

С этих позиций территория Памира, Южного Тянь-Шаня, а тем более Гималаев и Каракорума, далеко еще не изучена и не оценена. Здесь еще не открыто ни одного промышленно важного месторождения, относящегося к колчеданной и скариново-шеелитовой формациям. Чтобы осуществить действенные прогнозы и выявить на их основе месторождения, имеющие крупное промышленное значение, в ближайшие 5—6 лет должны быть проведены целенаправленные научные и поисково-оценочные работы на золото, колчеданно-полиметаллические руды, редкие металлы, редкие щелочи и др. в соответствующих подзонах и площадях Памира и Южного Тянь-Шаня. Имеющиеся в настоящее время геологические карты и другие материалы не дают полных сведений о фациальных особенностях магматических пород, химических составах их породообразующих и акцессорных минералов (железистость цветных минералов, составы магнетитов, цирконов и др.), морфологии интрузивов, рельефе контактовой поверхности, литологическом составе вмещающих пород, степени их контактового метаморфизма, густоте и составе жильно-магматических и постмагматических образований и многом другом, на базе чего можно оценить потенциальную продуктивность тех или иных площадей (Хамрабаев, 1969). Однако задача данной монографии — не конкретный прогноз месторождений, а обзор сведений о локальных факторах рудообразования и некоторые соображения о возможных перспективах отдельных площадей, которые мы привели для иллюстрации состояния этой проблемы, а также поиски объяснения причин отсутствия крупных промышленных рудных месторождений на Памире. Теперь вновь обратимся к региональным особенностям размещения эндогенных месторождений полезных ископаемых в этом крае и их связи с особенностями его глубинного строения.

В целом отмечается субширотная поясная зональность в локализации эндогенных месторождений отдельных генетических типов и формационных групп. Это особенно четко выражено в Южном Тянь-Шане. На Памире, кроме того, намечаются признаки определенных (большой частью серебро-полиметаллических) рудопоявлений по субмеридиональным зонам или в местах пересечения структур этих двух систем. С севера на юг отчетливо выделяются следующие пояса: Южно-Ферганский полиметаллический, Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный, Нуратинско-Алайский золото-редкометалльный, Зарафшано-Алайский ртутно-сурьмяный, Гиссарский редкометалльный, Калайхумб-Сауксайский золоторудный и колчеданно-полиметаллический (на территории Афганистана его продолжением служит Бадахшанский — Северо-Памирский пояс с медно-полиметаллически-золоторудной и редкометалльной минерализацией), Центрально-Памирский и Дарваз-Сарыкольский хрусталеносный и железорудный (на территории Афганистана его продолжением является Киртар-Аспаринский, Юго-Восточно-Афганский пояс с полиметаллически-медной, ртутной и хромитовой минерализацией), Рушано-Пшартский и Базардаринский редкометалльный и хрусталеносный, Юго-Западно-Памирский (Бадахшанский) редкометалльный магнезиально-силикатный и самоцветный (в Афганистане (Гиндукуше) его продолжает Назаржат-Нуристанский Южно-Памирский пояс с редкометалльной минерализацией).

На этом общем фоне субширотных поясов намечаются второстепенные по значимости (или степени изученности) пояса, зоны или уз-

лы. Одна из таких зон — Южно-Ферганская с железо-марганцевым и хромитовым оруденением, расположенная на северных склонах Алайского и Туркестанского хребтов. Она в целом совпадает с зоной Южно-Ферганского — Северо-Нуратинского офиолитового пояса и нередко пересекается Южно-Ферганским ртутно-сурьмяным.

В пределах этой зоны проявлены разновозрастные, но магматического генезиса рудопоявления марганца (Гульча, Куршаб), железа (Куршаб, Набир, Сох) и хромитов (Киргизата, Араван).

Следующим является Юго-Западно-Гиссарский узел колчеданно-полиметаллических и медно-колчеданных руд (Хандиза, Чакчар, Сулукуль, Кульдара, Ходжабарку). Он клином входит между Зарафшанским ртутно-сурьмяным и Гиссарским редкометалльным поясами.

Третья — это Южно-Гиссарская железорудная зона, которая представлена скарно-магнетитовыми проявлениями (Харангон и др.) небольшой протяженности. Такие же проявления известны и в Северном Памире в северной части Калайхумб-Сауксайской подзоны (например, проявления магнетитовых скарнов в языковой части ледника Фортамбек). Приблизительно здесь же проходит небольшая (Дарваз-Заалайская) зона ртутной минерализации. Она объединяет несколько мелких проявлений (Литвиненко, Безуглый и др., 1977). Другая зона с ртутной, флюоритовой, редкометалльной минерализацией прослеживается в Южном Памире (Аличур-Горумдинская зона). Она связана с юным кайнозойским магматизмом щелочных базальтоидов. Не исключено, что эта зона приобретет характер пояса, в котором, кроме названных элементов, будут проявления и месторождения редких щелочей.

Наконец, Южный Памир можно выделить как пояс или зону минеральных источников. Она объединяет более 50 горячих и холодных источников и продуктов их отложений в виде боратных солей, серно-колчеданных (район оз. Сассыкуль в зоне Гунт-Аличурского разлома) и травертинов (Гармчашма). Сами источники имеют борную, гелиевую, фторную и редкощелочную минерализацию.

В выделенных субширотных рудных поясах рудные поля и районы располагаются прерывисто в зависимости от рудоразмещающих факторов (такие, как сферы проявлений гранитоидных или ультрамафитовых интрузивов, вулканических построек C_1 , меридиональные или диагональные разрывы как, например, «кулисы» в ртутно-сурьмяном поясе и др.). В зависимости от степени размыва, фациальности, вертикальных смещений блоков и других факторов внутри отдельных поясов по латерали наблюдается изменение масштабов и даже характера минерализации. Так, в западной части Калайхумб-Сауксайского пояса масштаб проявлений колчеданной минерализации и их разнообразие больше, чем в восточной. Здесь пока известны лишь зоны вкрапленной пиритизации в вулканитах C_1 , но больше проявлены мелкие кварц-карбонатно-сульфидные золоторудные жилы.

В западной части Ванч-Язгулемского хрусталеносного и железорудного пояса минерализация горного хрусталя проявлена широко и интенсивно. Железорудная минерализация также разнообразна (титано-магнетитовая и сидеритовая) и довольно интенсивна, хотя крупные промышленные месторождения пока неизвестны.

Здесь уместно привести высказывания А. Е. Ферсмана (1932) о возможных перспективах Северного Памира на железное оруденение: «...При отсутствии в Средней Азии крупной базы черных металлов,

единственный район, для которого можно наметить в этом отношении серьезные перспективы, это Памир».

В восточной части пояса за ледником Федченко известны лишь единичные проявления горного хрусталя, а потенциально железорудное представлено полосой магнитных аномалий, протягивающихся до оз. Ранкуль.

В западном секторе Рушано-Пшартского пояса проявлена сложная вольфрам-сульфидно-золоторудная минерализация, а в среднем — кварц-олово-вольфрамовая и боросиликатная. Менее резкие латеральные изменения наблюдаются и в рудных поясах Южного Тянь-Шаня. Так, в Нуратау-Алайском золото-редкометалльном поясе средние сектора представлены олово-бериллиевыми проявлениями в пегматитах и скарнах, по сторонам от них — вольфрамовыми (скарново-шеелит-сульфидными), с наложенным золотом, а во фланговых частях — золоторудными (особенно в Восточном Алае).

Такое изменение может быть объяснено разновозрастным оруденением в разных частях одного пояса, а также различной степенью вскрытия и эрозийного среза месторождений в разных частях одного пояса (например, в Западно- и Восточно-Памирском секторах).

Первый фактор мог иметь место в Ванч-Сарыкольском поясе. Здесь в западной части проявлены мел-палеогеновые гранитоидные и меловые габброидные интрузивы. С первыми предположительно связана хрусталеносность, а со вторыми — титан-магнетитовое оруденение. В восточной части пояса, в Каракуль-Сарыкульском районе развиты в основном триасовые гранитоиды с признаками золотой и редкометалльной минерализации. Здесь (в этом поясе) мог играть роль второй фактор, обнаживший более глубокие триасовые интрузивы в восточной части пояса. Во всех других поясах (за исключением Рушанского) нет заметного изменения формационной принадлежности и возраста магматических образований в восточных и западных частях. Все это заставляет искать причины латеральных изменений минерализации на Памире в дифференциальных поднятиях его отдельных секторов (особенно его западной и восточной частей) вдоль поперечных, субмеридиональных разломов или разрывных зон в верхнетретично-четвертичное время (Marussi, 1980). Главным из таких структур был, вероятно, поперечный Памиро-Гималайский разлом, или Памирская ось (Похвиснева, 1972, 1976; Афиногенова, 1973; Крестников, Штанге, 1977), являющийся, по-видимому, частью Индо-Памирской глубинной зоны Б. А. Петрушевского (1961, 1969). Эта структура значительной частью совпадает с зоной растяжения, выделенной А. Marussi (1980), и уходящей корнями в верхнюю мантию (астеносферу). Таких поперечных структур, как справедливо отмечали О. К. Чедия, Е. А. Похвиснева, Л. Н. Афиногенова и др., могло быть несколько, но, судя по характеру магматических и минерогенических проявлений и геофизическим данным, Памиро-Гималайский разлом, проходящий восточнее ледника Федченко, был главным. Восточный блок поднимался (и продолжает подниматься) гораздо быстрее, чем западный.

Мы рассмотрели главнейшие генетические типы и формации эндогенных месторождений и проявлений и особенности их распределения в Южном Тянь-Шане и на Памире. Теперь несколько слов о проявлении минерализации во времени, т. е. о минерогенических эпохах.

В докембрии (архей — протерозой) известны пока лишь месторождения магнезиальных силикатов и драгоценных камней. Их докем-

брийский возраст достоверно устанавливается данными определений абсолютного возраста флогопитов и валовых проб измененных мафитов и ультрамафитов и ассоциирующих с ними минералов калий-аргоновым методом. По ним получены цифры возраста 1,3—2 млрд. лет. Поскольку другие магнезиальные силикаты (форстерит, тальк) и камни-самоцветы (лазурит, шпинели разных окрасок, ювелирные разновидности скаполитов и др.) так же, как и флогопиты являются продуктами магнезиально-скарновых метасоматических процессов, то их возраст тоже определяется как докембрийский. Другие значительные минеральные проявления докембрийского возраста не известны. Проявления горного хрусталя и мориона, аквамарин и др. в пегматитах и кварцевых жилах в толще докембрия, вероятно, более молодые, (мел-палеогеновые) по аналогии с Памиро-Шугнанским гранитоидным плутоном и редкометалльными пегматитами в соседнем Нуристанском (в Афганистане) массиве (Россовский и др., 1975).

Минерагенические эпохи в течение палеозоя наиболее отчетливо выражены в Южном Тянь-Шане и Северном Памире. Здесь достоверно устанавливаются ниже-среднекарбоновая, верхнекарбон-нижнепермская и предположительно ордовик-силурийская и пермо-триасовая эпохи минерагении. Из них в ниже-среднекарбонной эпохе проявились колчеданная, колчеданно-полиметаллическая с медью и золотом и кварц-сульфидно-золоторудная минерализации в Юго-Западном Гиссаре и Калайхумб-Сауксайской подзоне.

Верхнекарбон-нижнепермская эпоха минерагении связана с одновозрастным гранитоидным комплексом и проявилась в Южном Тянь-Шане. Она привела к возникновению редкометалльных (вольфрам, молибден, олово) и золоторудных месторождений.

Пермо-триасовая эпоха, достоверно установленная для Срединного Тянь-Шаня, недостаточно уверенно выделяется для Южного Тянь-Шаня (ртутно-сурьмяная минерализация) и Северного Памира (признаки редкометалльной и золотой минерализации в Каракуль-Сарыкольском районе).

Вторая предположительная эпоха — также ордовик-силурийская. Сюда относятся новые находки проявления колчеданных руд в Юго-Западном Гиссаре в связи с силурийским вулканизмом.

В Центральном и Южном Памире наиболее значительными были эпохи минерагении в мезозое и кайнозое. Из них важнейшая — мел-палеогеновая, приведшая к формированию редкометалльной (вольфрам, олово, молибден) золоторудной и хрустальной минерализаций. С этой же эпохой совпадает время проявления железо-титанового оруденения и признаков редкощелочной минерализации. Правда, последняя может быть наложенной и иметь неогеновый или еще более поздний возраст в связи с неоген-четвертичным базальтоидным вулканизмом. Таким образом, эта позднейшая эпоха минерагении охватывает небольшие проявления ртути, флюорита и редких земель, а также борфтороносных и гелиеноносных минеральных источников в Южном Памире.

Связи особенностей минерагении со спецификой строения земной коры

Как говорилось в предисловии, вопросы связи строения коры с геологическими структурами и явлениями находятся в стадии изучения, в частности, это относится к связи особенностей минерагении со специ-

ффикой строения земной коры. Однако уже сейчас мы можем объяснить ряд наблюдаемых фактов.

1. С эвгеосинклинальными зонами северной окраины Южного Тянь-Шаня и Калайхумб-Сауксайской подзоны Северного Памира, обладающими относительно меньшими мощностями коры (45—51 км) и преимущественно сиалическо-фемическим характером ее разреза связаны преимущественные проявления халькофильных (и отчасти сидерофильных) элементов — колчеданно-полиметаллическая и медно-колчеданная формации с золотом, ртутно-сурьмяная и полиметаллическая, железо-марганцевая и хромитовая. Сиалическо-фемический характер разреза этой подзоны обусловлен преобладающим гранулитобазитовым составом земной коры и проявлением на современном уровне среза продуктов базальтового и ультрамафитового магматизма в эвгеосинклинальную стадию ее развития.

2. С геосинклинальными зонами и докембрийскими срединными массивами Южного Тянь-Шаня и Южного Памира, имеющими более мощную (60—70 км) кору с сиалическим разрезом, связаны месторождения литофильных элементов (редкощелочные проявления, редкометалльные скарны, пегматиты и грейзены) и особенно камней-самородков. Сиалический разрез коры обусловлен преобладанием в ее составе гранитного слоя (30—35 км).

3. Связь третичного (палеогенового) магматизма и железо-титанового оруденения с зоной Ванч-Акбайтальского глубинного разлома.

4. Связь проявлений молодого неоген-четвертичного щелочно-базальтоидного магматизма с зонами растяжения, косо пересекающими субширотные структуры, в связи с чем продукты этого магматизма имеют на территории Памира азональное распределение (Таджидинов, 1977).

Вместе с тем есть некоторые несоответствия и необъясненные связи. Непонятна, например, приуроченность к одной и той же Центрально-Памирской зоне железо-титанового (сидерофильного ряда) и хрустального (литофильного) оруденений. Эта и следующая Рушано-Пшартская с редкометалльным оруденением подзона имеют резко различные мощности в западной (60 км) и восточной (70—75 км) частях, а характер разреза их коры не ясен.

Остается не ясным также и механизм связей особенностей минерализации со спецификой земной коры.

СТРОЕНИЕ И ЭНЕРГЕТИКА ЛИТОСФЕРЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ПАМИРА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЛАВНЕЙШИХ ФОРМАЦИЙ ПОРОД

Петрофизическим опробованием охвачены все разновидности формаций горных пород различных возрастов, встречающихся вдоль трассы Узген (Ош) — Сарыташ — оз. Каракуль, Калайхумб — Хорог — Ишкашим и на площади некоторых рудных месторождений западной части Южного Тянь-Шаня. Изучены плотностные, электрические, упругие и тепловые параметры горных пород.

До нас плотностные и магнитные свойства горных пород Южного Тянь-Шаня и Памира были изучены сотрудниками ВСЕГЕИ (Сытин, Юдборовский, Иванов, Булин и др., 1969) работниками параметрической партии Управления геологии Таджикской ССР и др.

Плотность горных пород

Накопленные сведения показывают, что плотностные параметры осадочно-метаморфических, вулканогенных и интрузивных образований Южного Тянь-Шаня и Памира закономерно изменяются. Плотность молодых палеогеновых вулканогенных образований, представленных андезито-базальтами (пшартской серии Памира), колеблется в пределах 2,78—3,13 т/м³ при среднем из трех проб 2,95 т/м³. Порода имеет высокую плотность по сравнению с такими же породами, слагающими позднемезозой-раннекайнозойский структурный этаж. Для последних в среднем из 14 проб плотность составляет 2,79 т/м³. Минеральный состав их одинаковый, но по степени сохранности они отличаются, т. е. андезито-базальты мелового времени более изменены, чем палеогеновые. Характер изменения плотности вулканогенных образований в зависимости от состава можно наблюдать на примере разреза пород позднемезозой-раннекайнозойского структурного этажа. Значение плотности повышается от туфоконгломератов и туфопесчаников (2,63 и 2,76 т/м³) к базальтам (2,75 и 2,79 т/м³).

Средние значения плотности андезитов и дацитовых порфиритов триасового возраста Центрального Памира колеблются от 2,70 до 2,73 т/м³.

Наряду с составом определенную роль в вариации плотности играла глубина формирования. Например, наиболее глубоко залегающие андезито-базальты имеют более высокие плотности, чем туфоконгломераты, залегающие в верхних частях вулканогенных образований (бартангская серия).

**Плотностные параметры формаций пород верхних этажей земной
коры Южного Тянь-Шаня и Памира**
(по Х. К. Куддусову, О. Нурматову, Э. Искандарову)

Возраст	Литолого-петрографический тип породы	Плотность, $\rho \cdot 10^3$ кг/м ³	
		Южный Тянь-Шань	Памир
Кайнозой	Андезито-базальты	—	$\frac{2.95}{3}$
	Граниты, гранодиориты	—	$\frac{2.59-2.67}{102}$
	Диориты	—	$\frac{2.79}{35}$
	Туфоконгломераты	—	$\frac{2.63-2.66}{13}$
Мезозой	Туфопесчаники	—	$\frac{2.65-2.76}{4}$
	Дациито-липариты	—	$\frac{2.75}{4}$
	Граниты и гранодиориты	—	$\frac{2.61}{6}$
	Габброиды	—	$\frac{2.94-3.09}{35}$
	Сланцы	—	$\frac{2.75}{16}$
	Песчаники	—	$\frac{2.71}{4}$
	Дациитовые порфириты, плагионопорфириты	—	$\frac{2.72-2.73}{12}$
	Фельзит-порфиры	—	$\frac{2.67}{7}$
	Известняки, мраморы	$\frac{2.59-2.81}{30}$	$\frac{2.64-2.77}{110}$
	Песчаники, кварциты, алевролиты, конгломераты	$\frac{2.46-2.88}{70}$	$\frac{2.67-2.73}{95}$
Палеозой	Сланцы различного состава	$\frac{2.46-2.79}{32}$	$\frac{2.63-2.87}{80}$
	Порфириты	$\frac{3.17-3.20}{2}$	$\frac{2.03-3.10}{34}$
	Диориты	$\frac{2.67-2.80}{13}$	$\frac{2.66-2.82}{26}$

Продолжение табл. 8

Возраст	Литолого-петрографический тип породы	Плотность, $\rho \cdot 10^3$ кг/м ³	
		Южный Тянь-Шань	Памир
Палеозой	Граниты и гранодиориты	$\frac{2.53-2.73}{91}$	$\frac{2.58-2.79}{49}$
	Скарнированные породы	$\frac{2.90-3.55}{50}$	$\frac{3.09-3.21}{6}$
	Роговики	$\frac{2.66-3.19}{36}$	$\frac{2.70-2.82}{11}$
	Габбро-диабазы	$\frac{2.9-3.0}{11}$	$\frac{2.74-3.03}{24}$
	Дациты	—	$\frac{2.76-2.81}{6}$
	Эффузивы среднего и основного составов	$\frac{2.63-3.05}{160}$	$\frac{2.76-2.86}{46}$
	Эклогиты	$\frac{3.10-3.20}{4}$	—
	Сerpентиниты	$\frac{2.76-2.84}{13}$	—
Рифей—венд	Известняки, доломиты	$\frac{2.62-2.84}{61}$	—
	Песчаники, кварциты	$\frac{2.56-2.73}{1281}$	—
	Сланцы	$\frac{2.50-2.78}{30}$	—
	Конгломераты	$\frac{2.60-2.82}{28}$	—
Протерозой	Сланцы различного состава	$\frac{2.65-2.77}{72}$	$\frac{2.70-2.75}{24}$
	Песчаники, кварциты	$\frac{2.69-2.86}{23}$	$\frac{2.70-2.74}{6}$
	Гнейсы различные	$\frac{2.65-2.95}{25}$	$\frac{2.70-2.86}{50}$
	Мраморы	—	$\frac{2.80-2.83}{5}$
	Гнейсы и мигматиты	—	$\frac{2.67-2.78}{25}$
Архей	Амфиболиты	$\frac{2.58-3.16}{70}$	$\frac{2.74-3.10}{—}$

Возраст	Литолого-петрографический тип породы	Плотность, $\rho \cdot 10^3$ кг/м ³	
		Южный Тянь-Шань	Памир
Архей	Кварциты, кремнистые породы	2,58—2,80 40	2,61—2,76 10
	Слюдистые и алевролитовые сланцы	2,69—3,24 28	—
	Амфиболовые и зеленокаменные — метаморфические сланцы	2,76—2,84 34	—

Плотность отложений позднепалеозой-раннемезозойского возраста изменяется в среднем от 2,71 т/м³ для песчаников до 2,75 т/м³ для сланцев.

Ранне-среднепалеозойский структурный этаж (Центральный Памир) состоит из трех групп осадочно-метаморфических образований силура и девона: 1) мраморы, известняки, 2) песчаники, конгломераты и гравелиты, 3) сланцы. Породы одинакового состава, но разного возраста по плотности отличаются друг от друга. Карбонатные отложения девона имеют в среднем 2,74 т/м³, а силура — 2,64 т/м³. Плотность песчаников и конгломератов выше у девонских (2,68 т/м³) и ниже у силурийских (2,63 т/м³). Значительно колеблется плотность сланцев и песчаников силура (2,59—2,84 т/м³), средними значениями обладают силурийские образования Западного Памира (по трассе Ванч — Хорго — Ишкашим) — 2,76 т/м³.

Архейский структурный этаж (Юго-Западный Памир), сложенный сильно метаморфизованными образованиями, в целом отличается высокой плотностью. Плотность мраморов архея варьирует от 2,80 до 2,83 т/м³, амфиболитов — от 2,74 до 3,10. Это самые высокие значения для осадочно-метаморфических образований разреза земной коры Памира. Некоторые относительно пониженные плотности характерны для измененных гнейсов и мигматитов (2,67—2,78 т/м³). Плотность интрузивных пород трассы профиля изменяется от 2,55 до 3,24 т/м³ (табл. 8), сравнительно низкая плотность характерна для лейкократовых гранитов (2,55—2,62 т/м³), а высокая — для рудных габбро (2,94—3,09 т/м³).

В целом плотность основных интрузивных пород и метаморфических образований выше, чем более молодых и менее метаморфизованных (табл. 8).

Упругие параметры горных пород

Исследования акустических параметров, т. е. скорости прохождения упругой продольной волны через образцы горных пород Южного Тянь-Шаня и Памира показали, что относительно измененные породы характеризуются низкими значениями скорости продольной волны (4100 м/с), а плотные и неизмененные мраморы, гранитоиды, габброиды, зеленокаменные сланцы и роговики — относительно высокими (табл. 9).

Таблица 9

Скорость упругих продольных волн в породах верхних
этажей земной коры Южного Тянь-Шаня и Памира
(по Х. К. Куддусову, О. Нурмамову, Э. Искандарову
и Б. Ю. Хвану)

Порода	V_p , м/с	
	Южный Тянь- Шань	Памир
Песчаники	4400—5400	4500—5370
	10	16
Сланцы	4300—5500	4700—5900
	20	17
Габброиды	5000—7300	6000—6200
	11	2
Эклогиты	6000—6700	
	1	
Известняки, мраморы	4770—6200	3290—7290*
	36	55
Диабазы	4900—6200	
	17	
Сerpентиниты	5500—6700	6000—6470
	13	2
Граниты и гранодиориты	4000—6000	3300—5920
	29	151
Диориты	5400—6200	3600—6000
	13	12
Роговики	4420—6380	4070—6710
	80	43
Базальты	—	3940—5900
	—	19
Гнейсы	—	3340—6000
	—	37
Амфиболиты	—	4760—5364
	—	4
Пироксениты	—	5900—6550
	—	2

* 7290—характерна для доломитских мраморов архея.

Наиболее высокие значения скорости продольной волны (7 290 м/с) имеют магнезитовые и доломитовые мраморы архея, а их крупнокристаллические разности — гораздо меньшие показатели (5350—5560 м/с).

Породы условно нижнепротерозойского времени характеризуются более низкими средними значениями скорости продольной волны — 4920—5110 м/с.

Значения этого же параметра в осадочно-метаморфических породах позднепалеозойско-раннемезозойского возраста колеблются в интервале 5760—6020 м/с. Низкие значения свойственны песчаникам, а высокие — сланцам. Относительно высокие (5850 м/с) скорости продольной волны характерны для вулканитов кайнозойского структурного этажа пшартской серии. Вулканогенные образования такого же состава позднемезозой-раннекайнозойского этажа имеют средние скорости продольной волны (5500—5670 м/с).

Отметим, что наиболее детальному петрофизическому изучению подвергались образцы, взятые на отрезке трассы профиля р. Ванч-Дерзуд — Хорог — Ишкашим. На участке Калайхумб — Ванч исследованы упругие параметры серпентинитов, гнейсов, амфиболитов, габброидов, сланцев, зеленокаменных пород, диабазов и роговиков.

В результате изучения упругих параметров горных пород на отдельных отрезках трассы профиля Калайхумб — Хорог — Ишкашим (по 127 пробам) получены следующие значения (по Э. Искандарову):

<i>Упругие параметры</i>	<i>Калайхумб- р. Ванч</i>	<i>р. Ванч- Хорог</i>	<i>Хорог- Ишкашим</i>
Скорость продольных волн, м/с	5195	4763	4663
Скорость поперечных волн, м/с	2940	2712	2629
Модуль Юнга, $10^{10} \cdot \text{н/м}^2$	5766	4,941	4 709
Модуль сдвига, $10^{10} \cdot \text{н/м}^2$	2,317	1,938	1.846
Модуль объемной упругости, $10^{10} \cdot \text{н/м}^2$	4,218	3,443	3 345
Сжимаемость, $10^{-10} \cdot \text{м}^2/\text{н}$	0,237	0 293	0,298

Установленные значения скоростей распространения продольной волны (5195—4663 м/с) в осадочно-метаморфическом и «гранитном» слоях приповерхностной части профиля хорошо согласуются с полевыми сейсмометрическими данными. Необходимо подчеркнуть, что скорость продольной волны в монолитах пород различных глубинных частей трассы профиля существенно изменяется.

Относительно низкие значения скоростей продольных и поперечных волн в приповерхностных частях земной коры, в частности Памира обусловлены многими факторами. Наиболее важные из них:

релаксация — разрыхление скелета минералов и пород; физическое (термическое) и химическое (окисление, гидратация, дегидратация), преобразование минералов: напряженность и разрушенность монолитов (густота и мощность зоны разломов), водонасыщенность пород и др.

Экспериментальные исследования, проведенные на образцах горных пород по трассе профиля Ош (Узген) — Сарыташ — Каракуль, показали, что воздействие невысоких температур (до 300°C) значительно понижает распространение продольной волны. Водонасыщенность

более пористых пород (песчаники) приводит к дополнительному увеличению скорости упругой продольной волны.

В менее пористых серпентинитах и диоритах водонасыщенность образцов на изменение скорости V_p заметно не влияет. Во всех случаях воздействие температуры было достаточно заметно на скорости прохождения продольной упругой волны, т. е. разница скорости V_p достигала 400—1500 м/с. Эти результаты дают нам основание предполагать, что породы, подвергавшиеся термальному метаморфизму в поверхностных условиях земной коры, характеризуются относительно высокими значениями пористости и низкой скоростью прохождения упругих волн, какими являются осадочно-метаморфические (крупно-

Таблица 10

Скорость распространения упругих волн V_p (м/с) в глубинных условиях на отрезке геолого-геофизического профиля Ош (Узген)—Сарыташ—оз. Каракуль (по Э. Искандарову и О. Нурмастанову)

Н, км	P, ГПа	T, °C	Гнейсы	Зеленока-мелые сланцы	Гранодиориты	Диориты	Габброиды	Диабазы	Серпентиниты	Эклогиты	Покритовый порфирит
0	0.0001	25	5600	6300	5600	5800	6000	5500	6000	6200	6200
10	0.25	130	5840	6200	5820	6070	6200	5610	6140	6360	6330
20	0.52	260	6070	6400	6070	6250	6440	5820	6350	6570	6560
30	0.80	300	6350	6730	6100	6300	6680	6160	6520	6740	6730
40	1.00	530	—	—	6300	6700	6890	6300	6380	6900	7000
50	1.34	660	—	—	6520	6810	7090	6480	6960	7200	7180
60	1.63	800	—	—	—	7000	7300	6700	7380	7560	7370
70	1.95	920	—	—	—	7180	7540	6890	7500	7870	7700

и среднезернистые мраморы) и гранитоидные породы приповерхностной части трассы профиля Қалайхумб — Хорог — Ишканим и карбонатные породы экзоконтактных зон интрузивов, распространенных на площади северо-западной части Южного Тянь-Шаня (Западный Узбекистан).

В глубинных слоях земной коры скорости прохождения упругих волн заметно увеличиваются. Это изменение (увеличение) может быть выражено формулой:

$$V_{p(T, P)} = V_p [1 + (\beta_{(T, P)} \cdot P - \alpha_{(T, P)} \cdot T)] \text{ м/с,}$$

где $V_{p(T, P)}$ — скорость продольной волны в глубинных условиях,
 V_p — то же в комнатных условиях,

β и α — сжимаемость и термическое расширение пород в условиях фиксированных температур и давлений,

P и T — значения давлений и температур определенных глубин.

Результаты расчетов скорости распространения продольной волны в различных типах горных пород по данной формуле приведены в табл. 10.

Анализ скорости распространения упругой продольной волны в различных типах пород Южного Тянь-Шаня и Памира показал наличие анизотропии, которая до нас не была детально изучена.

Поэтому при проведении исследований упругих свойств горных пород на образцах в лабораторных условиях при атмосферном давлении

и комнатной температуре мы обратили на этот фактор особое внимание. В отобранных штуфах скорости продольных волн измерялись в двух взаимно перпендикулярных направлениях.

В направлении слоистости пород скорость упругих продольных волн максимальна (V_p^{II}) а вкrest напластования ($V_p^{\perp}$) — минимальна. Коэффициент анизотропии A скорости распространения продольных волн (V_p) оценивается по формуле:

$$A = \frac{V_p^{II} - V_p^{\perp}}{V_p^{\perp}} 100\%.$$

Для песчаников и сланцев коэффициент анизотропии находится в пределах 3,2—9,0%. Максимальное значение анизотропии наблюдается в зеленокаменных сланцах (до 12—17,5%).

Тепловые параметры горных пород

Теплопроводность, температуропроводность, теплоемкость и коэффициенты термического расширения горных пород изучены в каменных образцах, собранных из рудных полей Южного Тянь-Шаня (Западный Узбекистан — Мальгузарские, Нуратинские, Зирабулак-Зиаэтинские горы и Центральные Кызылкумы) и Южного Памира (Икар, Кухилал).

Теплопроводность образцов горных пород изучал Э. Искандаров зондовым методом мгновенного источника тепла с погрешностью 1,2—1,5% в образцах, собранных отрядами Э. Искандарова, Г. А. Магдиева, И. К. Абубакирова, Ю. Н. Зуева, О. Нурмаматова и также из коллекций И. Х. Хамрабаева, А. А. Кустарниковой. Результаты экспериментального изучения теплопроводности осадочных, осадочно-метаморфических и магматических формаций пород Южного Тянь-Шаня и Памира приведены в табл. 11. Низкие значения теплопроводности свойственны глинам, алевролитам и песчаникам мезозойского и кайнозойского возрастов 1,48—2,89 Вт/м°К. Осадочно-метаморфические и магматические формации горных пород Южного Тянь-Шаня и Памира характеризуются повышенными значениями теплопроводности. Самые высокие значения соответствуют аплитам, доломитам и углеродисто-графитовым сланцам (от 3,60 до 7,14 Вт/м°К).

Теплопроводность гранитоидов закономерно повышается от диоритов к лейкократовым гранитам и аплитам. Она связана с количеством кварца, так как среди породообразующих минералов гранитоидов кварц характеризуется высокими значениями теплопроводности (5,46 Вт/м°К).

Теплопроводность осадочно-метаморфических алюмосиликатных пород изменяется в широких пределах. Коэффициент теплопроводности сланцев, роговиков и алевролитов зависит от степени метаморфизма и состава самих пород.

Так, окварцевание и ороговикоование существенно увеличивает теплопроводность сланцев. Кроме того, графитизация (и битуминозность) также сильно повышает коэффициенты теплопроводности сланцев и роговиков (до 5,74 Вт/м°К).

Экспериментальные исследования показали, что температурная обработка сильно понижает теплопроводность минералов и горных

пород, а давление (уплотнение), наоборот, повышает (Любимова, 1968).

Характер изменения коэффициента теплопроводности минералов и горных пород в условиях повышенных ТР режимов может быть уста-

Таблица 11

Теплопроводность горных пород Южного Тянь-Шаня и Памира
(по Ю. Н. Зуеву, Э. Искандарову)

Возраст	Порода	Кол-во обр.	Тепло-ро- водность, Вт/м °К
Мезозой-кайнозой	Песчаники	32	2,25
	Алевролиты	9	2,12
	Глины	14	2,05
	Известняки	8	2,89
	Ангидриты	3	4,21
	Диориты	4	2,94
	Андезиты		2,59
	Роговики		3,88
	Аплиты	14	3,65
	Граниты	19	3,31
	Гранодиориты	15	3,03
	Гранодиорит-порфиры	2	2,68
	Диориты	14	2,71
	Габбро	8	2,58
Палеозой	Перидотиты	6	2,68
	Сerpентиниты	14	
	Сиенито-диориты	7	2,78
	Диабазовые порфиры	9	2,46
	Пикритовые порфиры	2	1,74
	Известняки	34	3,07
	Мраморы	49	2,67
	Доломиты	24	3,85
	Аргиллиты	5	2,46
	Песчаники	5	2,46
	Сланцы глинисто-углеродис- тые (графитовые)	3	6,17
	Мрамор магнезитовый	3	5,74
	Жадцит-энстатитовая порода	3	5,38
Архей	Энстатит-тремолитовая порода	3	2,25
	Мрамор кальцитовый мелко- зернистый	6	3,82
	Форстерит из магнезильного скарна	3	4,81

новлен по формуле: $\lambda_{(T, P)} = \lambda_0 + \rho_0 (\beta_{(T, P)} \cdot P - \alpha_{(T, P)} T) \cdot 23,866$ Вт/м°К (Искандаров, 1979), где λ_0 — коэффициент теплопроводности и ρ_0 — плотность образца в стандартных условиях ($T = 27^\circ\text{C}$ и $P = 10^5 \text{ Па}$),

P — давление, T — температура образцов; $\beta_{(T, P)}$ и $\alpha_{(T, P)}$ — коэффициенты (объемные) сжимаемости и расширения образца в соответствующих условиях температур и давлений; 23,866 — константа, установленная эмпирическим путем на основе экспериментальных данных.

Мы анализировали взаимосвязь теплоемкости образцов со скоростью прохождения продольной упругой волны (V_p). Эта взаимосвязь имеет вид:

$$C_p = \frac{D}{V_{pi}} \text{ кдж/кг град.}$$

где: D — константа конкретных типов пород

V_{pi} — скорость продольной волны, м/с.

С помощью данной формулы можно рассчитать коэффициенты теплоемкости монолитов, залегающих в глубинных условиях. Значения постоянных коэффициентов при расчете теплоемкости горных пород земной коры и верхней мантии (по Э. Искандарову, 1980) приводятся ниже:

Порода	Значение D $\left(n \cdot 10 \frac{\text{зкдж} \cdot \text{м}}{\text{кг}^\circ \text{К} \cdot \text{с}} \right)$	Порода	Значение D $\left(n \cdot 10 \frac{\text{зкдж} \cdot \text{м}}{\text{кг}^\circ \text{К} \cdot \text{с}} \right)$
Граниты	4,873	Перидотиты	4,992
Гранодиориты	5,130	Лабродориты	5,528
Диориты	5,175	Амфиболовые гнейсы	4,814
Диабазы	5,53	Сланцы	4,572
Базальты андезитовые	4,855	Песчаники	4,972
Габброиды	5,187	Мраморы	5,334
Амфиболиты	5,424	Доломиты	4,496
Эклогиты	5,085	Роговики и гнейсы	4,827
Дуниты	4,825	Кварциты	5,066
Оливиниты	6,435		

Среди изученных проб относительно высоким КТР характеризуются приконтактные мраморизованные известняки, гранитоиды и роговики. КТР этих пород варьирует от $18 \cdot 10^{-6}/^\circ\text{C}$ при 300°C до $25 \cdot 10^{-6}/^\circ\text{C}$ при 600°C . В интервале температур от 100°C до 500°C изменение КТР приблизительно носит линейный характер, а от 500 до 600 у всех типов пород, кроме известняков, наблюдается резкое возрастание, связанное, очевидно, с полиморфным переходом кварца (табл. 12). КТР гнейсов и гранитоидов характеризуется близкими значениями, что обусловлено их однородным составом.

Электрические параметры горных пород

Электропроводность горных пород в различных режимах температур и давлений изучена по общеизвестной методике, опубликованной в работах М. П. Воларовича, Э. И. Пархоменко и др. (Воларович и др., 1966).

Осадочно-метаморфические породы. Из этих групп пород детально изучалась электропроводность сланцев и известняков при высоких температурах (от 200 до 1000°C).

Хлоритово-эпидотовые сланцы в интервале температур 400 — 1000°C имеют энергию активации, равную $0,55$ эв. Электропроводность всех хлоритово-эпидотовых сланцев меняется от $8,0 \cdot 10^{-8}$ до $8,0 \cdot 10^{-7}$ $(\text{Ом} \cdot \text{м})^{-1}$, а при высоких температурах приобретают значения от $3,0 \cdot 10^{-2}$ до $9,0 \cdot 10^{-2}$ $(\text{Ом} \cdot \text{м})^{-1}$.

При высоких температурах (от 400—1000°C) в переносе тока участвуют частицы с энергией активации около 1,0 эв.

Таблица 12

Коэффициенты термического расширения некоторых формаций горных пород Южного Тянь-Шаня и Памира
(по Э. Искандарову, Б. Ю. Хвану, И. Н. Ганиеву)

Порода	n*	$\alpha \cdot 10^{-6}$ /град.						
		100°	200°	300°	400°	500°	600°	700°
Известняки	56	7,55	10,08	13,18	15,22	17,66	20,13	20,00
	84	5,50	8,70	11,40	13,40	15,60	18,40	18,20
Доломиты	42	8,98	17,48	11,98	13,72	15,57	17,13	18,25
	21	5,20	7,00	8,70	9,90	12,50	17,20	16,20
Сланцы	49	3,58	6,30	7,94	9,40	11,12	15,62	16,03
	49	5,55	7,14	8,70	10,34	12,20	15,17	15,48
Роговики	84	7,27	11,33	13,09	14,50	18,05	20,50	—
	133	5,62	7,86	9,84	11,68	15,29	21,06	18,92
Гнейсы	—	—	—	—	—	—	—	—
	77	4,80	7,90	10,50	13,10	17,50	23,80	21,80
Лейкограниты	28	9,55	10,10	13,30	16,15	20,60	26,50	22,30
	35	4,74	7,87	11,09	14,10	18,25	24,55	22,27
Граниты	63	7,13	10,27	12,98	15,55	22,79	23,16	—
	56	5,04	8,21	11,30	14,57	19,79	24,15	22,69
Гранодиориты	42	6,80	9,60	11,73	13,92	16,65	23,62	—
	28	6,19	8,30	11,00	12,94	18,11	23,21	21,90
Диориты	21	7,78	8,84	9,72	11,18	14,00	17,17	—
	28	2,38	4,53	6,58	8,48	10,83	14,13	14,43
Габбро	49	5,78	7,58	9,06	10,60	12,38	16,86	—
	—	—	—	—	—	—	—	—
Базальты	—	—	—	—	—	—	—	—
	70	4,50	6,60	8,40	9,90	12,10	16,10	16,30
Пироксениты	28	7,20	8,90	10,10	10,40	10,70	11,10	11,90
	21	3,45	6,00	7,60	8,95	9,95	10,55	10,90
Серпентиниты	63	5,73	7,58	7,59	8,20	8,33	8,09	7,06
	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. В числителе—данные по Южному Тянь-Шаню, в знаменателе—по Памиру.

Электропроводность известняков при 200°C изменяется от $1,0 \cdot 10^{-8}$ до $6,10^{-5}$ (Ом·м)⁻¹, а при 800°C — от $5,0 \cdot 10^{-4}$ до $3 \cdot 10^{-2}$ (Ом·м)⁻¹ (табл. 13).

Зависимость $\sigma = fc^1/T$ для гранитоидов имеет обычный излом. Для гранитов интервал температур от 200 до 400°C характеризуется весьма высокой энергией активации $E_0 = 0,67$ эв. Для второго участка

(400—800°) она значительно выше ($E_0=1,48$ эв). По литературным данным для гранитов, отобранных из Европейской части Советского Союза и Казахстана при 200—450°C E_0 не более 0,4—0,92 эв, а при более высоких температурах (400—800°C) $E_0=1,0—1,5$ эв.

Диориты по своим электрическим свойствам ближе всего примыкают к гранодиоритам (при 200—600°C). В интервале температур 600—700°C в диоритах электропроводность то увеличивается, то уменьшается. Такие явления в диоритах наблюдали и другие исследователи (Пархоменко, Бондаренко, 1972).

Мы изучили 22 образца диабазы, взятых с трассы профиля Памиро-Алая. По величине электропроводности, а также по значениям E_0 диабазы разделяются на две группы. Первая отличается высокими значениями электропроводности и энергии активации (табл. 13).

Из табл. 13 видно, что серпентиниты характеризуются близкими значениями энергии активации. С увеличением содержания рудных минералов (хромит, магнетит) электропроводность серпентинитов резко повышается и хорошо фиксируется при 200—500°C.

Результаты температурной зависимости электропроводности горных пород Южного Тянь-Шаня и Памира показывают, что в области низких температур энергия активации всех типов пород невелика — от 0,30 до 0,70 эв, а высокотемпературному участку соответствуют большие значения — 1,4—3,144 эв.

Таким образом, низкое значение энергии активации указывает на примесную ионную проводимость, а высокое характеризует собственную проводимость скелета пород (или их минералов).

Известно, что электропроводность горных пород зависит от многих факторов — минерального состава, структуры, текстуры, влажности, давления и температуры.

При наличии примесей в горных породах электропроводность при низких температурах может резко увеличиваться, так как примеси создают в запрещенной зоне дополнительные уровни. В горных породах очень много примесей, причем их количество и качество резко меняется в одном и том же образце, поэтому существенно различается и их электропроводность. Определенный интерес представляет электропроводность горных пород при их плавлении.

Нами были проведены эксперименты (табл. 14), в результате которых выявлено, что на участке плавления всех изученных образцов электропроводность резко увеличивается в 10—100 раз.

Таким образом, изучение электропроводности формаций горных пород Южного Тянь-Шаня и Памира в различных температурных условиях, включая и область их плавления подтвердило мнение о том, что глубинные слои земной коры с относительно высокими значениями электропроводности характеризуются повышенными режимами температуры, а проводящие слои астеносферы — частично плавленным состоянием мантийного субстрата.

Электропроводность горных пород при одновременном воздействии давления и температуры. Для исследования электропроводности горных пород, отобранных по профилю при давлении до 2,5 ГПа и температуре до 400°C мы собрали установку высокого квазигидростатического давления типа цилиндр — поршень с внешним обогревом. Камера, изготовленная из сплава ВК-6, впрессована в термически обработанную поддержку из стали 40-х. Внутренний диаметр камеры и ее глубина равны 10 мм. Образец горной породы в виде цилиндра диа-

Средние значения электропроводности (E_0) энергии активизации и предэкспоненциальный коэффициент (σ_0) горных пород Тянь-Шаня (по О. Нурмаатову)

Тип породы и место взятия	Кол-во образцов	Температура, °C					Интервал температуры	E (эв)	σ_0
		200	400	600	800	1000			
Сланцы (Алай, Сары-Таш, р. Ак-Бура)	6	$4,2 \cdot 10^{-9}$	$4,0 \cdot 10^{-7}$	$3,5 \cdot 10^{-6}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	до $5,0 \cdot 10^{-4}$	до—400 600—1000 до—400	0,65 1,62 0,74	—5,9 —0,2 —7,3
Песчаники (Сары-Таш, Чон-Блеули)	3	$3,2 \cdot 10^{-9}$	$3,1 \cdot 10^{-7}$	$2,4 \cdot 10^{-6}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	600—1000 до—600	1,14 0,96	—3,6 —7,2
Известняки (Алай, р. Ак-Бура, Чон-Блеули)	5	$3,2 \cdot 10^{-9}$	$3,0 \cdot 10^{-7}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$8,6 \cdot 10^{-5}$	$8,0 \cdot 10^{-5}$	600—800	1,4	—1,8
Роговики (Алай, Чон-Блеули, Таргалак-сай)	3	$5,0 \cdot 10^{-8}$	$6,6 \cdot 10^{-7}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$3,2 \cdot 10^{-5}$	до 600 600—1000	0,74 0,68	—5,2
Граниты (р. Гульча, Блеулинск. и Асколинск. интр.)	5	$4,2 \cdot 10^{-10}$	$4,0 \cdot 10^{-8}$	$6,7 \cdot 10^{-6}$	$6,6 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-4}$	до 400 400—800 800—1000	0,67 1,48 2,4	—3,6 +2,6 +4,1
Гранодиориты (Сары-Таш, р. Ак-Бура)	9	$6,1 \cdot 10^{-10}$	$4,5 \cdot 10^{-8}$	$2,4 \cdot 10^{-6}$	$8,3 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	до 500 500—800	0,54 1,16	—4,6 +2,5
Диориты (Алай, Блеулинск. интр. Аскалинск. интр.)	7	$3,4 \cdot 10^{-10}$	$2,4 \cdot 10^{-8}$	$3,4 \cdot 10^{-7}$	$1,6 \cdot 10^{-6}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$	до 400 400—600 700—1000	0,5 1,14 2,14	—6,1 —3,1 +3,1
Габброиды (Алай)	5	$3,40 \cdot 10^{-7}$	$2,00 \cdot 10^{-6}$	$8,00 \cdot 10^{-6}$	$8,00 \cdot 10^{-4}$	$1,30 \cdot 10^{-2}$	до 500 600—1000	0,70 0,94	—5,5 +6,7
Диабазы (Алай)	10	$5,80 \cdot 10^{-8}$	$5,40 \cdot 10^{-6}$	$6,70 \cdot 10^{-5}$	$4,20 \cdot 10^{-3}$	$1,00 \cdot 10^{-2}$	до 500 700—1000	0,40 0,90	—4,9 +2,6
Серпентиниты (р. Киргизата)	3	$4,00 \cdot 10^{-7}$	$5,40 \cdot 10^{-5}$	$6,40 \cdot 10^{-3}$	$6,20 \cdot 10^{-2}$	$4,00 \cdot 10^{-2}$	до 400 400—1000	0,75 1,75	—2,6 +3,6
Эклогиты (Макбаль)	3	$1,00 \cdot 10^{-7}$	$4,20 \cdot 10^{-6}$	$1,12 \cdot 10^{-4}$	$3,20 \cdot 10^{-4}$	$1,30 \cdot 10^{-2}$	до 600 606—1000	0,30 1,40	—5,2 +6,6
Пикритовые порфириты (Араван)	4	$6,40 \cdot 10^{-6}$	$3,40 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$4,20 \cdot 10^{-2}$	$6,00 \cdot 10^{-1}$	до 600 600—1000	0,40 1,60	—4,1 —4,6

метром 8 мм и высотой до 3 мм помещается в камеру высокого давления и сдавливается поршнем. Поршень и матрица служили электродами, а стенка матрицы изолировалась от поршня с помощью цилиндра из слюды. Матрица и поршень нагревались специальной электрической печью. Температуру измеряли с помощью малоннерционной хромель-алюмеловой термопары, вводимой через матрицу. К пуансонам крепились индикаторы часового типа, с помощью которых определяли деформацию образца по оси с точностью отсчета 0,002 мм. Полученные значения электропроводности известняков, роговиков, гранитоидов и серпентинитов приведены в табл. 14.

Электропроводность гранитоидов увеличивается с ростом давления до 2,5 ГПа. Дальнейшее увеличение электропроводности при тем-

Таблица 14

Электропроводность ($\sigma \cdot \text{Ом}^{-1} \cdot \text{м}^{-1}$) некоторых типов горных пород при плавлении
(по О. Нурмамову и Э. Искандарову)

Порода	До плавления		После плавления	
	T, град С	σ (Ом·м) ⁻¹	T, град. С	σ (Ом·м) ⁻¹
Гранит	1200	$1,72 \cdot 10^{-2}$	1220	$3,02 \cdot 10^{-1}$
Диорит	1260	$2,30 \cdot 10^{-2}$	1300	$2,00 \cdot 10^{-1}$
Серпентинит	1420	$3,02 \cdot 10^{-1}$	1440	$5,30 \cdot 10^{-1}$
Пикритовый порфирит	1300	$3,20 \cdot 10^{-2}$	1340	2,21
Оливинит	1440	$1,30 \cdot 10^{-2}$	1500	2,34
Диабаз 30% + пироксенит 70%	1300	$9,42 \cdot 10^{-2}$	1420	2,0

пературах 200, 250, 300°C для диорита, который содержит меньше кварца, происходит линейно.

Ход увеличения электропроводности при давлении от 0,03 до 0,25 ГПа для гранитоидов имеет экспоненциальный вид, а при более высоких давлениях (до 2,5 ГПа) — линейный (табл. 15).

При температуре 200°C в интервале давления от 0,03 до 2,50 ГПа значение электропроводности роговика колеблется от $2,0 \cdot 10^{-7}$ до $2,77 \cdot 10^{-7}$ Ом⁻¹·м⁻¹. Это объясняется тем, что коэффициент пористости роговика меньше, чем других горных пород.

Электропроводность горных пород увеличивается с ростом давления, причем наиболее интенсивно при $P=0,5-0,56$ ГПа (табл. 15). При температуре 200°C в интервале давлений (0,03—2,5 ГПа) отношение $\Delta\sigma/\sigma \cdot 100\%$ составляет: для сланца — 78%, песчаника — 85, известняка — 88, мрамора — 74, роговика — 26, гранита — 55, гранодиорита — 65 и диорита — 50%. Повышение температуры от 200 до 400°C приводит к росту электропроводности на два порядка, в то время как увеличение давления до 2,50 ГПа повышает электропроводность почти на 90%. Полученные результаты электропроводности осадочно-метаморфических и магматических формаций горных пород хорошо согласуются со значениями, полученными в образцах других регионов Советского Союза и зарубежных стран.

Электропроводность σ (ом. м)⁻¹ горных пород Южного Тянь-Шаня и Памира в условиях высоких давлений и температур
(по О. Нурмаматову)

Порода и место взятия	Температура, град. С	Давление, ГПа					
		0,025	0,50	1,00	1,50	2,00	2,50
Сланец (р. Акбура, верх течения, левый берег)	300	$3,20 \cdot 10^{-6}$	$6,70 \cdot 10^{-6}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$1,31 \cdot 10^{-5}$	$1,42 \cdot 10^{-5}$	$1,54 \cdot 10^{-5}$
	200	$1,40 \cdot 10^{-7}$	$6,00 \cdot 10^{-7}$	$9,2 \cdot 10^{-7}$	$9,40 \cdot 10^{-7}$	$9,62 \cdot 10^{-7}$	$9,80 \cdot 10^{-7}$
	400	$6,40 \cdot 10^{-5}$	$8,90 \cdot 10^{-5}$	$9,5 \cdot 10^{-5}$	$9,60 \cdot 10^{-5}$	$9,71 \cdot 10^{-5}$	$9,81 \cdot 10^{-5}$
Песчаник (Терексай)	200	$6,20 \cdot 10^{-7}$	$3,00 \cdot 10^{-6}$	$3,40 \cdot 10^{-6}$	$4,20 \cdot 10^{-6}$	$4,6 \cdot 10^{-6}$	$5,00 \cdot 10^{-6}$
	300	$2,10 \cdot 10^{-6}$	$4,20 \cdot 10^{-6}$	$5,00 \cdot 10^{-6}$	$6,70 \cdot 10^{-6}$	$7,0 \cdot 10^{-6}$	$7,40 \cdot 10^{-6}$
	400	$2,60 \cdot 10^{-6}$	$4,80 \cdot 10^{-6}$	$6,80 \cdot 10^{-6}$	$8,20 \cdot 10^{-6}$	$9,2 \cdot 10^{-6}$	$1,00 \cdot 10^{-5}$
Известняк (р. Акбура, среднее течение, правый борт)	200	$6,40 \cdot 10^{-4}$	$8,40 \cdot 10^{-4}$	$8,70 \cdot 10^{-4}$	$9,10 \cdot 10^{-4}$	$9,3 \cdot 10^{-4}$	$9,60 \cdot 10^{-4}$
	300	$2,00 \cdot 10^{-7}$	$2,40 \cdot 10^{-7}$	$2,45 \cdot 10^{-7}$	$2,60 \cdot 10^{-7}$	$2,70 \cdot 10^{-7}$	$2,67 \cdot 10^{-7}$
	400	$7,50 \cdot 10^{-7}$	$1,00 \cdot 10^{-6}$	$1,20 \cdot 10^{-6}$	$1,30 \cdot 10^{-6}$	$1,50 \cdot 10^{-6}$	$1,60 \cdot 10^{-6}$
Мрамор (Кичик-Алайский массив, северный экзоконтакт)	200	$8,40 \cdot 10^{-8}$	$1,69 \cdot 10^{-7}$	$1,721 \cdot 10^{-7}$	$1,84 \cdot 10^{-7}$	$1,86 \cdot 10^{-7}$	$1,87 \cdot 10^{-7}$
	300	$1,70 \cdot 10^{-5}$	$4,00 \cdot 10^{-5}$	$4,30 \cdot 10^{-5}$	$4,40 \cdot 10^{-5}$	$4,50 \cdot 10^{-5}$	$4,70 \cdot 10^{-5}$
	400	$5,20 \cdot 10^{-7}$	$1,00 \cdot 10^{-7}$	$1,35 \cdot 10^{-6}$	$1,41 \cdot 10^{-6}$	$1,48 \cdot 10^{-6}$	$1,50 \cdot 10^{-6}$
Роговик (Блеулинский массив, ю-з экзоконтакт)	200	$3,30 \cdot 10^{-6}$	$6,20 \cdot 10^{-6}$	$6,80 \cdot 10^{-6}$	$7,80 \cdot 10^{-6}$	$8,10 \cdot 10^{-6}$	$8,10 \cdot 10^{-6}$
	300	$3,40 \cdot 10^{-7}$	$5,60 \cdot 10^{-7}$	$5,90 \cdot 10^{-7}$	$6,00 \cdot 10^{-7}$	$6,20 \cdot 10^{-7}$	$7,20 \cdot 10^{-7}$
	400	$4,50 \cdot 10^{-5}$	$6,60 \cdot 10^{-5}$	$6,67 \cdot 10^{-5}$	$6,75 \cdot 10^{-5}$	$6,80 \cdot 10^{-5}$	$6,82 \cdot 10^{-5}$
Гранит (Блеулинский массив)	200	$5,80 \cdot 10^{-8}$	$6,70 \cdot 10^{-8}$	$7,60 \cdot 10^{-8}$	$8,80 \cdot 10^{-8}$	$9,30 \cdot 10^{-8}$	$9,82 \cdot 10^{-8}$
	300	$5,40 \cdot 10^{-6}$	$6,80 \cdot 10^{-6}$	$7,20 \cdot 10^{-6}$	$7,34 \cdot 10^{-6}$	$8,40 \cdot 10^{-6}$	$8,80 \cdot 10^{-6}$
	400	$3,00 \cdot 10^{-7}$	$3,20 \cdot 10^{-7}$	$3,24 \cdot 10^{-7}$	$3,26 \cdot 10^{-7}$	$3,26 \cdot 10^{-7}$	$3,26 \cdot 10^{-7}$
Гранодиорит (Турукский массив)	200	$1,60 \cdot 10^{-6}$	$2,00 \cdot 10^{-6}$	$2,10 \cdot 10^{-6}$	$2,40 \cdot 10^{-6}$	$3,12 \cdot 10^{-6}$	$3,12 \cdot 10^{-6}$
	300	$3,00 \cdot 10^{-7}$	$3,10 \cdot 10^{-7}$	$3,12 \cdot 10^{-7}$	$3,14 \cdot 10^{-7}$	$3,16 \cdot 10^{-7}$	$3,19 \cdot 10^{-7}$
	400	$3,10 \cdot 10^{-5}$	$3,14 \cdot 10^{-5}$	$3,17 \cdot 10^{-5}$	$3,20 \cdot 10^{-5}$	$3,22 \cdot 10^{-5}$	$3,26 \cdot 10^{-5}$
Диорит (Кичик-Алайский массив, Южный склон)	200	$1,20 \cdot 10^{-7}$	$2,00 \cdot 10^{-7}$	$2,20 \cdot 10^{-7}$	$2,25 \cdot 10^{-7}$	$2,30 \cdot 10^{-7}$	$2,40 \cdot 10^{-7}$
	300	$2,70 \cdot 10^{-5}$	$2,74 \cdot 10^{-5}$	$2,80 \cdot 10^{-5}$	$2,83 \cdot 10^{-5}$	$2,98 \cdot 10^{-5}$	$3,00 \cdot 10^{-5}$
	400	$6,00 \cdot 10^{-6}$	$6,40 \cdot 10^{-6}$	$6,60 \cdot 10^{-6}$	$6,70 \cdot 10^{-6}$	$6,70 \cdot 10^{-6}$	$6,70 \cdot 10^{-6}$
Диабаз (Бассейн р. Гульча, верховья)	200	$3,00 \cdot 10^{-4}$	$3,30 \cdot 10^{-4}$	$3,40 \cdot 10^{-4}$	$3,46 \cdot 10^{-4}$	$3,46 \cdot 10^{-4}$	$3,46 \cdot 10^{-4}$
	300	$1,60 \cdot 10^{-6}$	$2,00 \cdot 10^{-6}$	$2,10 \cdot 10^{-6}$	$2,40 \cdot 10^{-6}$	$3,12 \cdot 10^{-6}$	$3,12 \cdot 10^{-6}$
	400	$3,00 \cdot 10^{-7}$	$3,10 \cdot 10^{-7}$	$3,12 \cdot 10^{-7}$	$3,14 \cdot 10^{-7}$	$3,16 \cdot 10^{-7}$	$3,19 \cdot 10^{-7}$
Габбро (Алай)	200	$3,00 \cdot 10^{-7}$	$3,10 \cdot 10^{-7}$	$3,12 \cdot 10^{-7}$	$3,14 \cdot 10^{-7}$	$3,16 \cdot 10^{-7}$	$3,19 \cdot 10^{-7}$
	300	$3,10 \cdot 10^{-5}$	$3,14 \cdot 10^{-5}$	$3,17 \cdot 10^{-5}$	$3,20 \cdot 10^{-5}$	$3,22 \cdot 10^{-5}$	$3,26 \cdot 10^{-5}$
	400	$1,20 \cdot 10^{-7}$	$2,00 \cdot 10^{-7}$	$2,20 \cdot 10^{-7}$	$2,25 \cdot 10^{-7}$	$2,30 \cdot 10^{-7}$	$2,40 \cdot 10^{-7}$
Сerpентинит (р. Киргизата)	200	$1,20 \cdot 10^{-7}$	$2,00 \cdot 10^{-7}$	$2,20 \cdot 10^{-7}$	$2,25 \cdot 10^{-7}$	$2,30 \cdot 10^{-7}$	$2,40 \cdot 10^{-7}$
	300	$2,70 \cdot 10^{-5}$	$2,74 \cdot 10^{-5}$	$2,80 \cdot 10^{-5}$	$2,83 \cdot 10^{-5}$	$2,98 \cdot 10^{-5}$	$3,00 \cdot 10^{-5}$
	400	$6,00 \cdot 10^{-6}$	$6,40 \cdot 10^{-6}$	$6,60 \cdot 10^{-6}$	$6,70 \cdot 10^{-6}$	$6,70 \cdot 10^{-6}$	$6,70 \cdot 10^{-6}$
Эклогит (Макбаль)	200	$3,00 \cdot 10^{-4}$	$3,30 \cdot 10^{-4}$	$3,40 \cdot 10^{-4}$	$3,46 \cdot 10^{-4}$	$3,46 \cdot 10^{-4}$	$3,46 \cdot 10^{-4}$
	300	$1,60 \cdot 10^{-6}$	$2,00 \cdot 10^{-6}$	$2,10 \cdot 10^{-6}$	$2,40 \cdot 10^{-6}$	$3,12 \cdot 10^{-6}$	$3,12 \cdot 10^{-6}$
	400	$3,00 \cdot 10^{-7}$	$3,10 \cdot 10^{-7}$	$3,12 \cdot 10^{-7}$	$3,14 \cdot 10^{-7}$	$3,16 \cdot 10^{-7}$	$3,19 \cdot 10^{-7}$
Пикритовый порфирит (Араван)	200	$3,00 \cdot 10^{-7}$	$3,10 \cdot 10^{-7}$	$3,12 \cdot 10^{-7}$	$3,14 \cdot 10^{-7}$	$3,16 \cdot 10^{-7}$	$3,19 \cdot 10^{-7}$
	300	$3,10 \cdot 10^{-5}$	$3,14 \cdot 10^{-5}$	$3,17 \cdot 10^{-5}$	$3,20 \cdot 10^{-5}$	$3,22 \cdot 10^{-5}$	$3,26 \cdot 10^{-5}$
	400	$1,20 \cdot 10^{-7}$	$2,00 \cdot 10^{-7}$	$2,20 \cdot 10^{-7}$	$2,25 \cdot 10^{-7}$	$2,30 \cdot 10^{-7}$	$2,40 \cdot 10^{-7}$

Кроме того, лабораторные данные по электропроводности горных пород, полученные в повышенных T и P условиях, согласуются с результатами МТЗ (И. Н. Новосельский, В. А. Пак).

Магнитные свойства горных пород⁷

В изменении магнитных свойств горных пород разреза земной коры трассы профиля также проявляются определенные закономерности.

Более высокие значения магнитной восприимчивости свойственны дацито-липаритам и дацито-базальтам. Самая высокая магнитная восприимчивость характерна для габбровых пород Зайчского комплекса, относимых к меловому возрасту.

Осадочно-метаморфические образования верхнего триаса и средней юры обладают средними значениями магнитной восприимчивости. Силурийские и девонские, а также нижнепротерозойские осадочно-метаморфические породы характеризуются низкой магнитной восприимчивостью.

Для архейских образований магнитная восприимчивость повышается от карбонатов к гнейсам и амфиболитам. В целом в магматических породах магнитность повышается от кислых к основным. Исключения составляют дацито-липариты. Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Кайнозойские вулканогенные образования являются слабомагнитными (χ — $43 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС).

2. Осадочно-вулканогенные образования позднемезозой-раннекайнозойского возраста по магнитной восприимчивости делятся на три группы: 1) немагнитные — туфоконгломераты; часть дацито-липаритов ($19-36 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС); 2) слабомагнитные — туфопесчаники и дацит-липариты (χ — $108-673 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС); 3) магнитные — андезитобазальты (χ — $2398 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). Магнитная восприимчивость вулканогенных образований бартагской серии, как и плотностные их характеристики, повышается от кислых разностей к основным. Здесь проявляется корреляционная связь магнитной восприимчивости с плотностью и железистостью пород. Например, габбронды, содержащие магнетит, в пределах Андербаг-Ванчского района характеризуются более высокой магнитной восприимчивостью, чем другие основные породы Памира (Х. И. Юсупходжаев и др.).

3. Магнитная восприимчивость позднепалеозой-раннемезозойских образований варьирует в интервале $16-20 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

4. Немагнитными являются осадочно-метаморфические породы ранне-среднепалеозойского возраста.

Гнейсы и сланцы имеют низкую магнитную восприимчивость (среднее 13 и $16 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС).

Таким образом, породы разных структурных этажей, обладающие различными петрографическими и литологическими особенностями, минеральным и химическим составом, различаются по величине магнитной восприимчивости. Почти все осадочно-метаморфические образования и кислые вулканы слабомагнитны. Широкий диапазон магнитной восприимчивости наблюдаются у вулканитов среднего и основного составов.

⁷ В данном разделе, кроме материалов авторов (Куддусов и др.), учтены все накопленные результаты по магнитным свойствам горных пород Памира.

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

ВЗРЫВНАЯ СЕЙСМОЛОГИЯ

В 1958—1968 гг. Тянь-Шань и сопредельные геоструктуры были покрыты профилями ГСЗ (рис. 12) общей протяженностью около 3000 км по системе непрерывного профилирования (Годин и др., 1960а, б; И. С. Вольвовский, Б. С. Вольвовский, 1962; Фоменко, 1962; Егоркин и др., 1965; Рябой, 1966; Кунин и др., 1970). Первичные материалы о строении земной коры переинтерпретированы с использованием современных методов (Зуннунов, Эргешев, 1974; Зуннунов, 1976).

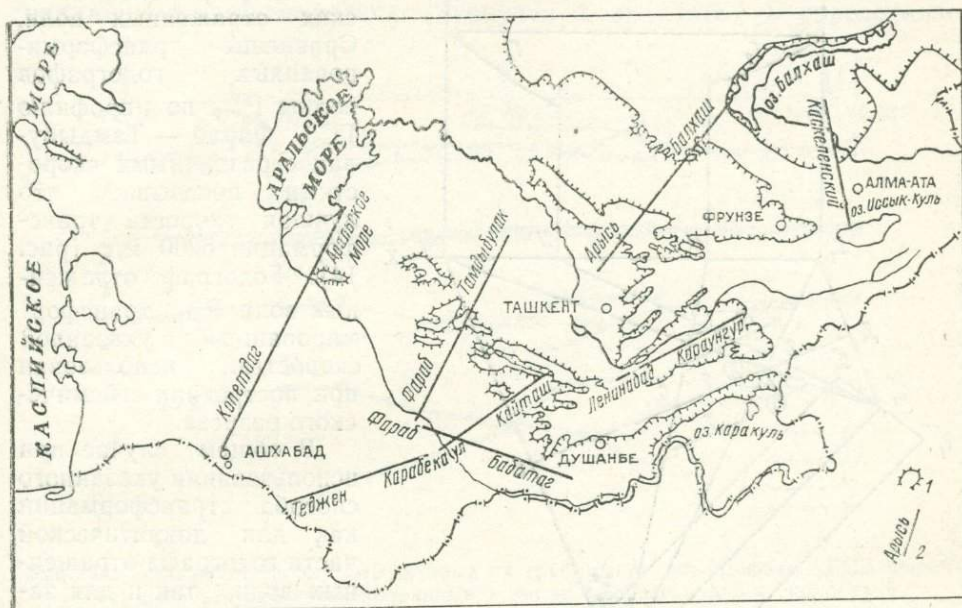


Рис. 12. Схема расположения профилей ГСЗ.

1—выходы докембрийских образований, 2—профили ГСЗ, отработанные по системе непрерывного профилирования.

Повторная интерпретация материалов ГСЗ состояла в построении временных разрезов, определении скоростной модели и составлении сейсмического разреза.

Временные разрезы по годографам отраженных волн строились комбинированным вариантом определения эффективной скорости методом подбора и построения разреза способом засечек (Зуннунов, 1970). Этот вариант основан на предположении о кусочно-плоской модели строения среды и применим в том случае, когда отражающая граница представлена в виде отдельных площадок, а годограф — соответствующих им гиперболических отрезков. Подобный подход дает надежные результаты тогда, когда мы для взаимно увязанных частей годографов отраженной волны получаем соответствующие отражающие площадки, расположенные под одним и тем же углом наклона (рис. 13). Если по кинематическим и динамическим характеристикам установлена приуроченность волны к единой границе, то принятый вариант интерпретации надежен также в случае отсутствия годографов

отраженной волны на пункте взрыва. Это достигается путем соблюдения принципа равенства расстояний между действительными и мнимыми пунктами взрывов.

При трансформации годографов закритических отраженных волн в линию t_0 начинает сказываться влияние рефракции, которое возрастает по мере удаления от пункта взрыва. Искажения, вносимые рефракцией в трансформированный годограф, можно значительно ослабить повторной трансформацией со скоростью, превышающей подобранное значение. Подобное изменение скорости почти не влияет на поведение

трансформированного годографа докритических отраженных волн. Сравнение трансформированных годографов волны $P_{отр}^M$ по профилю ГСЗ Фараб — Тамдыбулак с различными скоростями показывает, что лучшая скорость трансформации 6200 м/с (рис. 14). Годограф отраженных волн $P_{отр}^M$, трансформированный с указанной скоростью, использован при построении сейсмического разреза.

В общем случае при использовании указанного способа трансформации как для докритической части годографа отраженных волн, так и для за-

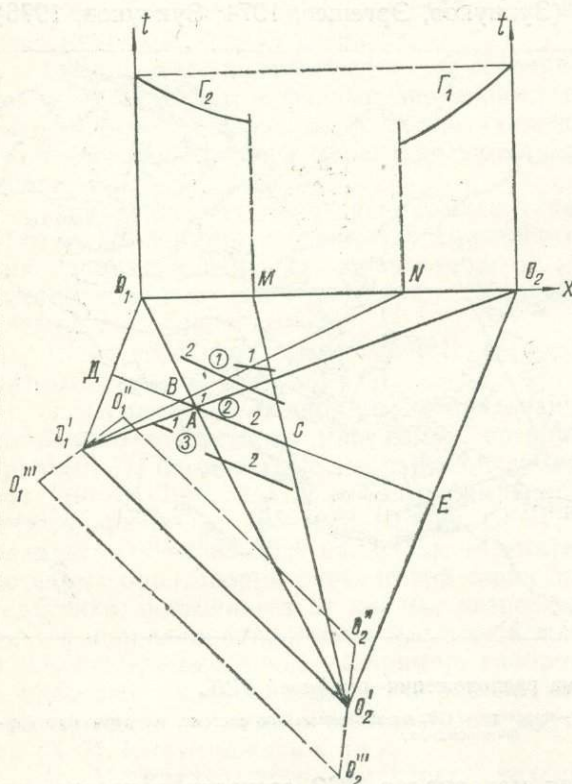


Рис. 13. Схема определения эффективных скоростей способом подбора. Цифры в кружках:

$$1-v_3 < v, 2-v_3 = v, 3-v_3 > v.$$

критической действует принцип метода подбора скоростей, заключающийся в том, что при неправильно выбранном значении скорости форма трансформированных годографов искажается, т. е. она становится выпуклой — трансформированные годографы пересекаются при занижении значения скорости, и вогнутой — они расходятся при его завышении. Это служит индикатором ошибки и используется для проверки и уточнения значений скорости. На рис. 13 изображен графически метод подбора скоростей путем построения отражающих площадок способом засечек.

Затем строились графики $V_3(t_0)$ и для определенного типа отраженных волн — зависимости $V_3(x)$. С учетом этих зависимостей временной разрез по годографам отраженных волн пересчитывался в глубинный.

Обратная задача по годографам волн первых вступлений решалась способами t_0 , полей времен (Гамбурцев и др., 1952) и редуцированных годографов (Павленкова, 1973). Наиболее нагляден последний способ, с помощью которого составлены временные разрезы $t_0(x, V_p)$ для годографов волн первых вступлений и опорного отражения от границы М с различными скоростями редуцирования. Значения скоростей редуцирования выбирались соответственно изменению преобладающих значений кажущихся скоростей годографов волн первых вступлений на определенном удалении от пункта взрыва. Временной разрез пересчитывался в разрез в линиях $V = \text{const}$.

По системе годографов волн первых вступлений решалась обратная кинематическая задача (Зуннунов и др., 1975) и определялась

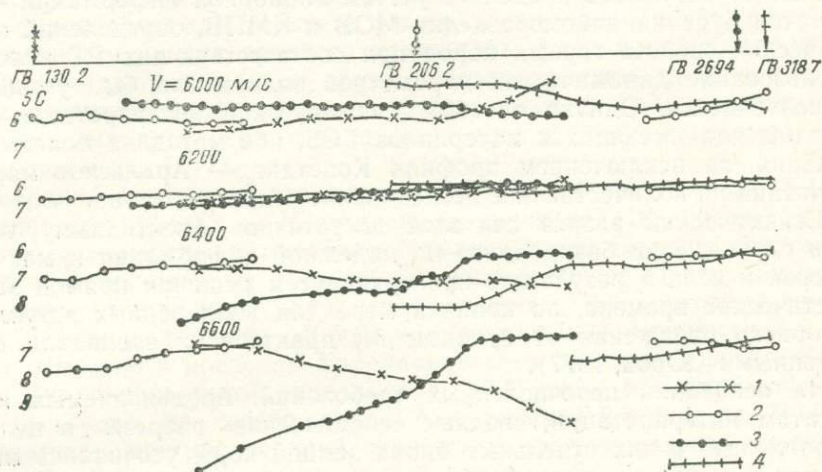


Рис. 14. Годографы волн, отраженных от границы М по профилю ГСЗ Фараб—Тамдыбулак, трансформированные в линии t_0 с различными скоростями.

1—ПВ 1302, 2—ПВ 2062, 3—ПВ 2694, 4—ПВ 3187.

функция $V(z)$, соответствующая верхней части консолидированной коры.

Путем сопоставления результатов обработки волн первых и последующих вступлений составлялась обобщенная сейсмическая модель для годографов каждого пункта взрыва. В результате решения обратной задачи для волны P_0^k функция $V(z)$ обычно определялась до глубины 25 км. В интервале глубин от 25 км до подошвы земной коры не были известны скорости по волнам первых вступлений. Это связано с тем, что волна P_0^k (скорости до 6,3 км/с) сразу сменяется волной P^m (скорости около 8,0 км/с), что соответствует случаю выпадающей нижней части земной коры. Скорости в этой части коры определялись с учетом эффективных скоростей до отражающих границ и прежде всего до опорного отражения от границы М. При этом учитывалось свойство годографа отраженной волны выходить на асимптоту, тангенс угла наклона которой соответствует наибольшему значению скорости, присущей данному разрезу (Больших, 1956). Использовались также графики зависимости $V^* = f(x)$, по которым устанавливались эти величины. Для определения скоростей в низах коры также исполь-

зовались результаты интерпретации рефрагированной волны с каусти- кой в низах коры (Гизе, Павленкова, 1975). Затем увязывалась скоростная модель по первым и последующим волнам для всего сейсмического разреза и на нем определялись сравнительно однородные блоки земной коры.

Скоростная модель, полученная на основе изложенных методических приемов, считалась эффективной. Это связано с тем, что решение обратной кинематической сейсмической задачи неоднозначно — экспериментальные данные могут быть объяснены множеством эквивалентных сейсмических моделей. Чем меньше детальность наблюдений, тем больше возможных вариантов эквивалентных моделей. Дальнейшая задача интерпретации сводилась к доведению эквивалентных моделей до разумного предела с учетом априорной информации — результатов бурения, сейсморазведки МОВ и КМПВ, определений петрофизических свойств горных пород при соответствующих РТ условиях. Использование динамических параметров волн могло бы уменьшить неоднозначность. Однако способы динамической интерпретации мало пригодны для имеющихся материалов ГСЗ, ибо методика полевых наблюдений, за исключением профиля Копетдаг — Аральское море не рассчитана на количественное исследование амплитуд волн.

Сейсмический разрез считался достаточно объективным только в том случае, если базировался на надежной информации и мог быть проверен и если в результате проверки путем решения прямой задачи теоретические времена, по крайней мере для волн первых вступлений и опорного отражения от границы М, практически совпадали с наблюдаемыми (Юров, 1977).

На основании перечисленных требований, предъявляемых к результатам интерпретации, сводные сейсмические разрезы в целом и изображенные в них отдельные блоки земной коры уточнялись многократным решением прямых и обратных задач для волн первых и последующих вступлений, соответствующих каждому пункту взрыва, а затем для сейсмического разреза в целом. В случае неувязки скоростной модель менялась до тех пор, пока не получалось удовлетворительного совпадения наблюдаемых и теоретических годовграфов. Решение прямой задачи выполнено с использованием программы В. Н. Пилипенко (Павленкова и др., 1972) в двумерном варианте.

По описанной методике составлены сейсмические разрезы по профилям ГСЗ Ленинабад — Караунгур, Каксленский, Арысь — Балхаш, Карабекаул — Койташ, Теджен — Карабекаул, Фараб — Бабатаг, Фараб — Тамдыбулак и Копетдаг — Аральское море (рис. 12).

Регионально устойчиво в земной коре прослеживаются только две резкие сейсмические границы — поверхность консолидированной коры K_0 и граница М, характеризующиеся граничными скоростями соответственно около 6,0 и 8,0 км/с. Скачок скорости на первой границе может достигать до 4 км/с, а на второй — до 1. Между этими границами наблюдается общее увеличение скорости с глубиной, на фоне которого отмечены скоростные неоднородности как по вертикали, так и по горизонтали.

Герцинским геотектоническим элементам соответствуют различные мощности консолидированной коры. В пределах Южно-Тяньшаньской геосинклинали ее мощность увеличивается в восточном направлении от 40 (Центральные Кызылкумы) до 65 км (Алайский хребет) согласно повышению абсолютных отметок рельефа, а в Большекаратата-

уской геосинклинали Северного Тянь-Шаня (Кунгей Алатау, Заилийский Алатау) составляет 46—49 км. В Муюнкумо-Наратском, Курамино-Ферганском и Каракумо-Таджикском стабильных массивах мощность консолидированной коры сохраняется около определенного среднего значения, равного 37—43 км. Под двумя последними массивами отмечены области с локально пониженными до 32—36 км значениями мощности, соответствующими в альпийском структурном плане Карадарьинскому прогибу Ферганской впадины, Сурхандарьинской впадине, северо-западу Амударьинской впадины и Предкопетдагскому прогибу.

По вертикальному градиенту скорости консолидированная кора состоит из трех скоростных этажей. Сравнительно большой градиент отмечен в верхнем и нижнем, а малый — в среднем. Четкая блоковость характерна для верхнего этажа, а повышенная горизонтальная расслоенность — для среднего и нижнего. Зоны пониженных скоростей преобладают в среднем этаже. Указанные скоростные этажи консолидированной коры условно сопоставляются с «гранито-гнейсовым», «диоритовым» подслоями «гранитного» слоя и «базальтовым» слоем (Зуннунов и др., 1977).

Верхний скоростной этаж характеризуется скоростью 5,8—6,4 км/с и мощностью 13—20 км. Повышенные значения (18—20 км) мощности этажа отмечены в пределах Майлисуйского выступа Ферганской впадины, а пониженные (13—16 км) соответствуют Центральным Кызылкумам, Чарджоуской, Бухарской ступеням, Бешкентскому прогибу Амударьинской впадины. Локальное сокращение мощности до 10—12 км отмечено в пределах Карадарьинского прогиба Ферганской впадины, Сурхандарьинской впадины и до 2—5 км — в Центрально-Каракумском своде, на северо-западе Амударьинской впадины. В Предкопетдагском прогибе верхний скоростной этаж в разрезе консолидированной коры отсутствует.

Средний скоростной этаж в пределах большинства исследованных геоструктур характеризуется сравнительно небольшим диапазоном значений скорости 6,4—6,8 км/с и мощностью 9—13 км. Локальное повышение мощности до 15—17 км отмечено на северо-западе Амударьинской впадины и в Центрально-Каракумском своде до 21—23 км — в Предкопетдагском прогибе.

Нижний этаж в пределах большинства исследованных геоструктур характеризуется скоростью 6,8—7,4 км/с и мощностью 10—15 км. Локальное повышение мощности до 15—20 км отмечено в Чу-Сарысуйской депрессии и Каратауском антиклинории. В пределах Иссыккульской, Илийской, Балхашской впадин, Кунгей Алатау, Заилийского Алатау нижний скоростной этаж в разрезе консолидированной коры отсутствует (рис. 15).

Приведенные данные свидетельствуют о неоднородности скоростного строения земной коры как по вертикали, так и по горизонтали. Экзотическими являются области отсутствия определенных скоростных этажей консолидированной коры в пределах конкретных геоструктур.

Сопоставление данных ГСЗ и гравиметрии на территории Средней Азии позволило оценить зависимость между глубиной залегания границы M и абсолютными значениями аномалий Буге, (Marussi, 1976). Линейная корреляционная зависимость — уменьшение аномалий Буге с увеличением глубины залегания границы M — отмечена в Южном Тянь-Шане, тогда как в пределах стабильных массивов, занимающих



1 —одографы волн. 1—предомненной на поверхности консолидированной коры, 2—гредомненной на границе М, 3—отраженной на границе К₂, 4—отраженной на границе М; 5—элементы додографов прочих волн, 6—точки теоретического додографа; сейсмические границы; 7—поверхность паллозойского фундамента (по В. И. Шацлову), 8—поверхность консолидированной коры, 9—отражающая граница, расположенная в пределах консолидированной коры, 10—граница М, 11—отдельные отражающие площадки, 12—скоростные уровни, 13—зоны позиционной скорости, 14—разломы.

большую часть Средней Азии, она отсутствует (рис. 16). Отсюда вытекает вывод о том, что при интерпретации материалов гравиметрии необходимо выявлять специфическую зависимость между упомянутыми параметрами в пределах конкретных стабильных массивов.

Рис. 16. Зависимость $\Delta g = f(H_m)$.

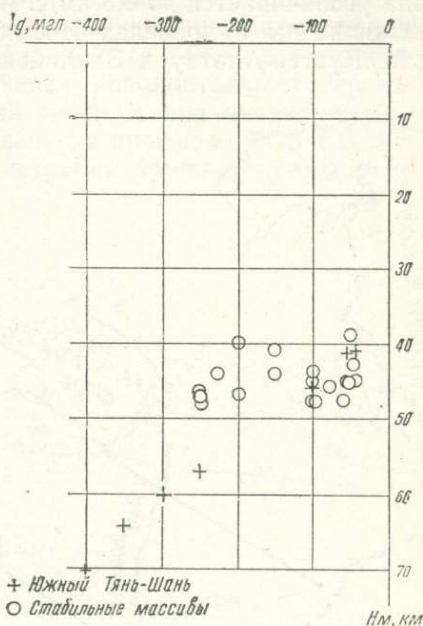
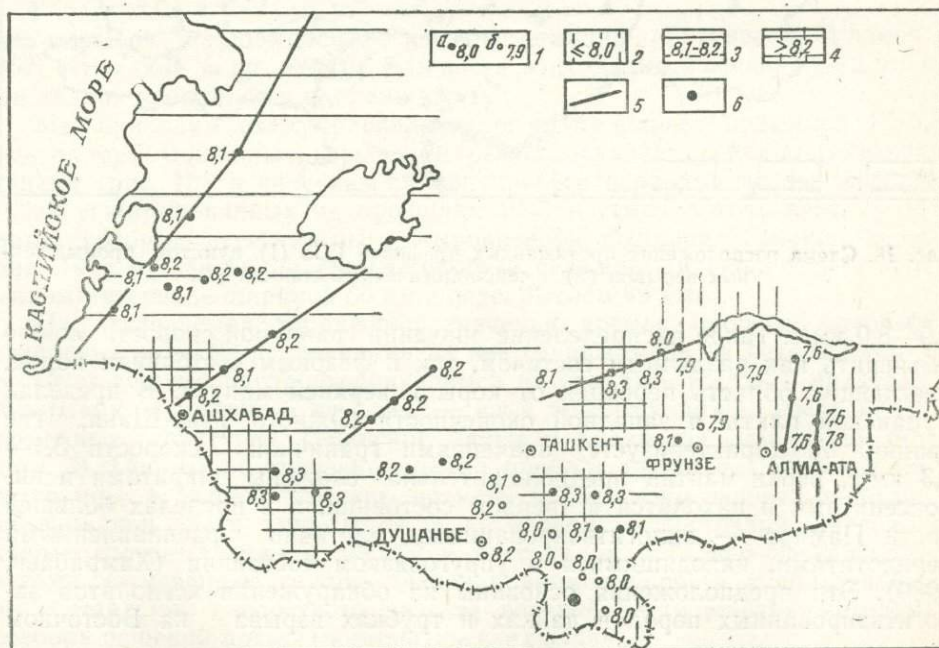


Рис. 17. Схема граничных скоростей вдоль поверхности М территории Средней Азии. Составлена Ф. Х. Зуннуновым с использованием данных Н. А. Беляевского, В. З. Рябого (1969).

1—значения граничных скоростей v_r^M км/с: а—по данным ГСЗ, б—по данным сейсмологии и промышленных взрывов; 2—4—области преобладающих значений v_r^M км/с; районы, для которых определены скоростные разрезы верхней мантии; 5—по данным ГСЗ, б—по данным сейсмологии.



По профилям глубинных сейсмических исследований значения граничной скорости, соответствующие поверхности верхней мантии, меняются от 7,6 до 8,3 км/с (рис. 17), преобладают 8,1—8,2 км/с. Под большинством седиментных бассейнов (Предкопетдагский прогиб, Амударьинская, Мургабская, Ферганская и Чу-Сарысуйская впадины) она увеличивается до 8,3 км/с. Аномально низкие ее значения (7,6 км/с) установлены в пределах Исыккульской, Илийской, Балхашской впадин, Кунгей-Алатау и Заилийского Алатау. Под Памиром составляют

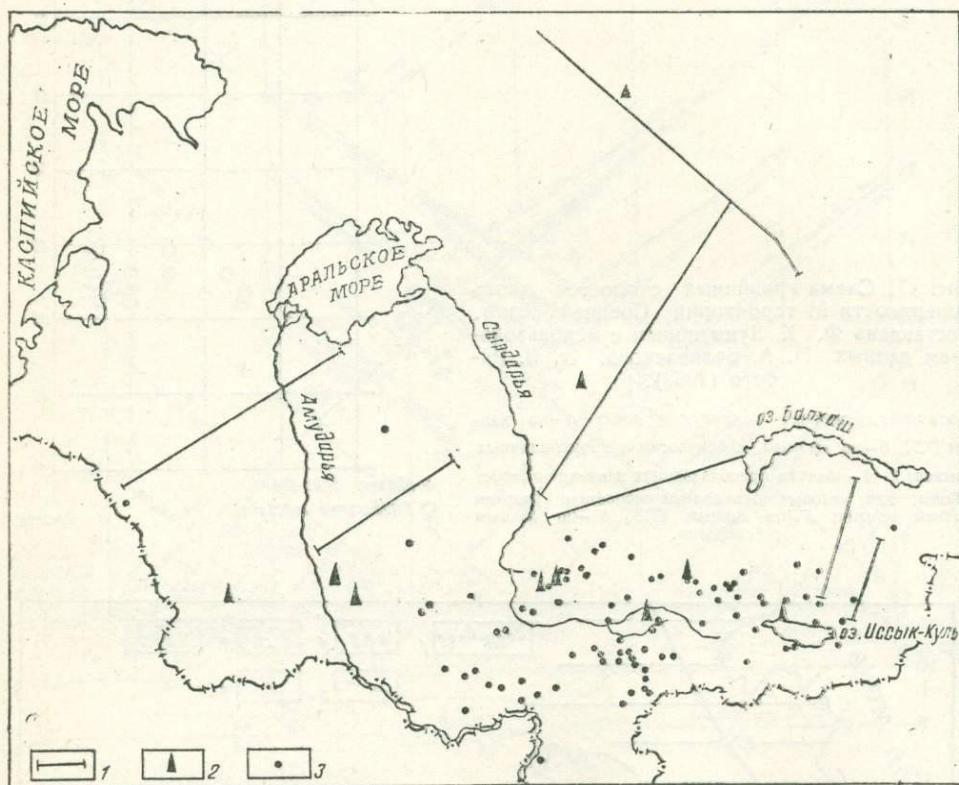


Рис. 18. Схема расположения протяженных профилей ГСЗ (1), пунктов промышленных взрывов (2) и сейсмологических станций (3).

7,9—8,0 км/с. Такое распределение значений граничной скорости можно объяснить как различным составом, так и фазовым состоянием пород, слагающих область перехода от коры к верхней мантии. В пределах Туранской плиты и западной оконечности Южного Тянь-Шаня, где граница M характеризуется значениями граничной скорости 8,1—8,3 км/с, верхи мантии предположительно сложены пикритами и пироксенитами и находятся в твердом состоянии, а в пределах большей части Памира — эклогитизированными, частично расплавленными перидотитами, находящимися в упруговязком состоянии (Хамрабаев, 1980). Эти предположения основаны на обнаружении ксенолитов эклогитизированных пород в дайках и трубках взрыва на Восточном

Памире, которые пока не встречены среди глубинных ксенолитов в Южном Тянь-Шане и Туранской плите.

Основные представления о скоростных вариациях в верхней части верхней мантии районов Средней Азии получены в результате сейсмологических исследований (Лукк, Нерсесов, 1965; Алексеев и др., 1971; Азбель, Кондорская, 1974; Винник, 1976). Однако эти данные обеспечивают лишь первое приближение к очень сложному распределению скорости по горизонтали и вертикали. Дальнейшее уточнение скоростных вариаций возможно путем привлечения дополнительных сейсмических данных. Большую ценность с этой точки зрения имеют сейсмические материалы, полученные на протяженных профилях ГСЗ (Зуннунов и др., 1977; Рябой, 1979) и при регистрации крупных промышлен-

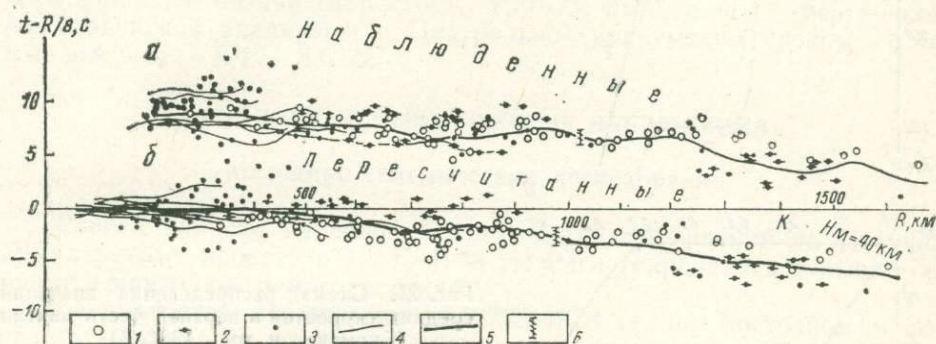


Рис. 19. Времена пробега первых вступлений волн P^m .

а—наблюдаемые, б—пересчитанные к выровненной подошве земной коры. Значения времен пробега волн, распространяющихся в направлениях: 1—запад—восток, 2—север—юг, 3—в других направлениях, 4—годографы ГСЗ, 5—осредняющие годографы, 6—значения точности осредняющих годографов.

ных взрывов сетью сейсмологических станций (Бутовская, Уломов, 1962; Бурмаков и др., 1980). Важность этих данных основана на точном знании координат и времени взрыва.

Мы приводим схему расположения протяженных профилей ГСЗ, пунктов промышленных взрывов и регистрирующих сейсмологических станций (рис. 18) и значения времен пробега первых вступлений волн P^m , зарегистрированных на профилях ГСЗ и сейсмологическими станциями, которые пересчитаны к выровненной подошве земной коры (рис. 19 а, б). Значения времен пробега сглажены в скользящем временном интервале шириной 60 км с перекрытием 40 км.

На исследуемой территории значения времен пробега первых вступлений волн P^m разделяются на две группы, одна из которых соответствует волнам, распространяющимся на запад — восток в пределах Тянь-Шаня, а другая — на север — юг в прилегающих с севера платформенных структурах Туранской плиты и Казахской складчатой области. В Тянь-Шане значения времен пробега также разделяются на две группы. К первой отнесены времена пробега, полученные в пределах западной части Тянь-Шаня, а ко второй — восточной, расположенных соответственно к западу и востоку от Таласо-Ферганского разлома. Отмеченные группы значений времен пробега использованы при составлении скоростного разреза верхней части мантии методом перебора решений прямых кинематических задач.

Скоростной разрез для Тянь-Шаня по сравнению с разрезом, соответствующим структурам Туранской плиты и Казахской складчатой области (рис. 20, а), может быть охарактеризован наличием зоны пониженной скорости мощностью 100 км, кровля которой находится на

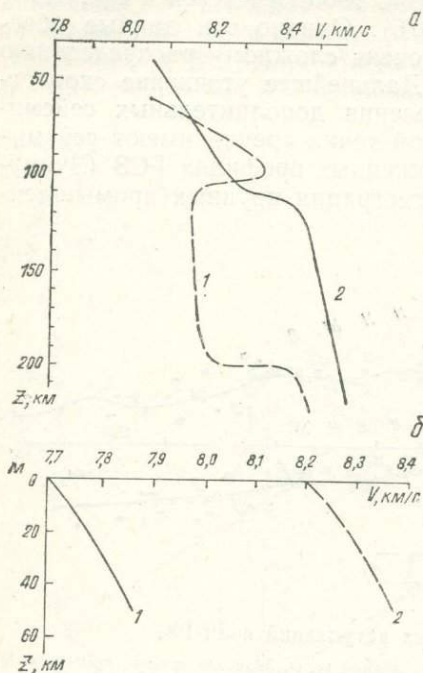
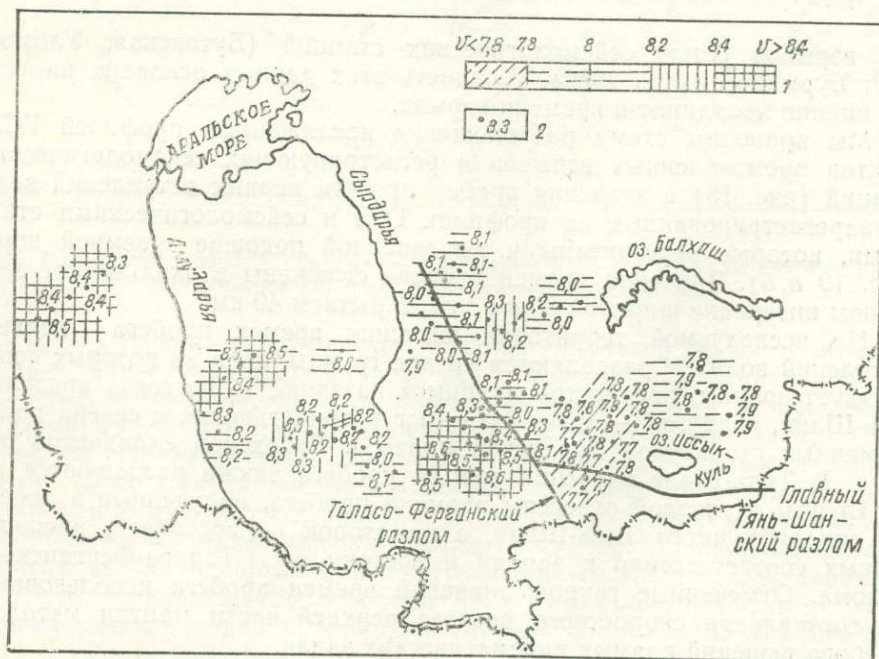


Рис. 20. Скоростные разрезы верхней мантии (Бурмаков и др., 1981, а, б).

а—Тянь-Шаня (1)—прилегающих с севера структур Туранской плиты и Казахской складчатой области (2); б—восточной части Тянь-Шаня (1), западной (2).

Рис. 21. Схема распределения значений средних скоростей в верхней части мантии (Бурмаков и др., 1981, б).

1—шкала значений $v_{\text{ср}}$ (км/с), 2—средние скорости (км/с), отнесенные к середине расстояния взрыв—прибор.



глубине около 100 км. Районам Тянь-Шаня, расположенным к востоку и западу от Таласо-Ферганского разлома, соответствуют различные скоростные модели верхней части мантии. При этом западная часть Тянь-Шаня (рис. 20, б) характеризуется более высокими значениями скоростей (в среднем на 0,5 км/с).

В связи с наибольшей представительностью значений времен пробега первых вступлений волн P^m , соответствующих эпицентральному расстоянию до 500 км, достаточно подробно изучено строение самого верхнего слоя мантии мощностью 20—30 км. Средние скорости в указанном диапазоне мощности меняются от 7,7—7,8 до 8,5—8,6 км/с (рис. 21): под Северным Тянь-Шанем и прилегающими хребтами Кандыктас, Джунгарский Алатау, а также под Нарынской впадиной отмечены наиболее низкие скорости — 7,7—7,9 км/с, а под Ферганской, Амударьинской впадинами и Центрально-Каракумским сводом — самые высокие — 8,4 — 8,6 км/с.

ПРОФИЛЬНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Методика сейсмических исследований

Раздел написан на основе профильных наблюдений по Памиро-Гималайскому проекту в 1974—1978 гг. Регистрировались взрывы, коровые и мантийные землетрясения.

Сейсмические наблюдения в 1977—1978 гг. на Восточном и Западном Памирских профилях являлись продолжением Памиро-Гималайского эксперимента, успешно проводимого в течение 1973—1976 гг. в рамках Международного геодинамического проекта. Методика полевых наблюдений, краткие характеристики используемой аппаратуры и другие вопросы освещены в монографии С. А. Алиева и др. (1977) и статье В. В. Белоусова и др. (1979) в свете результатов, полученных до 1976 г. Сейсмические исследования, проведенные в 1977—1978 гг., позволили значительно расширить наши представления о литосфере Памиро-Гималайской орогенической зоны и Южного Тянь-Шаня.

Учитывая сильную пересеченность рельефа, отсутствие подъездных путей, сложность сейсмологических условий и другие факторы Памира, мы использовали сложную систему наблюдений глубинного сейсмического зондирования. В 1977 г. на Западно-Памирском профиле сейсмические наблюдения велись без участия итальянских и индийских геофизиков. Взрывы проводились в четырех пунктах (Наукат, Чашма-Исангох, Султанабад и оз. Каракуль). Два первых находились в створе профиля, а два других — по разные стороны от него.

Наблюдения велись в интервалах Наукат (Коканд) — Ворух, Новабад — Калайхумб — Хорог — Ишкашим. Между Ворухом и Новабадом (около 100 км) из-за отсутствия подъездных путей наблюдения не проводились. Станции записи устанавливались с шагом 4—8 км (редко более 10 км). Там, где уровень промышленных и естественных помех был сравнительно низок и имелись подъездные пути, значения абсолютных отметок под станциями были близки друг к другу. Для определения координат очагов землетрясений и азимута подхода волн устанавливались также три выносные станции (рис. 22).

Сейсмические исследования на Восточно-Памирском профиле показали возможность широкого использования при изучении литосферы региона наряду со специальными взрывами записей местных коро-

□В ТУКТОГУ

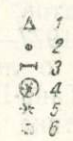


Рис. 22. Схема наблюдения (1973—1978).

1—сеть стационарных и экспедиционных станций. 2—станции "Земля" и "Черепаша". 3—стоянки станций "Поиск—КМПВ". 4—эпицентры коровых землетрясений. 5—эпицентры мантийных землетрясений, 6—пункты взрывов.

ластей. Регистрация этих землетрясений на небольших эпицентральных расстояниях, в свою очередь, позволила бы разработать методику построения скоростной модели литосферы по принципу вертикального сейсмического профилирования (ВСП), а также выяснить возможности выделения глубинных обменных волн типа *PS*.

Западно-Памирский профиль отработан двумя стоянками в период с 1 по 16 сентября 1977 г. За это время произведено 8 взрывов (табл. 16). Однако на главном отрезке профиля Калайхумб — Хорог — Ишкашим уверенные записи волн получены только из пункта взрыва

оз. Каракуль на расстояниях 170—295 км; из остальных из-за малых величин заряда и недостаточной эффективности источников, а также высокого фона помех (увеличение интенсивности движений автотранспорта в дневное время) полезные записи волн не получены.

Всего зарегистрировано около 20 местных и близких землетрясений. Полученный сейсмический материал не позволил составить полный сейсмический разрез на отрезке Калайхумб — Хорог — Ишканим. Но на Ялтинском рабочем совещании по Памиро-Гималайскому эксперименту, организованному Межведомственным геофизическим

Таблица 16

Параметры взрывов, произведенных в 1977 и 1978 гг.

Пункт взрыва	Дата	Абсолютное время (московское)	Вес заряда, т	Условия заложения заряда	Кол-во скважин в группе	Глубина взрыва от поверхности, м	Абсолютная высота, м
Сентябрь 1977 г.							
Оз. Каракуль	6	07.59	59,488"	5	Вода	60	3900
	11	07.59	59,95"	5	Вода	60	3900
Наукат	3	07.59	59,532"	5,156	Скв.	60	358
	15	07.59	59,507"	5,156	Скв.	60	358
Оз. Чашма—Исани- гох	3	09.59	57,24"	1,207	Вода	8—9	
	15	09.59	57,27"	1,207	Вода	8—9	
Султанабад	6	11.59	57,384"	2,2	Скв.	65	
	11	11.59	57,23"	3,3	Скв.	65	
Сентябрь 1978 г.							
Оз. Каракуль	11	02.59	59,695"	5	Вода	100	3900
	6	03.59	59,420"	5	Вода	60	3900
Наукат	10	16.59	0,250"	5	Скв.	60	358
	15	16.59	59,758"	5	Скв.	60	358
Оз. Искандеркуль	10	18.59	57,08"	5	Вода	51	2124
	15	8.59	59,13"	5	Вода	53	2124
Оз. Санго Сар	11	01.00	00,008"	3	Вода	12—14	3562
(Нанга Парбат)	16	01.00	00,01"	3	Вода	12—14	3562

комитетом при Президиуме АН СССР в мае 1978 г., принято решение повторить сейсмические наблюдения на Восточном профиле, т. е. на отрезках Ош — оз. Каракуль — оз. Зоркуль для уточнения структуры волновых полей и мощности земной коры, а также трассирования глубинных разломов. На первом отрезке должны были быть выполнены сейсмические наблюдения на двух стоянках с помощью станций «Поиск—КМПВ», на втором — с помощью трех станций «Поиск—КМПВ», пяти станций «Черепаша» и пятнадцати станций «Земля».

Итальянские и индийские геофизики также должны были повторить сейсмические наблюдения на отрезке оз. Зоркуль — Нанга-Парбат — Сринагар. Взрывы предполагали производить в пяти пунктах взрывов: Наукат (в группе скважин), оз. Искандеркуль, оз. Каракуль, оз. Зоркуль, оз. Санго Сар (Нанга Парбат) и Сринагар (в группе скважин).

Перед началом полевых наблюдений стало известно, что взрывы в пунктах оз. Зоркуль и Сринагар не будут производиться. Поэтому решили с пятнадцатью станциями «Земля» вести наблюдения на Западном профиле, а остальные станции располагать между Мургабом и пиком Сольсбери (в 20 км восточнее оз. Зоркуль). Полагали, что здесь из ПВ оз. Каракуль можно регистрировать уверенные докритические отраженные волны от поверхности М (эпицентральные расстояния 130—183 км), а из ПВ Санго Сар (эпицентральные расстояния 240—295 км) — закритические.

Пункты наблюдения выбирались таким образом, чтобы с одной стороны восполнить «белые пятна» на линиях обоих профилей, и с другой — от каждого ПВ получить хотя бы небольшой отрезок продольного годографа. К примеру, отрезок Калайхумб — Ванч являлся продольным по отношению к ПВ оз. Искандеркуль и оз. Санго Сар, а отрезок Рушан — Бартанг — по отношению к ПВ оз. Каракуль. Взрывы заряда весом 5 т из оз. Каракуль на глубинах 65 и 100 м позволили зарегистрировать четкие волны вдоль обоих профилей на эпицентральных расстояниях более чем 550 км. Уверенные записи сейсмических волн из ПВ оз. Искандеркуль зарегистрированы только на западном профиле до расстояния 360 км. Итальянские геофизики также успешно производили возбуждение упругих колебаний из ПВ оз. Санго Сар при погружении заряда весом 3 т на глубину 14 м. Нормальные записи волн зарегистрированы только на Восточном профиле до расстояния 300 км. Индийские коллеги не смогли произвести взрывы на ПВ Сринагар.

В течение полевого периода нами также зарегистрировано несколько коровых местных и далеких землетрясений. На записях взрывов и местных землетрясений (коровых и мантийных) в достаточном количестве имеются проходящие, отраженные, преломленные, обменные и поперечно-обменные волны, позволяющие изучить глубинные границы литосферы Памира.

Комплексирование профильных методов сейсмологии взрывов и землетрясений на Восточном и Западно-Памирском профилях позволило решить ряд методических задач, а также уверенно расшифровать структуру зарегистрированных волновых полей. Подобное комплексирование не было осуществлено на отрезке профиля, расположенном за пределами Советского Союза, из-за ограниченной длительности записи использованных там станций «Марс» (производство ФРГ).

Характеристика полученного материала

Как упоминалось выше, при сейсмических наблюдениях на Памире применялся комплекс методов сейсмологии взрывов и землетрясений. Остановимся на каждом из них.

Качество записей взрывов. Анализ первичных сейсмографических материалов, полученных различными станциями («Эхо», «Земля», «Поиск — КМПВ», «Черепаша», ССМ-48), а также различными стационарными и экспедиционными сейсмическими станциями, имеющими увеличение 10000—500000, в диапазоне частот 0,5—20 гц при взрыве заряда весом 1,2—5,0 т из озер глубиной 12—100 м показал хорошее их качество. Чем глубже погружали заряд, тем интенсивнее регистрировались полезные волны. Поэтому из пунктов взрывов оз. Искандеркуль и оз. Каракуль получены материалы отличного качества на эпицентральных

расстояниях более 350 км. Взрывы в группе скважин давали качественный материал до 150 км при величине заряда 2,2—5,0 т. Дальнейшее увеличение величины заряда оказалось нецелесообразным. Несмотря на значительное расстояние (5—10 км) между станциями «Марс» и «Земля», благодаря хорошему качеству записи, корреляция различных типов волн по профилю осуществлялась уверенно с последующей привязкой данных к отрывочным наблюдениям со станциями «Понск — КМПВ».

Качество записей землетрясений. В процессе полевых работ зарегистрированы местные и близкие коровые и мантийные землетрясения, эпицентры которых находятся в пределах Южного Тянь-Шаня,

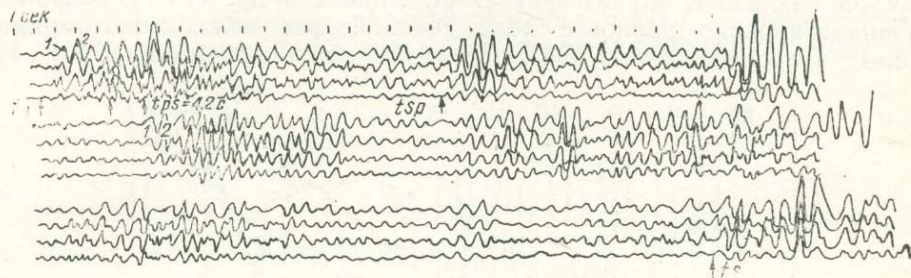


Рис. 23. Сейсмограмма, иллюстрирующая характер записи продольных ($P_{отр}^h$), обменных (PS) и обменно-поперечных (SP) волн от местных глубокофокусных землетрясений.

Памира и Гиндукуша и распределены в створе профилей. На записях этих землетрясений на вертикальных приборах выделены прямые проходящие ($\Delta \leq H_0$) преломленные ($\Delta \gg H_0$) и отраженные ($\Delta \ll H_0$) волны. При этом амплитудная выразительность записи зависела от энергетического класса K , глубины очага H_0 и эпицентрального расстояния Δ землетрясений. Отмечается, что при $K \approx 10$ для глубоких очагов ($H_0 = 200—300$ км) характерно нечеткое вступление прямой волны, а для глубин порядка 90—180 км — резкое вступление ее. С увеличением величины K ($K \geq 11$) качество записи даже на эпицентральных расстояниях более 200 км улучшается.

На записях вертикальных составляющих приборов от мантийных землетрясений на расстояниях 150—350 км выделяется двух-трехфазная динамическая выразительная поперечно-обменная волна типа SP. Однако интенсивность ее значительно слабее, чем вертикальной составляющей поперечной волны (рис. 23).

Записи коровых ($H_0 = 5—25$ км) землетрясений характеризуются сложной формой. В первых вступлениях регистрируется преломленная (слаборефрагированная) волна P с весьма слабой амплитудой выразительностью, а в последующих — многочисленные отраженные волны. Видимая частота записи коровых землетрясений значительно выше, чем мантийных. В то же время в первых вступлениях с увеличением расстояния запись часто теряется. Сопоставление записи взрывов и землетрясений при одинаковых эпицентральных расстояниях показало, что энергия коровых землетрясений 8 класса эквивалентна энергии взрыва в озере 5 т тротила при глубине погружения 50—65 м.

На записях горизонтальных составляющих регистрируется несколько четких поперечных волн.

Вблизи первого вступления продольных волн на горизонтальных составляющих приборов регистрируются обменные волны типа PS , возникшие от местных глубоководных и далеких землетрясений. Динамическая выразительность этой волны лучше, чем продольной волны, и низкочастотней. Анализ видимого частотного спектра глубоководных мантийных землетрясений показал, что он меняется независимо от глубины и очага.

Волновое поле при глубинном сейсмическом зондировании

Характер волновой картины территории Южного Тянь-Шаня и Памира разный. В монографии С. А. Алиева и др. (1977) подробно проанализировано волновое поле сейсмических волн, зарегистрированных в процессе работ 1955 г. (Косминская и др., 1958) и 1973 —

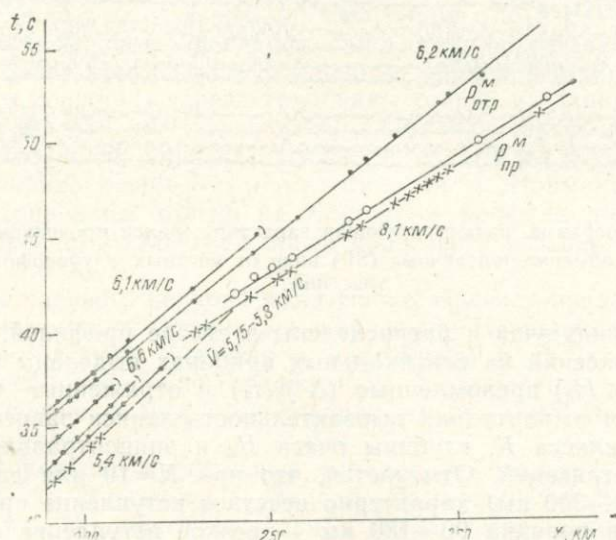


Рис. 24. Годографы волн, зарегистрированных в интервале Дарауткүрган Сарыташ—Иркештам из ПВ Кабутхауз.

1975 гг. На годографе (рис. 24), полученном из ПВ Кабутхауз в интервале профиля Дараут-Күрган—Сарыташ—Иркештам, на эпикентральных расстояниях 190—230 км, в первых вступлениях отмечены волны $P_1^к$ с кажущейся скоростью 5,4—5,5 км/с. Далее выделяются преломленные волны от поверхности M — $P_{пр}^м$. На годографах, полученных методами сейсмологии взрывов и землетрясений, установлено, что до области выхода волны $P_{пр}^м$ в первое вступление, как правило, выделяются волны со скоростями 6,1—6,5 км/с. Пониженные скорости коры под Алайской долиной можно объяснить наличием мезо-кайнозойских образований и концентраций очагов землетрясений. Можно было бы полагать, что скорость волны понижена из-за наклона в сторону опущенного крыла разлома. Но здесь на протяженном участке поверхность M находится на глубине 49—50 км. Величина

средней скорости, определенной по точке излома годографов до поверхности M , едва достигает 5,75—5,8 км/с. Волна $P_{\text{пр}}^M$ наблюдается на больших временах вступлений (40,2 с). Если построить годографы волн только по Алайской впадине до Иркештама, то можно заметить, что они осредняются плавно (рис. 24). Скорость преломленной волны $P_{\text{пр}}^M$ равна 8,1 км/с, а отраженной — $P_{\text{отр}}^M$ в интервале 270—320 км — 6,2 км/с. В интервале 190—230 км во вторых вступлениях выделяются отраженные волны с кажущимися скоростями $6,6 (P_{\text{отр}}^M)$ и $6,1 (P_{\text{отр}}^K)$ км/с.

В 1974 г. четко зарегистрированы колебания от взрыва из оз. Каракуль экспедиционными радиолинейными (6 шт.) и стационарными (14 шт.) станциями ИФЗ АН СССР, расположенными западнее ПВ,

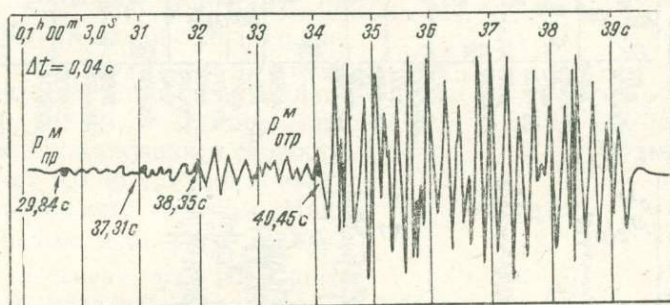


Рис. 25. Сейсмограмма, иллюстрирующая четкую разрешенность записи волн из ПВ оз. Каракуль с помощью радиорелейных станций ($\Delta x = 210,8$ км).

в Гармском сейсмологическом полигоне, на эпицентральных расстояниях 210—276 км. На записях экспедиционных станций в области первых вступлений отчетливо видны две малоинтенсивные и высокочастотные преломленные волны. Первая из них в монографии С. А. Алиева и др. (1977) отождествляется с преломленной волной от поверхности M . Природа второй неизвестна из-за отсутствия корреляции по площади. Во вторых вступлениях выделяются динамически выраженные, низкочастотные отраженные волны, соответствующие поверхности «базальтового» слоя и границе M (рис. 25). Аналогичная волновая картина наблюдается из ПВ оз. Каракуль (рис. 26) на записях станциями «Земля». Сопоставление записей этих станций показало динамическую выразительность записей радиолинейных в диапазоне частот 0,1—50 гц. На эпицентральных расстояниях 210—276 км для интервала между станциями «Завал» и «Новабад» построены годографы первых вступлений, где четко отмечается область прослеживания двух волн с кажущимися скоростями 7,2 и 8,1 км/с соответственно (рис. 27). По-видимому, волна со скоростью 7,2 км/с (P_2^{K1}) соответствует поверхности «коромантийной» смеси, залегающей непосредственно на поверхности Мохо. Следовательно, волна $P_{\text{пр}}^M$ вышла в первое вступление только на эпицентральных расстояниях 250 км.

Анализ волнового поля (Алиев и др., 1977), зарегистрированного станциями «Земля» и «Понск — КМПВ» на Восточном профиле в

течение 1973—1974 гг., проводился главным образом до эпицентральных расстояний 190 км. Отраженные волны от поверхности M отмечены на северном конце годографа только из ПВ оз. Каракуль, а преломленные от нее не зарегистрированы. На годографах выделены преимущественно отраженные волны от границ в консолидированной коре, а волны первых вступлений, вероятно, не зарегистрированы.

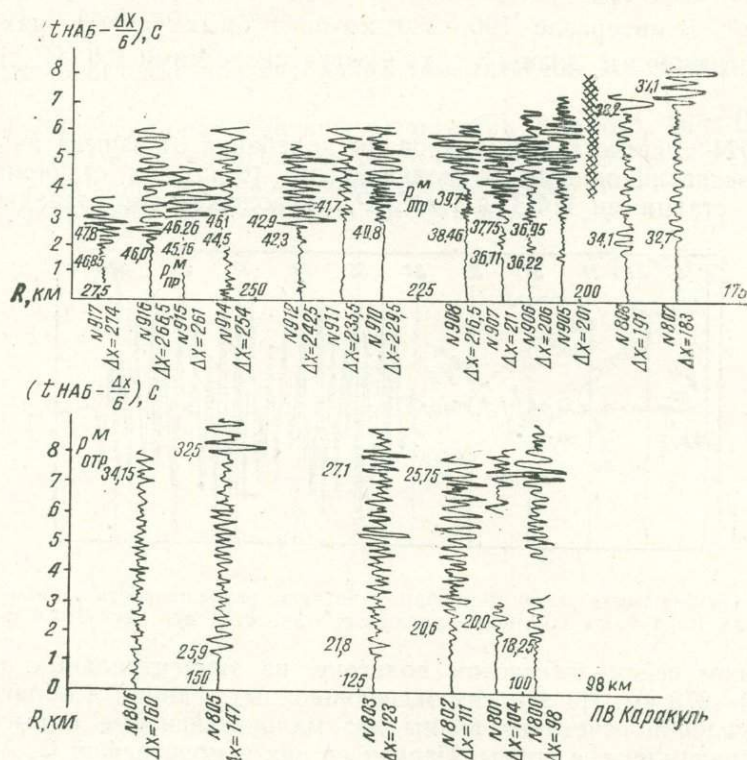


Рис. 26. Монтаж сейсмограмм, характеризующих изменения волновой картины с расстоянием.

Сейсмические наблюдения 1975 г. позволили значительно удлинить протяженность некоторых годографов. Удалось выделить волны из ПВ Токтогул, Узген, оз. Каракуль, оз. Санго Сар и волны $P^M_{пр}$ — из ПВ оз. Каракуль.

По динамическим и кинематическим особенностям в пределах Восточного профиля из различных встречных пунктов выделены следующие волны: P_1 — прямые; $P^0_{реф}$, $P^K_{прк}$ — слаборефрагированные (преломленные) и преломленные в коре; $P^K_{отр1}$, $P^K_{отр2}$, $P^K_{отр3}$, $P^K_{отр4}$ — отраженные от границ в коре; $P^M_{отр}$ и $P^M_{пр}$ — отраженные и преломленные от поверхности M ; $P_{ск}$ — скользящие по подошве высокоскоростного экранирующего слоя; $P_{диф}$ — дифрагированные. Из-за изломленного характера линии профиля указанные на годографах величины

кажущихся скоростей тех или иных волн определены только на продольных отрезках годографов по различным ПВ. Как видно из системы наблюдений (рис. 28) годографов, с переходом от Южного Тянь-Шаня к Памиро-Гиндукушу кинематическая выразительность зарегистрированных волн резко улучшается.

Волны P_1 выделены только на годографах из пунктов взрывов Узген и Сарыташ до расстояний 7 и 20 км соответственно. В районе расположения этих ПВ развиты мезо-кайнозойские образования.

Волны $P_{\text{рсф}}^0$ — слаборефрагированные (преломленные) в верхней части консолидированной коры — прослеживаются до расстояний 80 км. Их кажущиеся скорости варьируют от 5,0—5,75 до 5,9—6,3 км/с. Непараллельность их годографов на отрезках Ранкуль — оз. Зоркуль и Чигирчик-Узген равна 0,05 и 0,15 соответственно.

Волны $P_{\text{пр}}^{\text{к}}$ — преломленные на глубинах 13—15 км консолидированной коры — на территории Южного Тянь-Шаня регистрируются на расстоянии 30—80 км, а Памира — на 50—100 км. Их кажущаяся скорость варьирует от 6,6 до 7,5 км/с в зависимости от наклона границы. Наиболее уверенно волна $P_{\text{пр}}^{\text{к}}$ прослеживается к северу от ПВ Санго Сар. Волны значительно высокочас-

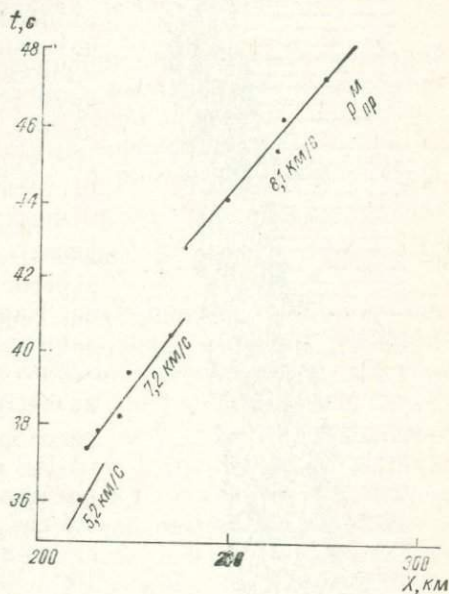
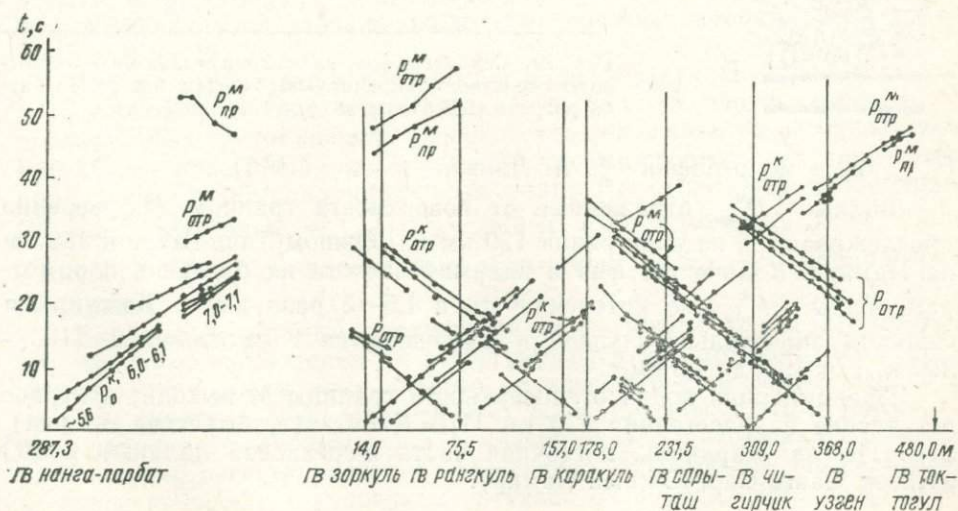


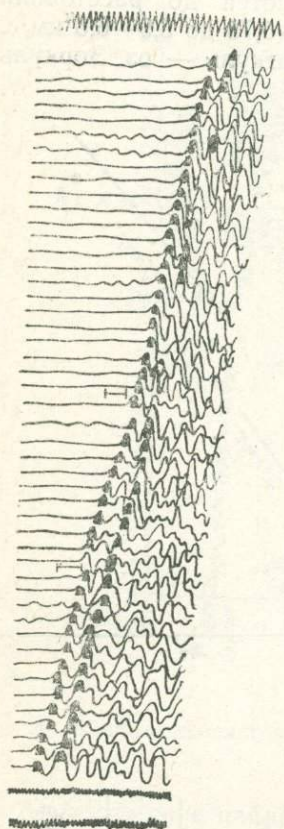
Рис. 27. Годографы волн, зарегистрированных из ПВ оз. Каракуль в Гармском полигоне.

Рис. 28. Годографы волн по профилю Токтогул—Сарыташ—озера Каракуль, Зоркуль, Санго Сар.



тотные и малоинтенсивные по сравнению со слаборефрагированными и вблизи следящимися отраженными. Следует отметить, что из ПВ оз. Каракуль волны типа $P_{пр}^k$ на записях станции «Поиск—КМПВ» зарегистрированы на расстоянии 150 км. А из пункта взрыва Санго Сар, также на расстоянии 240—245 км и 253—262 км, дважды уверенно выделяются преломленные волны с кажущимися скоростями 7,4—7,8 км/с.

Волны $P_{отр1}^k, P_{отр2}^k, P_{отр3}^k$, отраженные от различных границ раз-



делов земной коры, регистрируются в интервалах наблюдений от 30 до 130 км. Можно полагать, что в области регистрации преломленных волн $P_{пр}^k$ имеются также фазы отраженных волн, которые как правило, уверенно выделяются на записях всех вышеперечисленных станций. Несмотря на значительные расстояния между станциями «Земля» и «Марс», они уверенно коррелируются по профилю благодаря четкой амплитуде. Их кажущаяся скорость с удалением от ПВ уменьшается от 8,3 до 6,3 км/с. Видимая частота их значительно ниже, чем у преломленных волн, а количество фаз больше (2—4 фазы). Отраженные волны типа $P_{отр3}^k$ уверенно зарегистрированы из ПВ Узген, Токтогул, оз. Каракуль и оз. Санго Сар. Длительность записи этих волн на Памире и Гиндукуше значительно больше, чем в Южном Тянь-Шане (ПВ Узген и Токтогул). Волны $P_{отр1}^k$ зарегистрированы на расстоянии более, чем 130 км из ПВ оз. Каракуль и оз. Санго Сар. Они представляют собой низкочастотные (около 1,5 гц) 2—3 фазные колебания. Их кажущаяся скорость равна 14,0—7,7 км/с на расстоянии 150—190 км. По доминирующей амплитуде ошибочно принимают за волну, отраженную

Рис. 29. Сейсмограмма, иллюстрирующая наличие высокоскоростного экранирующего слоя в верхней части разреза (ПВ Ранкуль $\Delta x=8.9-11.2$ км).

$P_{отр}^m$, как в монографии С. А. Алиева и др. (1977).

Волны $P_{отр}^m$, отраженные от поверхности границы М, уверенно прослеживаются на расстоянии 120 км на Южном Тянь-Шане и 150 км на Памире. Количество фаз и видимая частота их близки к параметрам волны $P_{отр1}^k$, но интенсивность в 1,5—3 раза выше. Кажущиеся скорости значительно больше и уменьшаются с расстоянием (150—190 км) от 19,0 до 7,9 км/с.

Преломленная волна от поверхности границы М выходит в первое вступление на расстоянии 230 км (ПВ Кабутхауз, Алайская долина), 245 (ПВ оз. Каракуль, восточная часть Ферганской долины) и 293 (ПВ оз. Санго Сар, Южный Памир).

Динамические и кинематические характеристики волн, скользщих ($P_{\text{сколь}}^k$) по кровле высокоскоростного слоя и распространяющихся по подошве слоя и выходящих на поверхность, рассмотрены Т. Э. Эргешевым (1970). Область регистрации этих волн отмечена севернее Мургаба, в районе Акбайтальского разлома, станцией «Поиск — КМПВ» (рис. 29).

Волны $P_{\text{диф}}$, дифрагированные от крутопадающей границы (разлома), наблюдаются на записях «Поиск — КМПВ» в районе Южно-Памирского разлома (около оз. Зоркуль), из ПВ Санго Сар — на расстоянии 260—290 км.

Волновое поле при сейсмологии землетрясений

При глубинном профильном зондировании литосферы территорий Южного Тянь-Шаня и Памира с помощью метода сейсмологии землетрясений отмечена весьма сложная структура волнового поля.

При изучении волновых полей местных коровых землетрясений на вертикальных составляющих выделены продольные волны $P_{\text{реф}}$, $P_{\text{пр}}^k$, $P_{\text{отр}_1}^k$, $P_{\text{отр}_2}^k$, $P_{\text{отр}}^m$ и $P_{\text{пр}}^m$, а на горизонтальных составляющих также четко выделены поперечные волны $S_{\text{отр}_1}^k$, $S_{\text{отр}_2}^k$, $S_{\text{отр}}^m$ и $S_{\text{пр}}^m$ (рис. 30).

Видимые частоты, количество фаз, интенсивность и кажущиеся скорости сопоставимы с параметрами продольных волн, зарегистрированных от специальных взрывов. Однако поперечные волны на вертикальной составляющей приборов до расстояний 80 км сильно забивают область регистрации отраженных волн $P_{\text{отр}_1}^k$ и $P_{\text{отр}_2}^k$. Видимая частота волн P составляет 2,5—5,0 гц, волн S — 1,0—1,5 гц. Кажущаяся скорость поперечных волн варьирует от 3,1—4,4 км/с. Отношение скоростей однотипных продольных волн к поперечной колеблется в пределах 1,7—1,9. При энергетическом классе К-9 и 10 для глубины очага 5—10 км четкие записи продольных и поперечных волн наблюдаются до расстояний 200 км. С целью изучения коры в створе Западного профиля использовано около семи местных коровых землетрясений с К-9—12.

Анализ структуры и параметров волн близких Памиро-Гиндукушских глубокофокусных землетрясений на записях вертикальных и горизонтальных составляющих показал, что до эпицентральных расстояний 350 км при глубине очага 90—270 км выделяются следующие типы продольных и обменно-поперечных волн: P_1 — (прямые) проходящие, $P_{\text{пр}}^n$ — преломленные, $P_{\text{отр}}^n$ — отраженные, PS — обменные, SP — обменно-поперечные, S_1 — поперечные проходящие и $S_{\text{отр}}^n$ — поперечные отраженные.

Волны P_1 — прямые проходящие от глубокого очага землетрясения до точки наблюдения — регистрируются на вертикальных составляющих приборов в виде слабого двухфазного колебания. Видимые частоты около 4—5 гц. Частота этих волн, интенсивность и форма записи зависят от глубины очага землетрясения. Проходящая волна, хотя и слабая, регистрируется до расстояния 350—400 км. По-видимому, ее интенсивность с расстоянием затухает очень медленно. Кажущаяся

скорость варьирует от ∞ до 8,0 км/с. Годографы имеют гиперболическую форму.

Волны $P_{\text{пр}}^n$ — преломленные от мантийных границ — выходят в первое вступление на расстояниях более 300—700 км в зависимости от глубины очага землетрясений. По динамическому признаку отличить их от проходящих волн весьма трудно, но по форме годографа и по

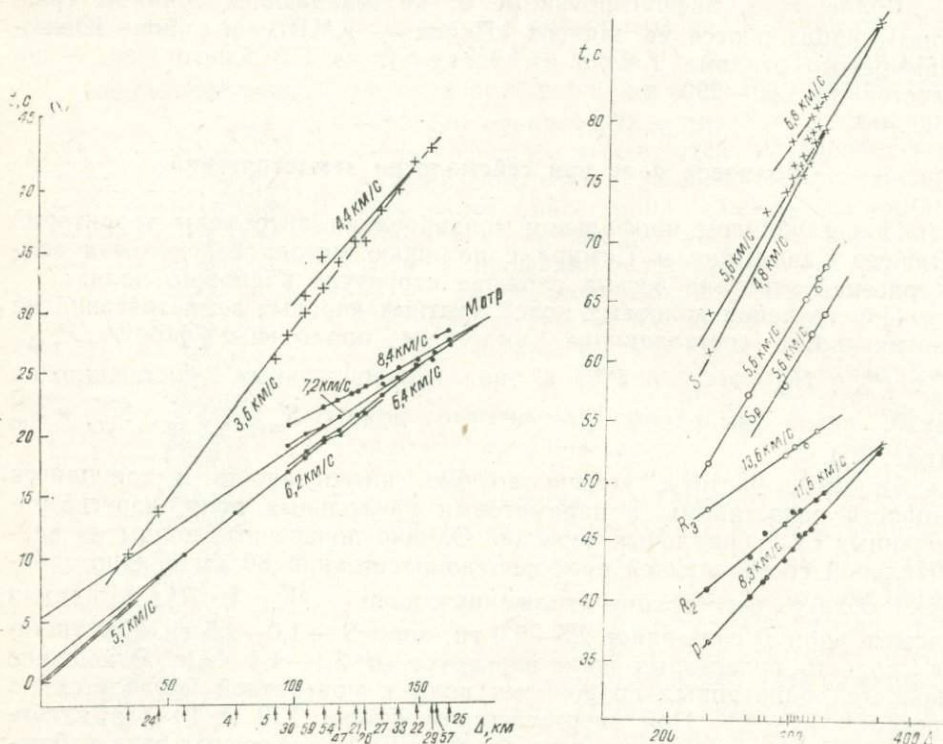


Рис. 30. Наблюдаемые годографы волн при коровых ($H_0=10$ км) землетрясениях (12.09.77 г.—01^h 48^m).

Рис. 31. Наблюдаемые годографы (P_1 , $P_{\text{отр}2}^n$, $P_{\text{отр}3}^n$, SP и S_1) отр. волн, зарегистрированных от мантийных землетрясений на расстояниях 230—400 км при $H_0=100$ км (19^h 39^m).

значению кажущихся скоростей довольно просто, так как годографы легко осредняются прямой линией и кажущиеся скорости характеризуют границу, залегающую ниже очага землетрясений (рис. 31).

Волны $P_{\text{отр}}^n$ — отраженные от мантийных границ, залегающих ниже очага землетрясений, — регистрируются после проходящих волн в виде 2—4-фазных, низкочастотных (1,5—2,5 гц), интенсивных колебаний (рис. 32). Они регистрируются только на вертикальных приборах. Их годографы имеют гиперболическую форму вблизи эпицентральной зоны, далее осредняются прямой линией. Величина кажущихся скоростей варьирует в широких пределах, от ∞ до 12 км/с и зависит от эпи-

центрального расстояния и глубины очага землетрясений. На записи одного глубокофокусного землетрясения до области регистрации поперечных волн выделяется до трех отраженных продольных (рис. 32).

В полевой период 1977 г. на Западном профиле получены записи более десяти Афгано-Гиндукушских землетрясений на эпицентральных расстояниях 25—150 км при глубине очагов 90—270 км. Общее количество выделенных отражений в верхней мантии до глубины 330 км достигает десяти.

Волны SP — поперечные, сменившиеся на поверхности границы Мохо в продольные. Интенсивность, количество фаз и частота в це-

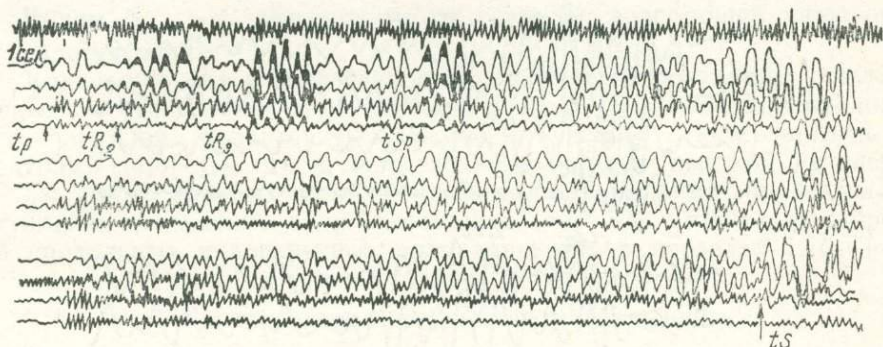


Рис. 32. Сейсмограмма, демонстрирующая записи отраженных волн, зарегистрированных от мантийных землетрясений ($H_0=190$ и 100 км $\Delta=301$ км)

лом близки к поперечным волнам (рис. 23). Время опережения обмена по Западному профилю составляет 11—14 сек. Кажущиеся скорости волн SP близки к скорости поперечных.

Следует отметить, что, судя по соотношению скоростей продольных и поперечных волн, их частоте и интенсивности они образуются не от прямых проходящих волн $S_{пр}''$, а от отраженных $S_{отр}''$.

Волны PS — обменные на поверхности различных границ. Для выделения обменных волн типа PS привлечены записи местных и близких глубокофокусных Памиро-Гиндукушских и далеких землетрясений. Природа их распознавания детально изложена в работах И. В. Померанцевой и др. (1968, 1973). Видимая частота, количество фаз, интенсивность и другие признаки этих типов волн целиком зависят от параметров вышеупомянутых отраженных ($P_{отр}''$) волн. Корреляция их в пределах одного землетрясения не устойчива. Однако при просмотре большого объема материала удается заметить повторяемость обменов с одинаковыми временами запаздывания и по этому признаку разделить их на группы. Наиболее представительные обмены наблюдаются на временах 1,2—1,4 с, 4,05—4,5 с от момента вступления обменобразующей волны (рис. 33). В целом для выделения обменных волн по Западному профилю использовано около 20 местных Памиро-Гиндукушских и 3 далеких землетрясения. Большинство записей оказались осложненными интерференцией и выделить достаточное количество обменов не удалось.

В результате анализа волновых полей по Западному профилю с севера на юг выделены следующие группы обменных волн: группа А — на временах 0,45—0,6 с — на юге Памира соответствует границе внутри докембрийских, а на севере — внутри мезозойских образований; группа В — 0,70—0,95 с и группа Г — 1,25—1,4 с — на юге соответствуют нижней части докембрия, а на севере поверхности палеозоя, группа Б — 4,05—4,5 с — стратиграфически соответствует поверхности «базальтового» слоя. Их динамическая выразительность весьма

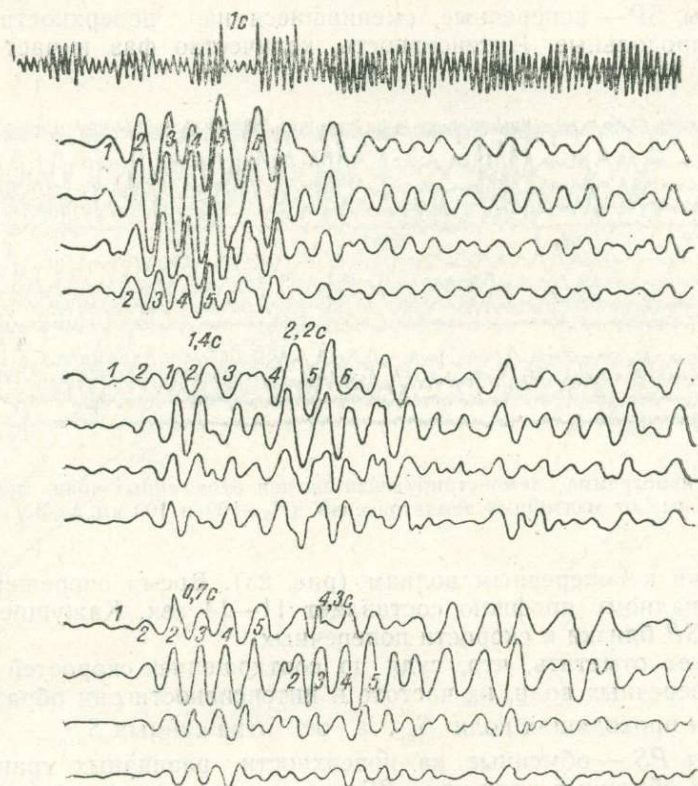


Рис. 33. Характер записи обменных волн типа PS, зарегистрированных от далеких землетрясений.

четкая (рис. 23, 33). Группа Д — 5,8—6,2 с — соответствует поверхности коромантийной смеси, местами наблюдается весьма уверенно. Группа PS_M — на временах около 8,0 с — стратиграфически соответствует поверхности Мохо. Динамически выражена плохо и, естественно, выделяется очень редко. Большинство исследователей считает, что обменные волны PS_M регистрируются лучше при выходе сейсмического луча под углом 45° . Но практически на оптимальных расстояниях, где угол выхода сейсмического луча к горизонтальным приборам близок 45° , качество обменной волны PS_M не улучшается.

По Восточному профилю также выделены аналогичные группы обменных волн, но здесь обрабатывалось большое количество близких (350—600 км) Памиро-Гиндукушских и далеких землетрясений. Сейсмический разрез, построенный по обменным волнам на большей части

профиля по глубине насыщен обменнообразующими точками, что, по мнению Б. Б. Таль-Вирского (1980), объясняется в большой степени слоистостью земной коры территории Памира. Но, как описано выше, ограниченное количество преломленных и отраженных волн на территории этого региона не подтверждает его выводов.

Следует отметить, что с интерпретацией обменных волн многое не ясно, поэтому необходимо весьма осторожно принимать за истинные их данные в комплексе с другими сейсмическими методами.

Волны $S_{пр}^n$ — проходящие ($\Delta \leq H_0$) по короткой прямой от очага до сейсмографа. На больших эпицентральных расстояниях ($\Delta \gg H_0$) они являются преломленными.

Волны $S_{отр}^1$ — отраженные от границы, залегающей ниже очага землетрясений.

Количество фаз и интенсивность поперечных, проходящих, преломленных и отраженных волн целиком зависят от параметров продольных волн. Они характеризуются значительными низкочастотными спектрами (1,0—1,4 гц) и, естественно, обладают высокой интенсивностью. Часто из-за их высокой интенсивности выделить последующие вступления поперечных волн невозможно (рис. 32). Отношение скоростей продольных и поперечных волн варьирует в пределах 1,70—1,83.

Интерпретация результатов наблюдений

Интерпретация первичных материалов заключалась в корреляции и распознавании волн, построении годографов, определении значений скоростей, построении сейсмических разрезов и моделей земной коры и мантии.

Интерпретация преломленных и отраженных волн, зарегистрированных от специальных взрывов и от местных коровых землетрясений. Корреляция волн, распознавание их природы и их стратиграфическая привязка проводились с учетом динамических и кинематических признаков, а также значений кажущихся скоростей волн.

При построении продольных и непродольных годографов по данным специальных взрывов и коровых землетрясений наблюдаемое время снималось с первой фазы преломленных или отраженных волн. Кажущиеся скорости волн определялись на тех участках годографов, где абсолютная отметка поверхности земли была сравнительно ровная и отрезок профиля был почти продольным по отношению к пункту взрыва. Все построения проводились по прямым линиям между ПВ Санго Сар — оз. Каракуль и оз. Каракуль-Узген по Восточному профилю, а по Западному — Ишкашим-Рушан-Ванч-Калайхумб-Гарм-Наукат. Максимальное отклонение точек наблюдений от линии профиля достигало 30 км.

По годографам из ПВ Сарыташ и ПВ Узген по точке пересечения прямых и рефрагированных волн удалось определить значения средних скоростей до поверхности фундамента, равные 4,15 км/с и 2,5 км/с соответственно. По известной формуле

$$H = \frac{t_0 \bar{V}}{2 \cos i} \quad (1)$$

определили кровлю фундамента под этими ПВ (4,3 км и 2,3 км).

Поскольку величина непараллельности годографов слабо рефрактированных волн невелика, то при обработке их первых вступлений мы придерживались схемы головных волн. По годографам слаборефрактированных и преломленных волн $P_{пр}^k$ определялись значения средних скоростей до кровли первой преломляющей границы 6,7—7,2, 7,5 км/с.

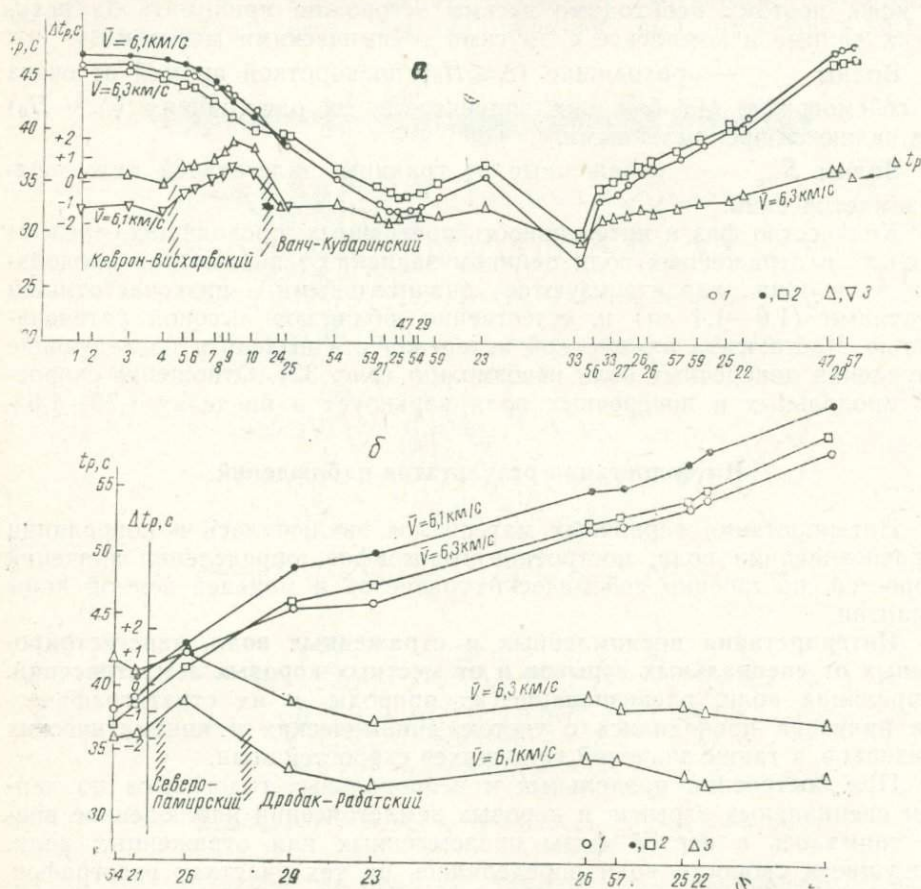


Рис. 34. Разностные годографы первых вступлений продольных волн из ПВ оз. Каракуль (а), ПВ оз. Искандеркуль (б).

1—наблюдаемый годограф, 2—нормальный, 3—разностный.

Далее средние скорости определялись по одиночным годографам отраженных волн (Перельман, 1963; Зуннунов, 1969) и по точке излома глубинных преломленных волн. В результате установлено, что земная кора Южного Тянь-Шаня и Памира характеризуется средними скоростями 5,8—6,1 км/с и 6,15—6,35 км/с соответственно.

По годографам коровых землетрясений средние скорости не определялись. Зная зависимость $V_{ср} = f(H)$ вводили поправку на глубину очага землетрясений. Отражающие и преломляющие границы строились по формулам:

$$H_{отр} = \frac{1}{2} \sqrt{V_{ср}^2 \cdot t_{наб.}^2 - \Delta^2}; \quad (2)$$

$$H_{\text{пр}} = \frac{V_{\text{ср}}}{2 \cos i} \left(t_{\text{наб.}} - \frac{\Delta}{V_r} \right), \quad (3)$$

где $t_{\text{наб.}}$ — наблюдаемое время волн,

Δ — эпицентральное расстояние,

V_r — граничная (кажущаяся) скорость искомой границы.

Вычисленные глубины вдоль профилей откладывались от дневной поверхности с учетом абсолютной отметки стоянки станций.

Как было отмечено выше, Западный профиль по отношению к ПВ озер Искандеркуль и Каракуль является непродольным, поэтому были построены также разностные годографы первых вступлений волн (рис. 34 а, б). Для сопоставления наблюдаемых годографов с теор-

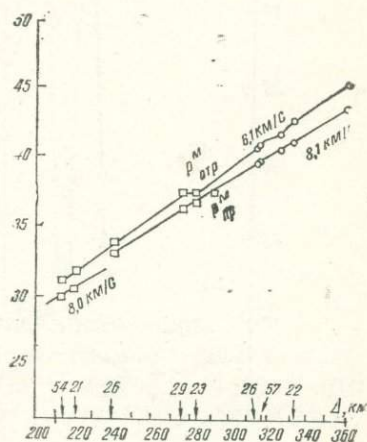
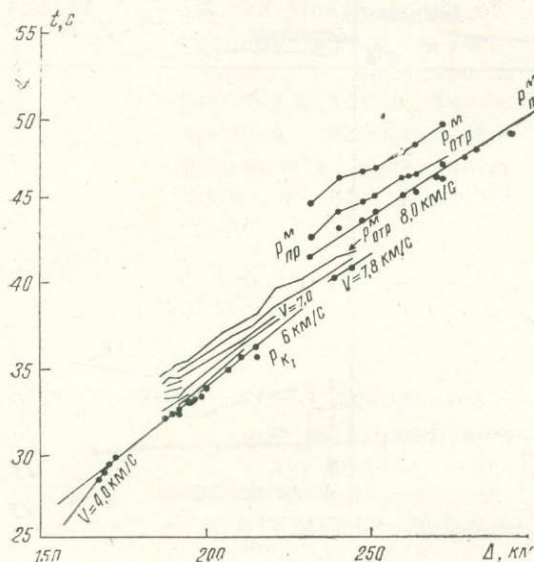


Рис. 35. Сводные годографы волн, зарегистрированных на Западно-Памирском профиле из ПВ оз. Каракуль.

Рис. 35. Наблюдаемые годографы $P^M_{\text{пр}}$ и $P^M_{\text{отр}}$ волн, зарегистрированных на Западно-Памирском профиле из ПВ оз. Искандеркуль.

ретическими (нормальными) принята однослойная модель коры с монотонным возрастанием скорости. При этом считалось, что осадочный слой отсутствует, общая мощность равна 50 км, средние значения скорости в коре 6,3 км/с, а граничная на поверхности Мохо — 8,0 км/с. Как видно из рисунка, на отдельных отрезках разностные годографы вплотную подходят к графикам наблюдаемых и нормальных годографов. Как правило, эти участки характеризуют наличие вертикальных ступеней, т. е. тектонических нарушений. Кроме того, для Западного профиля из ПВ озер Каракуль и Искандеркуль составлены «продольные» сводные годографы. На эпицентральных расстояниях 230 км имеется разрыв сплошности годографов, причем для годографов $P^M_{\text{отр}}$ он составляет более 2 сек. (рис. 35). Первая часть годографа соответствует северу Памира, а вторая — югу. Годографы из ПВ оз. Искандеркуль (рис. 36) показывают иную картину, так как этот отрезок профиля

является продольным по отношению к источнику. Разрыв сплошности годографов $P_{пр}^M$ и $P_{отр}^M$ здесь происходит на разных отрезках. Следовательно, они характеризуют наличие одного и того же разлома. В своих многочисленных сейсмологических построениях Е. М. Бутовская широко пользовалась осредненными сводными годографами, составленными по площади для различных эпицентров землетрясений и пунктов взрывов. В целом метод последовательных приближений построения осредненных скоростных разрезов с последующим переходом

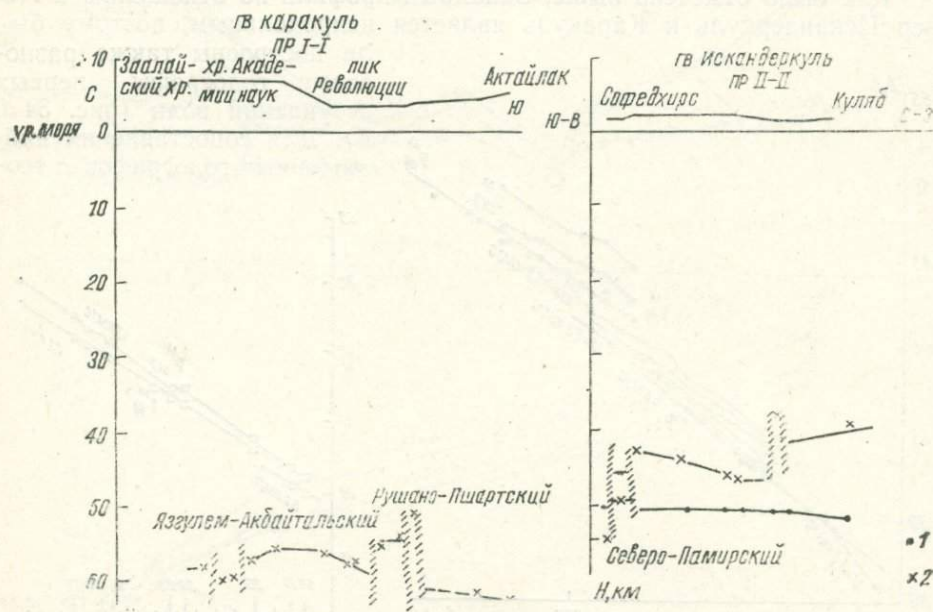


Рис. 37. Сейсмические разрезы по условным профилям Актайлак—Пик Революции—хр. Академии наук—Заалайский и хр. Сафедхирс—Куляб.

1—глубина до границы Мохо по $P_{пр}^M$, 2—глубина до границы Мохо по $P_{отр}^M$.

к методу поля скоростей, разработанному Е. М. Бутовской (1968), дает региональные результаты.

По данным годографов специальных взрывов, с учетом сейсмического сноса $P_{отр}^M$ и $P_{пр}^M$ волн, из комплекса вышеупомянутых пунктов взрывов (озер Кабутхауз, Искандеркуль, Каракуль) и по данным годографов местных коровых землетрясений (эпицентры которых расположены в створе профиля) также получены сведения о мощностях земной коры и установлено продолжение ряда разломов. Нам удалось условно провести следующие линии профилей: Актайлак — пик Революции — хребет Академии наук — Заалайский хребет; осевая часть хребта Сафедхирс и Куляб — Гарм (рис. 37).

Интерпретация данных местных глубокофокусных и далеких землетрясений. Интерпретация материалов обменных волн типа PS заключалась в выделении обменов, идентификации их по временам запаздывания, построении временных разрезов, функций зависимости $\bar{V}_p = f(H)$, $\bar{V}_s = f(H)$ и $K = f(H)$ (рис. 38).

Данные о скорости $\bar{V}_p$, $V_{пл}$, $\bar{V}_s$ и K для всей площади определены по взрывам и местным коровым землетрясениям.

Глубина залегания точек обмена H рассчитана по программе «Земля-1», составленной В. А. Паком и др. (1980) на ЭВМ Минск-22 с учетом формулы Хазегавы:

$$H = \frac{\Delta t_{ps-p} \cdot \bar{V}_p}{(\bar{K} - 1) \left[1 + \frac{\bar{K}}{2} \sin^2 \frac{i_p}{2} \right]},$$

где Δt_{ps-p} — время запаздывания обменной волны относительно продольной, H — глубина до точки обмена, $\bar{V}_p$, $\bar{V}_s$ — средняя скорость продольных и поперечных волн в покрывающей среде;

$$K = \frac{\bar{V}_p}{\bar{V}_s};$$

$i_p = \arcsin \frac{\bar{V}_p}{V^*}$ — угол, дополнительный к кажущемуся углу выхода сейсмической радиации, V^* — кажущаяся скорость продольных волн.

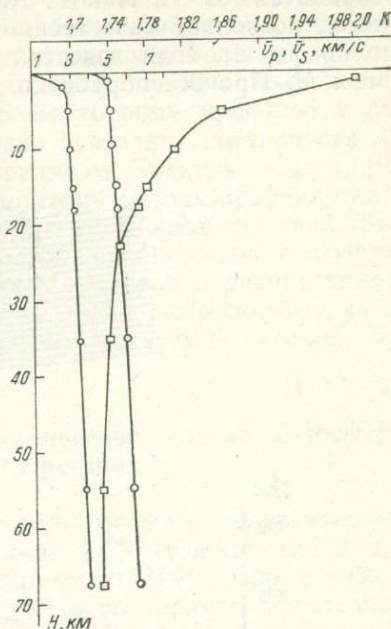


Рис. 38. Сводные графики зависимости $\bar{V}=f(H)$, $\bar{V}_s=f(H)$, $K=f(H)$ для Памиро-Гиндукушской зоны.

Величина сейсмического сноса находится из соотношений

$$l = \frac{H \operatorname{tg} i_p - H \operatorname{tg} i_s}{2}.$$

Глубина залегания поверхности Мохо также определялась с использованием времени опережения поперечной обменной волны типа SP по упрощенной формуле Хазегавы:

$$H = \frac{\Delta t_{s-sp} \cdot \bar{V}_s}{K - 1};$$

при условии значения K , близкого к теоретическому, т. е. равному 1,73. Δt_{s-sp} — время опережения поперечно-обменной волны относительно поперечной.

При глубине поверхности M 57—65 км вдоль Западного профиля величина Δt_{s-sp} составляет 11—14 сек. Величина сейсмического сноса при этом достигает 45 км, что на 30 км меньше, чем сейсмический снос продольных волн. Естественно, потенциальные возможности этой волны при картировании поверхности M большие. Возможности выделения поперечно-обменных волн по Восточному профилю не изучены.

Интерпретация проходящих волн, зарегистрированных от местных Памиро-Гиндукушских глубокофокусных землетрясений. Методика интерпретации продольных проходящих волн от местных и близких мантийных землетрясений для изучения поведения рельефа границы М разработана В. А. Паком, А. М. Насыровым (Ахмеров и др., 1974). Метод позволяет качественно уточнить поведение рельефа границы М по профилям, если известна в одной опорной точке глубина до границы М. Процесс обработки полученных материалов включает выбор-

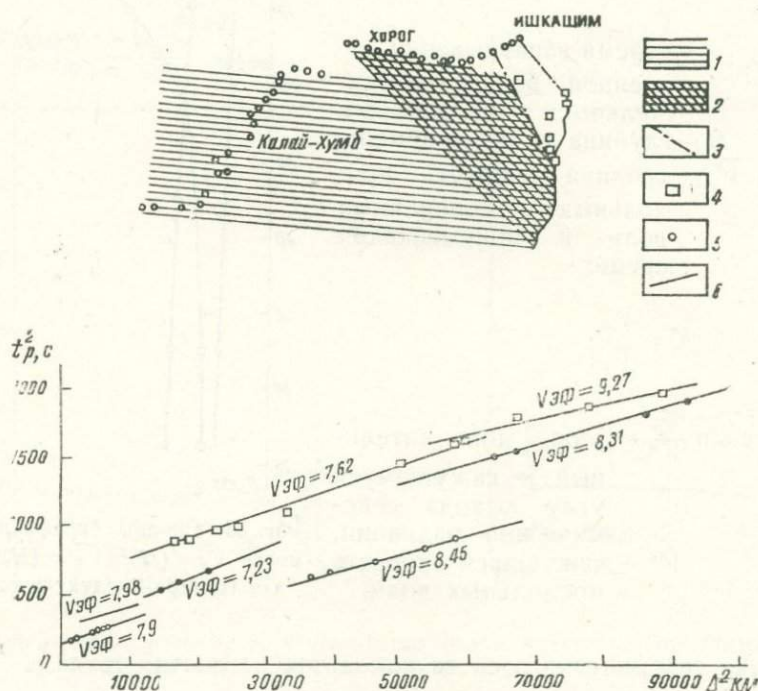


Рис. 39. Схема распределения скоростей в верхней мантии на глубинах 100–200 км для территории Западного Памира.

1— $V_{эф}=8,3-8,7$ км/с, 2— $V_{эф}=7,2-7,6$, 3— $V_{эф}=7,98$, 4—эпицентры землетрясений, 5—точки сейсмических наблюдений, 6—годографы проходящих волн.

ку записи мантийных землетрясений с одинаковыми параметрами, построение годографов и определение эффективных параметров строения среды. По ним оценены величины скоростей в верхней мантии до глубины 200 км (рис. 39).

Если глубина очага не задана, то она определяется по формуле:

$$H_0 = \sqrt{V_{эф}^2 t^2 - \Delta^2},$$

где $V_{эф} = \sqrt{\frac{\Delta_2^2 - \Delta_1^2}{t_2^2 - t_1^2}}$ — эффективная скорость в среде, расположенной выше очага.

По результатам обработки проходящих волн выделяются две зоны с различными значениями эффективной скорости: 1 зона — район Хорог — Ишкашим со значениями $V_{эф}=7,2-7,6$ км/с на $h=100-200$ км и $V_{ср}=7,6$ км/с на глубине 200 км; 2 зона — район Ванч — Калайхумб, где значения $V_{эф}=8,3-8,7$ км/с на $h=100-200$ км и $V_{ср}=8,35$ км/с на $h=200$ км. Определение $V_{эф}$ было возможным потому, что наблюдения велись непосредственно в фокальной зоне на небольших эпицентральных расстояниях, где годограф прямых волн имеет гиперболический характер (рис. 39). По Восточному профилю с помощью проходящих волн также прослежено поведение поверхности М.

При наблюдениях на Памире (в интервале оз. Зоркуль — оз. Каракуль) В. А. Пак и Э. Гольдвирт (1976) по этому методу получили аномально низкие значения скоростей почти для всех землетрясений. Выделенная аномальная зона низких скоростей локализована в довольно узкой зоне, тянущейся по линии Хорог — Мургаб и распространяется на глубину около 300 км. Методика обработки отраженных волн, зарегистрированных от местных глубокофокусных землетрясений, будет рассмотрена ниже.

Некоторые особенности составления сейсмической модели литосферы Памиро-Гиндукушского региона

Имеется несколько моделей земной коры региона, составленных по данным ранее проведенных исследований ГСЗ (Косминская и др., 1958; Годин и др., 1960; Кухтиков и Винниченко, 1970; Таль-Вирский, 1972; Алиев, Беляевский и др., 1977 и др.) и по данным площадных сейсмологических наблюдений (Кулагина, 1979; Бутовская и др., 1977).

На Западном профиле скоростной разрез земной коры составлен по данным коровых ($H=10-15$ км) землетрясений, записи которых зарегистрированы станциями «Земля». Детальность наблюдений при интервале между станциями 6—8 км оказалась недостаточной, так как корреляция записи волн землетрясений от станции к станции оказалась условной. Специальные взрывы, зарегистрированные на расстоянии более, чем 200 км из ПВ озер Искандеркуль и Каракуль, сведений о скоростной модели земной коры по этому профилю не дали. Расчет скоростной модели Памиро-Гиндукушской зоны по Восточному профилю проводили только по годографам, построенным для ПВ озер Каракуль и Санго Сар, так как в течение полевого сезона 1978 г. дополнительные сейсмические данные получены только из этих пунктов взрывов.

Используя данные записей взрывов станциями «Марс» (1974 и 1978), полученные итальянскими коллегами, и данные станций «Поиск-КМПВ» и «Земля» к северу от пункта взрыва Санго Сар в интервалах 0—150 км и 240—293 км, мы составили скоростной разрез земной коры под Большими Гималаями (рис. 40). Модель, полученная нами, только в нижней части отличается от модели, составленной И. Финетти (1980), так как он не учитывал вышеуказанные сейсмические данные.

Скоростная модель, составленная для ПВ Санго Сар другой группой итальянских коллег с использованием редуцированных годографов, резко отличается от вышеупомянутых. Правда, наблюдения ве-

лись в интервале Наига Парбат—Лоуренспур, т. е. в пределах Хазарского синтаксиса.

Сейсмическая модель из ПВ оз. Каракуль составлена к югу для интервалов 0—195 км и 273—336 км. Модель характеризует скоростной разрез земной коры Мургабской области Памиро-Гиндукушской зоны глубокофокусных мантийных землетрясений (рис. 40). В обоих случаях использованы данные отраженных и преломленных волн. Для этих пунктов взрывов сведения, полученные упомянутыми авторами, значительно расходятся с нашими результатами. Причина этих рас-

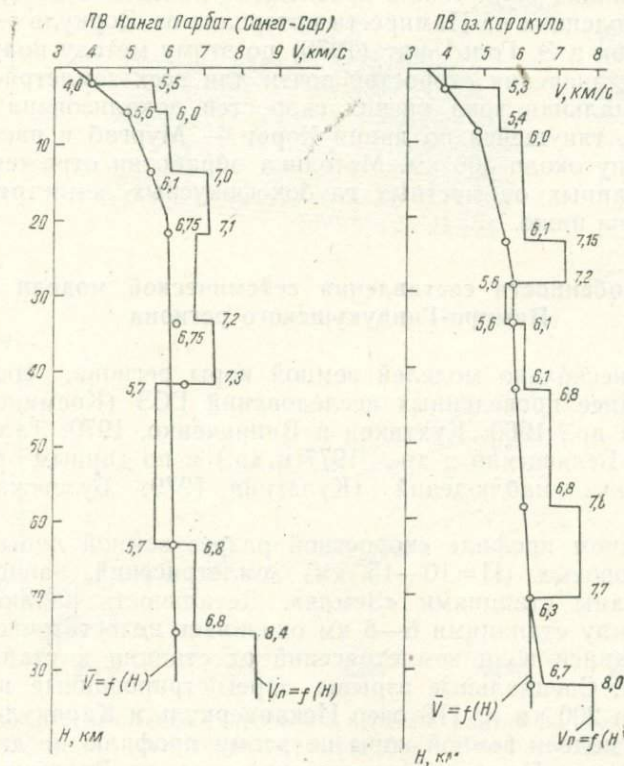


Рис. 40. Сейсмическая модель земной коры Памиро-Гималаев.

хождений кроется, вероятно, в методике составления моделей, а также в улучшении степени корреляции волн благодаря дополнительным сейсмическим исследованиям.

Скоростные разрезы пересчитывались в средние скорости по известной формуле:

$$\bar{V} = \frac{\sum h_i}{\sum \frac{h_i}{V_{in}}}, \quad (7)$$

где h_i — глубина залегания слоя, V_{in} — пластовая скорость. Результаты расчетов дали весьма близкие значения средних скоростей в коре, — 50 м/с для ПВ Санго Сар, + 50 м/с для ПВ оз. Каракуль.

Методика построения сейсмического разреза верхней мантии Памиро-Гиндукушской зоны

В 1977 г. мы поставили задачу выяснить возможность глубинного вертикального сейсмического зондирования в зоне Памиро-Гиндукушских глубокофокусных землетрясений. Со 2 по 20 сентября 1977 и 1978 гг. отработано по две стоянки, станции «Земля» устанавливались с интервалом 6—8 км и постоянно регистрировали землетрясения на каждой стоянке в течение 8 суток.

Первые представления о характере скоростной модели земной коры и верхней мантии по сейсмологическим данным получены по профилю Памир — р. Лена еще в 1964—1966 г. (Крестников и др., 1962; Лукк, 1966, 1970).

Расчет на ЭВМ скоростного разреза (Лукк и др., 1970) проводился с использованием сводных годографов первых вступлений объемных волн P и S , зарегистрированных от глубокофокусных Памиро-Гиндукушских землетрясений. Исходя из точности построения годографов, поиск скоростного разреза они проводили для двух зон: близкой, протяженностью до 1200 км (для интервала глубин 70—240 км) и дальней, протяженностью от 1200 до 3500 км (для интервала глубин 240—900 км). Последующие вступления волн привлечены лишь для качественной характеристики скоростного строения среды. При этом суммарная среднеквадратичная ошибка при построении годографов P и S -волн составляет 0,8 и 1,1 с, а для последующих волн — 1,5—2,2 с соответственно.

Естественно, при такой длине годографов точки, в которых определены скорости, сдвинуты на север более чем на 300—1500 км.

В 1966 г. А. А. Лукк построил скоростной разрез мантии Памиро-Гиндукуша по данным вариации времен пробега проходящих волн от землетрясений. Здесь для интервалов глубин 70—230 км скорость продольных волн растет линейно от 8,4 до 8,7 км/с для высокоскоростного и от 8,05 до 8,25 км/с для низкоскоростного блоков. Аналогичный скоростной разрез в пределах точности определений получен индийскими сейсмологами. И, наконец, в 1971 г. при изучении горизонтальных неоднородностей мантии по профилю Памир — оз. Байкал с помощью первых вступлений рефрагированных волн для вышеуказанных интервалов глубин получены скорости 7,9—8,2 км/с (Алексеев и др., 1971).

Как видно из системы наших наблюдений (рис. 22), точность определения эпицентров (± 5 км и редко ± 7 км) и глубины очага (± 5 —10 км) глубокофокусных землетрясений обеспечены большим количеством стационарных станций типа ВЭГИК (ИФЗ АН СССР, ТИССС АН ТаджССР и ИГГ АН УзССР) и передвижных высокочувствительных магнитных станций типа «Земля» (ИГГ АН УзССР). На юге и юго-западе станций не было.

Годографы строились для каждого землетрясения в отдельности. Погрешность при приеме сигнала точного времени станциями «Земля», передаваемого специальной радиостанцией из Ташкента, была менее $\pm 0,002$ с. Погрешность снятия времени с сейсмограмм не превышала 0,05 с. Вступления волн снимались с канала открытой фильтрации при развертке осциллографической бумаги 500—900 мм/мин. Таким образом, была достигнута высокая точность построения эпицентральной

ных годографов. Станции «Земля» устанавливались на местности с примерно одинаковой абсолютной отметкой высот.

Для построения скоростного разреза мы использовали землетрясения, эпицентры которых находились, в основном, западнее и юго-западнее ст. Ишканим, на эпицентральных расстояниях 25—100 км. Диапазон глубин их очагов составляет 70—270 км.

Скоростная модель земной коры до поверхности M получена с использованием годографов неглубоких коровых ($H=10-15$ км) землетрясений, эпицентры которых находились южнее и юго-восточнее ст. Хорог на расстоянии 25—45 км (рис. 22). Далее рассматривались мантийные землетрясения. На вертикальной составляющей записи от ближайшей станции снимались времена прихода t_p проходящей волны P и последующих от-

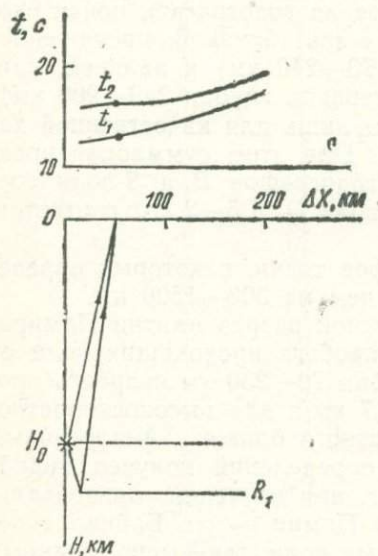


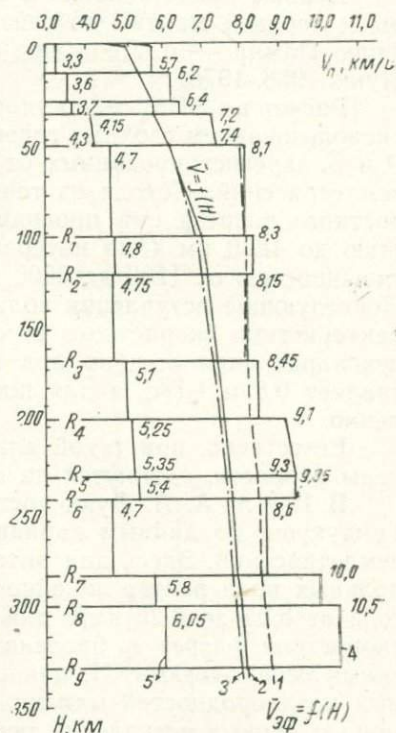
Рис. 41. Лучевая схема волн.

Рис. 42. Скоростная модель литосферы Памиро-Гиндукушской фокальной зоны (Афганская область концентрации эпицентров).

$V-V_{эф}=f(H)$ с вычитом скоростей в земной коре; график $V=f(H)$: 2—по данным Т. Э. Эргешева, 3—по данным Н. Н. Матвеева и А. А. Лукка; 4, 5—графики пластовых скоростей продольных и поперечных волн, R_1, R_n —опорные отражающие границы.

раженных волн tR_1, tR_2, tR_3, tR_4 (рис. 32). Определив пластовую скорость преломленных волн в верхнем и нижнем слоях по отношению к очагу глубиной 70 км по годографу, для эпицентральных расстояний Δ , соответствующих области выхода преломленной волны в первое вступление, вычисляли глубину залегания первой отражающей границы (рис. 41).

$$H_n = \frac{tR_n - t_p}{2} V_n, \quad (8)$$



где $n = 1, 2, 3, \dots, H$ — глубина очага, $V\bar{n}$ — пластовая скорость, равная средней скорости ($\bar{V}$) в данном слое.

Подобными приемами, последовательно используя отраженные волны от землетрясений с очагами 90, 100 и др., вычислили глубины последующих опорных границ. Так как на записи одного землетрясения выделялось несколько отраженных волн от нижележащих границ (рис. 32), значение средних скоростей $\bar{V}$ от очага до кровли следующих границ определялось по формуле (7).

Обычно количество выделенных отражений на записи одного землетрясения как правило не превышало трех волн до момента вступления обменной на поверхности M волны типа SP_M и вертикальной составляющей поперечной волны S (рис. 32). Максимальные отклонения глубины залегания одной и той же границы, вычисленной по разным землетрясениям с различной глубиной очага, составляет $\pm 2,5$ км.

Таким образом, одна отражающая граница прослежена многократно. Поэтому нами за опорную границу принята средняя линия.

Как видно из полученной скоростной модели земной коры и мантии Памиро-Гиндукушской зоны (рис. 42), мощность слоев мантии в нашем построении варьирует от 12 до 48 км. До глубины 328 км нами установлено девять слоев вместо шести, как у предыдущих исследователей (Лукк, 1970). Количество выделенных слоев, по-видимому, еще не окончательно. В отдельных случаях на записях уверенно регистрируются волны, отраженные от промежуточных границ с максимальной амплитудой.

По мере увеличения информации в толще слоев могут быть выделены дополнительные границы. Отсутствие промежуточных значений пластовых скоростей по данным преломленных волн свидетельствует о том, что отраженные волны вблизи источника возбуждения упругих волн более чувствительны к скоростным дифференциациям среды.

Далее следует отметить, что, имея сведения о глубине отражающей границы вблизи очага, можно выделить довольно протяженные опорные отражающие границы. Если учесть возможность прослеживания одной и той же границы от землетрясений с различными глубинами очагов на различных эпицентральных расстояниях с помощью отраженных и преломленных волн, то можно построить полный разрез мантии со всеми границами по всему профилю. Наиболее подходящие объекты на территории Средней Азии для изучения глубинных структур мантии с помощью глубокофокусных землетрясений — Афгано-Таджикская депрессия и Памир.

Используя только первые вступления записи мантийных землетрясений, мы определяли также средние скорости по лучу (очаг—точка наблюдения) по всему профилю. В результате многочисленных определений значений средних скоростей построена схема площадного распределения средних скоростей проходящих волн (рис. 39). Оказалось, что мантия Памиро-Гиндукушской фокальной зоны характеризуется пониженными значениями (7,6 км/с) средних скоростей до глубины 200 км. По-видимому, это вызвано частичным дроблением мантийных пород в очаговых зонах вследствие возникновения глубокофокусных землетрясений. Восстановление прочности пород на аналогичных глубинах должно было происходить значительно быстрее, но этому мешает большая частота повторяемости землетрясений (Лукк, 1966). Южные и северные блоки фокальной зоны подобному воздействию

мантийных землетрясений не подвергаются. Поэтому на северном блоке мантия до глубины 200 км характеризуется высокой (8,35 км/с) средней скоростью воды.

Таким образом, скоростная характеристика Памиро-Гиндукушской фокальной зоны, полученная изложенным способом, отличается от характеристик, рассчитанных упомянутыми исследователями, большей детальностью. Скоростная модель Л. П. Винника и А. А. Лукка (1974, 1975) позволила авторам сделать выводы о наличии высокоскоростной мантии вблизи выходов докембрийских образований. Если с использованием значений пластовых скоростей построить график зависимости $V=S(H)$ от поверхности М и глубже, то величина средней скорости в интервале глубин 54—230 км окажется равной 8,1—8,4 км/с, что на 300 м/с ниже данных (на высокоскоростном блоке 8,4—8,7 км/с) Л. П. Винника и А. А. Лукка.

Значение пластовых скоростей нашего скоростного разреза можно сопоставить со вторым вариантом скоростных разрезов Н. Н. Матвеевой и А. А. Лукка. Если они выделяют волноводные слои в диапазонах глубин 125—180 км (8,2 км/с по продольным волнам) и 240—490 км (4,6 км/с по поперечным волнам), то мы их выделяем на глубине 122—167 и 240—280 км с пластовыми скоростями 8,15 и 8,6 км/с соответственно.

Отношение K скорости продольных волн к поперечным в первом случае равно 1,716, во втором — 1,81. Это, по-видимому, обусловливается тем, что первый волновод в настоящее время находится в упругом, а второй — в упруго-вязком состоянии. Второй волновод как сверху, так и снизу ограничен мощными высокоскоростными слоями с пластовыми скоростями 9,1—9,35 км/с и 10,0—10,5 км/с соответственно. Если вычислить $V=f(H)$ от поверхности Земли до 330 км глубины согласно скоростной модели Н. Н. Матвеевой и А. А. Лукка (рис. 42), то получим весьма хорошую сходимость графиков средних скоростей: в диапазоне глубин 150—330 км величина разности варьирует в пределах 30—120 м/с соответственно. Следовательно, скоростная модель земной коры и мантии Памиро-Гиндукушской зоны мало отличается от скоростной модели земной коры и мантии по профилю Памир—р. Лена. Необходимо остановиться на скоростной модели Памиро-Гиндукушской зоны, полученной В. А. Паком, Э. А. Гольдвирт и др. Здесь по данным проходящих волн исследователи доказывают существование низкоскоростной мантии в северо-восточном направлении (от фокальной зоны через Хорог и севернее п. Мургаб). Эта область, по их мнению, до глубины 175 км характеризуется скоростями 8,1 км/с, а на глубинах 225 и 275 выделяются слои со скоростями 9,0 и 10,6 км/с соответственно. Далее на глубине 275 км они выделили волноводный слой со скоростью 8,5 км/с.

Следует отметить, что наблюдения на западном профиле велись через 8—10 км со станциями «Земля» при эпицентральных расстояниях $\Delta=25$ —300 км, а на Восточном Памире — на расстоянии более чем 300—500 км от эпицентральных зон с редкой сетью станций.

В целом в результате профильных сейсмологических наблюдений землетрясений и специальных взрывов с использованием различных типов регистрирующей аппаратуры установлено следующее.

1. Целесообразность использования постоянно регистрирующих автоматических станций типа «Земля» и «Черепаха» при глубинном сейсмическом зондировании литосферы Памиро-Гиндукушской орогени-

ческой области и прилегающих территорий. Это позволит регистрировать различные классы полезных волн. Для улучшения качества корреляции записи взрывов, на отдельных участках следует также вести наблюдения со станциями типа «Поиск — КМПВ».

2. Наличие резких отражающих и преломляющих границ в земной коре доказывается качественным сопоставлением динамических и кинематических характеристик и количеством зарегистрированных волн на годографах для Южного Тянь-Шаня и Памира. Количество зарегистрированных волн в орогенных и платформенных областях Южного Тянь-Шаня резко отличаются друг от друга.

В целом на территории Памиро-Гиндукушской орогенической зоны, несмотря на значительные мощности земной коры, степень ее расчлененности значительно ниже, чем в Южном Тянь-Шане.

3. Возможность построения скоростного разреза верхней мантии по принципу вертикального сейсмического профилирования с помощью использования записей, проходящих, отраженных и преломленных волн от глубокофокусных мантийных землетрясений.

4. Необходимость использования записей отраженных волн от мантийных землетрясений Памиро-Гиндукушской зоны с целью изучения мантийных границ на протяженных профилях, ориентированных к этой зоне.

Глубинное строение Памира и Южного Тянь-Шаня

Имеются многочисленные публикации, освещающие глубинное строение земной коры орогенных областей Южного Тянь-Шаня, Памира и Гиндукуша (Косминская, Михота и Тулина, 1958; Крестников и Нерсесов, 1962; Кулагина, 1971; Булин, 1972; Хамрабаев и др., 1976; Алиев и др., 1979). Тем не менее, первые достоверные сейсмические и сейсмологические данные получены только по двум протяженным Восточно- и Западно-Памирским профилям в результате полевых наблюдений в течение 1973—1978 гг.

Геолого-геофизические разрезы, представленные на рис. 43, 44, отражают особенности глубинного строения и скоростных неоднородностей земной коры по Восточному и Западному профилям. На севере Восточного профиля (вблизи пунктов взрыва Узген) мощность земной коры равна 51 км, южнее Южно-Ферганского глубинного разлома ее мощность достигает 59 км. При переходе от Алайского хребта в Алайскую долину, после Гиссаро-Алайского разлома, мощность земной коры аномально сокращается до 49—53 км. Южный Тянь-Шань отделяется от Северного Памира Северо-Памирским глубинным разломом (рис. 43). Его альтитуда достигает 13 км. Под Северным Памиром мощность земной коры резко увеличивается (66—68 км). Далее она по неуверенным данным проходящих волн в районе пункта взрыва оз. Каракуль постепенно увеличивается до 80 км. Вблизи Акбайтальского глубинного разлома ее мощность достигает максимальных значений—81,5 км. Средняя скорость здесь равна 6,3—6,35 км/с. За Акбайтальским разломом мощность земной коры составляет 70 км. Южно-Памирский — Северо-Гиндукушский разлом четко отбивается по дифрагированным волнам из ПВ Санго Сар. Падение его южное, крутое. Здесь мощность коры достигает 75 км. Под Северным Каракорумом (под ледником Батура) мощность ее по уверенной записи отражен-

ных волн из пункта взрыва Санго Сар равна 70 км. В Северо-западной части Больших Гималаев, под пунктом взрыва Санго Сар мощность земной коры достигает 74 км.

Как видно из рис. 43, значительные несовпадения данных различных авторов в определении глубины залегания границы *M* отмечаются в районе Алайской долины (до 20 км) и вблизи Акбайтальского разлома (до 15 км). Вблизи Алайской долины Е. М. Бутовская определила глубину залегания поверхности *M* (около 60 км) по данным рефрагированных волн, зарегистрированных из пункта взрыва оз. Каракуль и землетрясений.

В этом случае рефрагированные волны проникают в аномально приподнятую узкую часть поверхности *M* и, естественно, данные

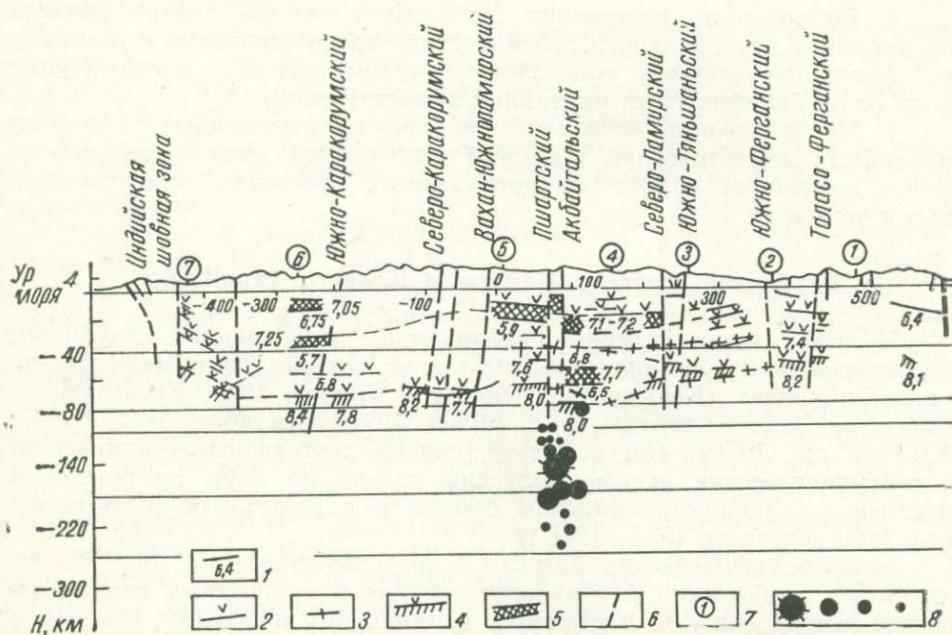


Рис. 43. Сейсмический разрез по профилю Токтогул—оз. Каракуль—Зоркуль—Нанга Парбат—Сринагар (составили А. Алиев и др., 1979 г., уточнили Т. Э. Эргешев и Г. Г. Каримов.)

Сейсмические границы, построенные: 1—по годографам отраженных волн, 2—по годографам обменных волн, 3—по обменным волнам, 4—по волнам Мохоровича; 5—слож с повышенными значениями скорости, 6—глубинные разломы, 7—пункты взрывов (цифры в кружках): 1—Токтогул, 2—Узген, 3—Сарыташ, 4—оз. Каракуль, 5—оз. Зоркуль, 6—Нанга-Парбат, 7—Сринагар, 8—очаги мантийных землетрясений с $K > 11$ за 1962—1966 гг., по данным Лукка и Н. Ресова (а—K-14, б—K-13, в—K-12 и г—K-11).

о мощности получают завышенными. Записи отраженных волн также будут осложнены, и поэтому, по данным отраженных волн, поверхность *M* залегает здесь на глубине 65 км (Б. Б. Таль-Вирский и др.). В то же время И. П. Косминская вдоль Алайской долины проводила наблюдения по продольному профилю ГСЗ Дараут-Курган-Ир-кештам из пункта взрыва оз. Кабутхауз, где ею получен годограф (рис. 24). Из этого годографа следует, что на расстоянии 210 км от пункта взрыва в первых вступлениях регистрируются волны со скоростью 5,3 и 5,5 км/с. Волна, преломленная на поверхности *M*, выходит в первые вступления на расстоянии 230 км. Средняя скорость по

точке пересечения годографов едва достигает значения 5,8 км/с. Считая, что в разрезе до поверхности *М* имеются «выпадающие» слои, величину средней скорости мы приняли равной 5,9—6,0 км/с. При этом максимальная глубина залегания поверхности *М* на 15 км западнее от Восточного профиля достигает 49—53 км.

Судить о мощности «базальтового» слоя по Восточному профилю, по данным записей волн взрывов весьма проблематично. Если мощность его на северном конце равна 25 км, то на территории Памира она около 18 км. Как видно из скоростной модели (рис. 41), полученной в

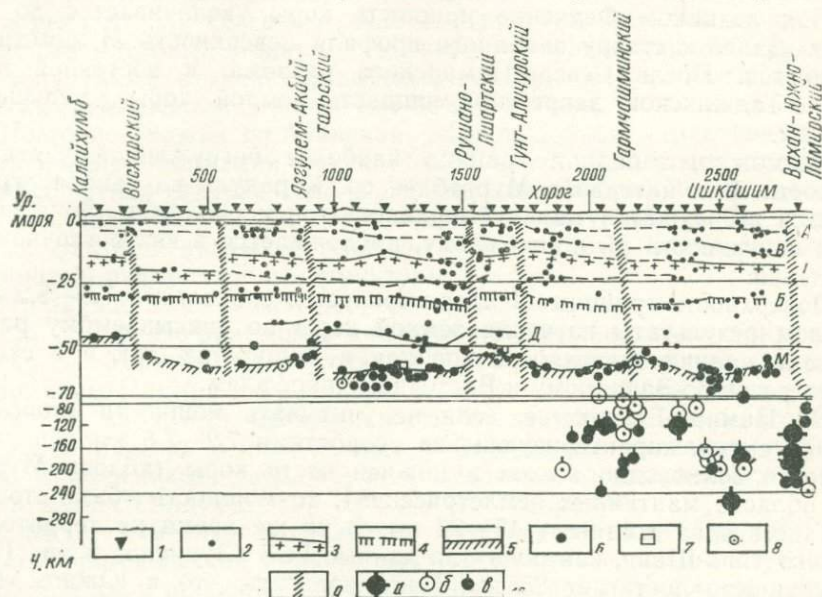


Рис. 44. Сейсмический разрез по профилю Калайхумб—Хорог—Ишкашим.

1—точки наблюдений со станциями «З мая», 2—точки объема, 3—граница гранитного слоя, 4—граница базальтового слоя, 5—граница Мохоровичича (по данным проходящих волн), 6—точки залегания границы *М* (по данным отраженных волн), 7—точки залегания границы *М* (по данным отраженных волн), 8—точки залегания границы *М* (по данным отраженных волн), 9—глубинные разломы, 10—очаги мантийных землетрясений с *К*-II за 1962—1966 гг., по данным Лукки и Нерсисова (а—К-14, б—К-13, в—К-2, г—К-11).

районе Акбайталарского разлома, по годографам из пункта взрыва оз. Каракуль от поверхности Земли выделены следующие скоростные интервалы:

<i>H</i> , км	<i>V</i> , км/с	<i>H</i> , км	<i>V</i> , км/с
2,5	4,0	34,0—42,7	6,1
2,5—8,4	5,3—5,4	42,7—58,0	6,8
8,4—23,0	6,0—6,1	58,0—70,5	7,6—7,7
23,0—28,5	7,15—7,2	70,5—81,5	6,3—6,7
28,5—34,0	5,6	81,5	8,0

Отсюда следует, что в качестве «базальтового» слоя можно принять только слой со скоростью 6,8 км/с, мощность которого равна 15 км. Остальные границы земной коры также определены в виде отдельных отражающих и преломляющих площадок.

Мощность земной коры по Западному профилю Коканд — Гарм — Калайхумб — Хорог — Ишкашим с севера на юг также колеблется в пределах 46—67 км (рис. 44).

Аномальное сокращение мощности земной коры (46 км) отмечено в северо-восточной части Таджикской депрессии.

Изучение характера залегания поверхности границы *М* от уровня моря от Восточного профиля к Западному показало, что под восточным склоном субмеридионального хребта Академии наук отмечается сокращение мощности земной коры на 20 км, т. е. от 80 до 60 км. Этот факт совпадает с представлениями Б. А. Петрушевского (1977), М. М. Крестникова (1979) и др. о наличии здесь меридионального Памиро-Гималайского разлома (Памирская ось).

Под ледником Федченко мощность коры увеличивается до 68—74 км. Далее к створу западного профиля поверхность *М* заметно не изменяется. После Северо-Памирского разлома, в восточной части Афгано-Таджикской депрессии мощность земной коры уменьшается до 43 км.

Возможно, западная граница наиболее погруженной части поверхности *М* в интервале Мургаб — оз. Каракуль на западе ограничивается вышеупомянутым субмеридиональным разломом. Зона углубления поверхности *М*, по-видимому, продолжается в юго-восточном направлении.

Поверхность границы *М* характеризуется скоростями 7,9—8,2 км/с. В целом результаты изучения земной коры по описываемому району показали наличие резких скачков как в мощностях, так и в скоростях разрезов по Западному и Восточному профилям.

На Памиро-Гиндукуше, если не учитывать мощности «коро-мантийной» смеси, характеризующейся скоростями 7,2—7,6 км/с, а также мощности волноводного слоя в нижней части коры (вблизи Мургабской области мантийных землетрясений), то мощность «базальтового» слоя здесь едва достигает 17—20 км. В то же время на территории Южного Тянь-Шаня, как показали данные ГСЗ (Зуннунов и др., 1974), его мощность достигает 25 км. Надо полагать, что в Южном Тянь-Шане земная кора уже сформировалась. В то же время на территории Памира, Гиндукуша и Больших Гималаев процесс расслоения нижней части земной коры еще продолжается. Процесс становления земной коры, по-видимому, также интенсивно идет вдоль Памиро-Гиндукушской зоны глубокофокусных землетрясений.

Вблизи Мургабской области на глубинах 28—43 и 70—81 км выделены волноводные слои. Возможно, в этих интервалах породы находятся в упруго-вязком состоянии, и потому здесь коровые землетрясения не происходят. В Мургабской области крупные интрузивные массивы внедрялись в палеогене, т. е. 65 млн. лет тому назад, а вблизи Центрально-Памирской области в районе оз. Яшилкуль, 100 млн. лет тому назад, дайки же в последней имеют возраст 17—14 млн. лет (Хамидов, 1967). Поэтому М. А. Фаворская (1979) указывает на существование в районе оз. Яшилкуль глубинного магматического очага. Поскольку длительность остывания магматических очагов оказалась не менее 86 млн. лет, то под Мургабской эпицентральной зоной тем более должен существовать магматический очаг.

В Афганской области глубоких очагов также имеются интрузивные тела основного состава, внедрившиеся в палеогеновом возрасте.

В Южном Тянь-Шане самые поздние интрузивные тела внедрились в основном в перми, т. е. 200 млн. лет назад. Естественно, в их очагах магма успела остыть более 100 млн. лет назад.

В заключение следует отметить, что Южный Тянь-Шань и Памир разделены Восточно-Таджикско-Алайской рифтоподобной структурой, которая с севера и юга ограничена соответственно Алайско-Гиссарским и Северо-Памирским глубинными разломами. Если первый имеет южное падение, то второй — северное. Вдоль отмеченной структуры мощность земной коры аномально сокращена до 46 км на Западном профиле и до 49—53 — на Восточном. В районе Западного и Восточного профилей погребенная поверхность палеозойского фундамента залегает на глубине около 4—8 км и более. Следовательно, существует антикорень. Вдоль северного склона структуры имеются крупные интрузивные плутоны, а вдоль южного — вулканогенно-интрузивные. Эта зона также отличается высокой сейсмичностью. Очаги катастрофических землетрясений достигают 35 км глубины.

Восточно-Таджикско-Алайская рифтоподобная структура в поле изостатических аномалий отмечается линейно-вытянутыми минимумами. Абсолютная отметка (около 3000 м) поверхности Земли здесь также значительно ниже, чем окружающие склоны хребтов. Все перечисленные факторы являются геолого-геофизическими критериями, определяющими рифтоподобные структуры.

На западе Таджикской депрессии мощность земной коры сокращается до 35 км. По-видимому, аналогичную картину надо ожидать и к востоку — Таримскому массиву. Сопоставимые значения мощностей земной коры Памира и Гиндукуша, а также длительное время (от протерозоя до кайнозоя) неподвижность места проявления многочисленных вулканических и интрузивных очагов и ряда активных «горячих» точек (плиоценовых даек, горячих источников) опровергают мнение о погружении Гиндукушской плиты под Памирскую.

Следует отметить возможность существования в Памиро-Гиндукушской орогенической области магматических очагов на глубине более 25—30 км и продолжения изменения состава и состояния вещества в низах земной коры и особенно в зоне глубокофокусных мантийных землетрясений. Видимо поэтому здесь нарушено равновесие изостатических аномалий (Marussi, 1976).

Главные отличительные особенности глубинного строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Южного Тянь-Шаня к Памиро-Гиндукушской орогенической области, по данным глубинного сейсмического зондирования, заключаются:

1) в скачкообразном изменении мощности земной коры. Если под Гиссарским, Зарафшанским и Алайским хребтами ее мощность равна 50—58 км, то под Памиро-Гиндукушским она достигает 60—80 км. Южный Тянь-Шань и Памир разделены Восточно-Таджикско-Алайской рифтоподобной структурой;

2) в расслоенности земной коры. В Памиро-Гиндукуше, если не учитывать мощности «коро-мантийной» смеси (7,2—7,7 км/с) и волноводных слоев (5,7—6,3 км/с), мощность «базальтового» слоя едва достигает 15—18 км. В то же время, как показали данные ГСЗ, на территории Южного Тянь-Шаня она равна 25 км и разрез земной коры лишен четких волноводных слоев. Это свидетельствует о том, что в Южном Тянь-Шане земная кора расслоена и уже сформировалась. В то же время на территории Памира, Гиндукуша, Каракорума и Больших Гималаев процесс расслоения нижней части земной коры еще продолжается;

3) в наличии магматических очагов на глубине более 25—30 км. Если в Южном Тянь-Шане самые поздние интрузивные тела внедрялись в основном в перми, т. е. 200 млн. лет назад, то вблизи Мургабской, Центрально-Памирской и Афганской областей — в палеогене и неогене, т. е. 65—17 млн. лет назад. Слабые проявления магматизма на территории Памира также отмечены в неоген-четвертичный период и в настоящее время от них остались термальные источники. Следовательно, волноводные слои, выделенные на глубине 25—30 км, являются глубинными очагами базальтоидных магм;

4) в существовании очагов глубоких мантийных землетрясений. Используя записи этих землетрясений на Западно-Памирском профиле, мы установили:

а) скоростной разрез мантии до глубины 328 км, в частности: 1) низкоскоростной слой в верхней мантии ($V_{эф} = 8,1—8,4$ км/с) в пределах северо-восточной части Афганской эпицентральной зоны, 2) два волноводных слоя в интервале глубин 122—167 км ($V_n = 8,15$ км/с, $\frac{V_p}{V_s} = 1,715$ упруго-твердая среда) и 240—280 км ($V_n = 8,6$ км/с, $\frac{V_p}{V_s} = 1,83$ упруго-вязкая среда);

б) устойчивость соотношения $\frac{V_p}{V_s}$ на остальных слоях;

в) в результате обработки проходящих волн наличие в зоне глубокофокусных землетрясений до глубины 200 км низкоскоростного ($\bar{V} = 7,6$ км/с) блока, а к северо-западу фокальной зоны — высокоскоростного ($\bar{V} = 8,35$ км/с).

ПЛОЩАДНЫЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Раздел написан на основе многолетних площадных и профильных сейсмических наблюдений. При этом не приводятся конкретные экспериментальные материалы по кинематическим годографам и не дается подробная методика их обработки, поскольку это сделано ранее (Бутовская и др., 1971, 1974, 1977). Здесь представлены окончательные результаты в виде схематизированных карт изолиний основных границ раздела в коре на территории Памира и Южного Тянь-Шаня и сопредельных участков. Так как реальная картина распределения скоростей гораздо более сложная, чем представленная схемами, мы привели вертикальные разрезы по двум профилям, пересекающим Южный Тянь-Шань. При написании предлагаемого читателю раздела полностью использованы материалы наблюдений на Памире за период 1974—1978 гг. Вертикальные разрезы по Памирским профилям не приведены, так как будут опубликованы в специальной работе.

Характеристика экспериментального материала

Для изучения глубинного строения Памира и Южного Тянь-Шаня использованы материалы площадной и профильных сейсмологических съемок в Средней Азии за период 1957—1980 гг. Наблюдения вели стационарные и экспедиционные сейсмические станции. Сейсмические толчки регистрировались аппаратурой общего типа СК (Саваренский

и Кирнос, 1947), ВЭГИК (Архангельский и др., 1961), «Земля» (Мозженко, 1961). Регистрировались землетрясения, сейсморазведочные и мощные промышленные взрывы, для которых известны с точностью до сотен метров координаты очага и с точностью $\pm 0,01$ сек — $\pm 0,05$ время в очаге. Данные землетрясений привлекались в случае, если координаты их очагов относились к классу точности a . При таком классе точности очаг с вероятностью $P=95\%$ попадает в эллипс линейных размеров 2—3 км, время в очаге t_0 определяется с ошибкой $\delta t_0 = \pm 0,1 - 0,15$ сек. Параметры гипоцентров определялись методом засечек (Розова, 1947; Бутовская и др., 1963). Класс точности устанавливался методом Н. А. Введенской (1954), дополненным построением доверительных эллипсов (Сейдузова и Соколова, 1966). Возможность такой оценки точности определения координат гипоцентра по критерию хи — квадрат (Линник, 1962; Романовский, 1947) базируется на том, что значения времен пробега волн и вычисленные из годографов расстояния от эпицентров землетрясений до соответствующих станций при этой системе наблюдений, которая практиковалась в Средней Азии с 1957 г., удовлетворяли нормальному распределению (Сейдузова, Соколова, 1966).

Глубина очагов землетрясений варьировала от 0 до 35 км, энергетические классы — от $K=10$ до $K=17$.

Для изучения строения земной коры использовались данные по 600 толчкам, каждый из которых записан от 12 до 40 станциями. Это дало нам около 12 тыс. точек, характеризующих времена пробега волн P различного типа, в основном рефрагированных в земной коре и квазиголовных по границе M . Из этого общего количества точек только 600—700 относятся непосредственно к территории Памира и около 3 тыс. — к территории Южного Тянь-Шаня.

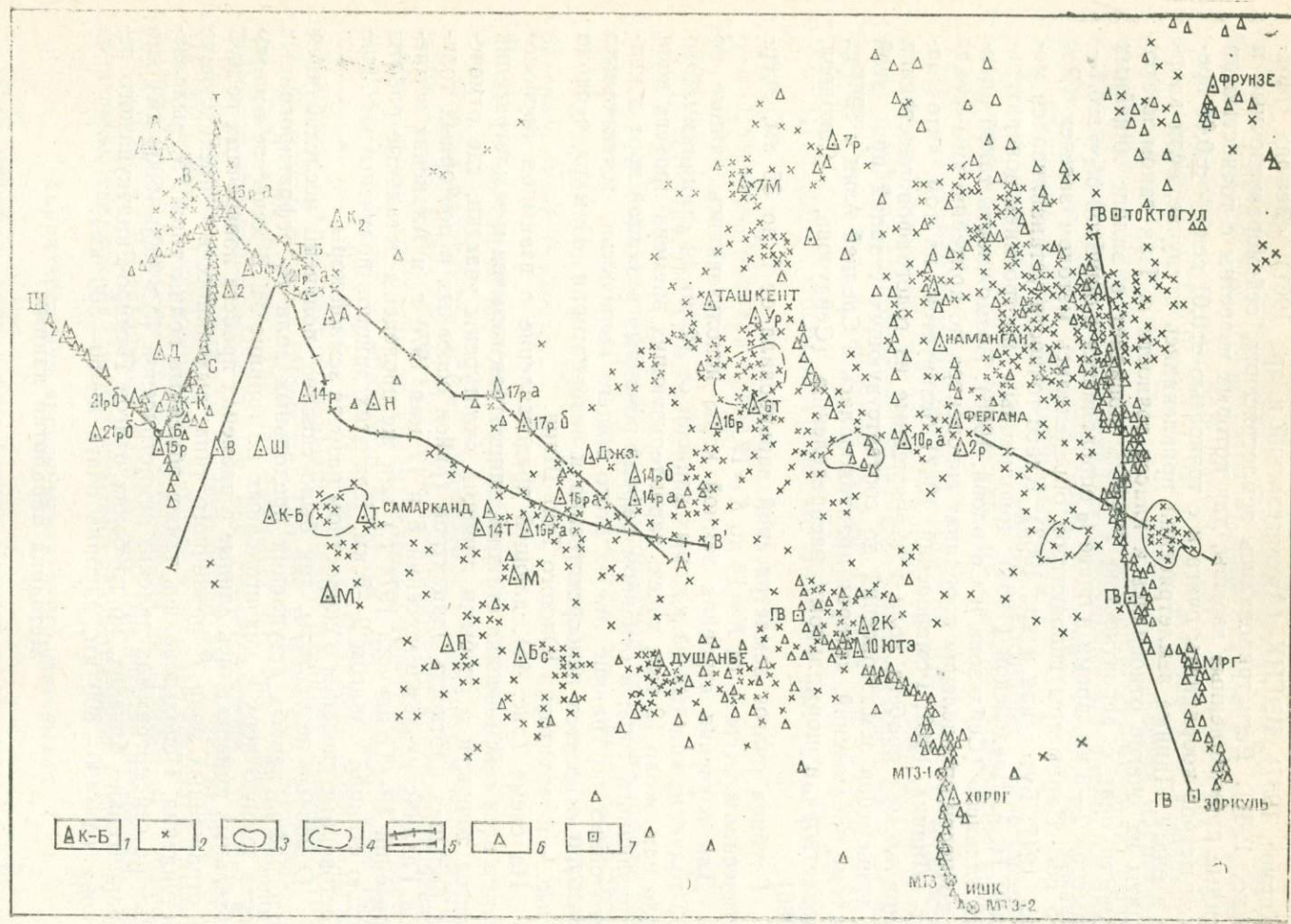
На схеме (рис. 45), дающей представление о взаимном расположении всех сейсмических станций, эпицентров взрывов и землетрясений класса точности a особыми линиями ооконтурены участки, где отмечена большая плотность эпицентров (район основных и повторных толчков Газлийских землетрясений 8 и 17 мая 1976 г. и Алайских землетрясений 10—11 августа 1974 г.) или же проведены детальные работы сетью станций с шагом 2—5 км. Для этих районов получены наиболее достоверные сведения о скоростном разрезе земной коры.

Основные результаты, как было сказано, получены исследованием годографов первых вступлений продольных волн P , рефрагированных через земную кору и квазиголовных по границе M . В качестве вспомогательных привлекались данные о временах пробега поперечных волн S и отраженных волн P различного типа, выходящих в последующие вступления. Использовались также обменные волны типа PS , выделяемые на сейсмограммах далеких землетрясений ($\Delta > 3000$ —5000 км) или сравнительно близких, но глубоких очагов Памиро-Гиндукушского региона ($\Delta = 400$ —800 км, глубина очага $h = 80$ —300 км).

Методика обработки данных

Применялись следующие методы.

1. Метод построения осредненных скоростных разрезов последовательными приближениями (Бутовская, 1968) с переходом к полю скоростей (Бутовская и др., 1971, 1974, 1977). Метод поля скоростей использовался нами как в профильном, так и в площадном варианте



и в комплексе обоих типов наблюдений. Например, вдоль Восточно-Памирского профиля (рис. 44) получен скоростной разрез по данным профильных наблюдений с использованием взрывов, произведенных в водоемах. Разрез носил фрагментарный характер. Мы дополнили картину поля скоростей, полученную при обработке записей взрывов, аналогичными данными, найденными для участков, прилегающих к профилю, из записей колебаний основного и повторных толчков Алайского землетрясения 10—11 августа 1974 г. Полученный разрез оказался достаточно полным.

2. Метод поля времен, или, по терминологии В. И. Уломова (1966), метод сейсмических аномалий СА, модифицированный нами с учетом рефракции сейсмических волн в земной коре и блокового строения коры (Бутовская и др., 1971).

3. Метод обменных волн МОВЗ (Бутовская, 1952; Андреев, 1957; Булин, Сытин, 1961; Померанцева и Шумилина, 1971; Пак и др., 1977).

4. В последнее время практиковалось комплексирование метода поля скоростей и данных ГСЗ с последующей проверкой результатов решением прямых двумерных задач. Методика таких исследований изложена в специальном разделе данной книги. Результаты, полученные по этой методике для ряда профилей ГСЗ, пересекающих территорию Средней Азии, использованы в этой главе.

5. Результаты, полученные по кинематическим данным, проверялись по возможности построением амплитудных кривых первых и последующих вступлений волн P (Бутовская и др., 1974; Абдуллаев, Бутовская, 1979). Именно по осредненному разрезу, найденному в результате исследования кинематических годографов, для блоков или участков профиля, достаточно однородных по глубинному строению, по программе Т. Б. Яновской (Яновская, 1963) рассчитывались амплитудные кривые различных типов волн. Теория расчета амплитудных кривых при известных скоростных разрезах разработана в Ленинградском отделении Математического института (ЛОМИ) АН СССР (Петрашень, 1952, 1959; Алексеев, Гельчинский, 1958). Совпадение теоретических и экспериментальных данных служило независимым критерием объективности построенного нами осредненного разреза. Расхождения использовались для уточнения и детализации результатов, полученных при исследовании кинематических годографов.

Результаты обобщались следующим образом.

1. Строились планшеты поля скоростей с дифференциацией по блокам земной коры для различных интервалов глубин H в земной коре, отсчитанных от дневной поверхности.

2. По данным поля скоростей строились вертикальные скоростные разрезы вдоль профилей, которые пересекали различные по глубинному строению блоки земной коры. Границы блоков отмечались на профилях изменением осредненных скоростных разрезов. Так как в пределах единого блока осредненный разрез по данным поля скоростей

Рис. 45. Схема расположения сейсмических станций и эпицентров землетрясений, на основании записей которых изучалось глубинное строение земной коры Южного Тянь-Шаня и Памира.

1—сейсмические станции и кодовое название некоторых из них, 2—эпицентры взрывов и землетрясений, 3—контуры площадей скопления эпицентров повторных толчков некоторых сильных землетрясений, 4—контуры площадей, где проведены детальные площадные сейсмологические съемки, 5—профили, 6—некоторые крупные населенные пункты, 7—пункты взрыва.

зачастую характеризовался квазигоризонтальными границами раздела, мы искали вариации в глубинах H залегания границ с использованием данных обменов и поля времен.

3. Полученная картина оказалась довольно сложной. Кора — многослойно-неоднородная по вертикали, блоковая в плане, границы раздела и изоповерхности заданных значений V_p и V_s прерывисты, чешуйчатые, отмечены наплывами. Кора осложнена многочисленными включениями высокоскоростных масс в верхнюю низкоскоростную часть разреза и, наоборот, погружениями низкоскоростных пород на глубокие горизонты. Это приводит к наличию в коре рваных непротяженных волноводов. Существует и волновод, лежащий мозаично на всей исследо-

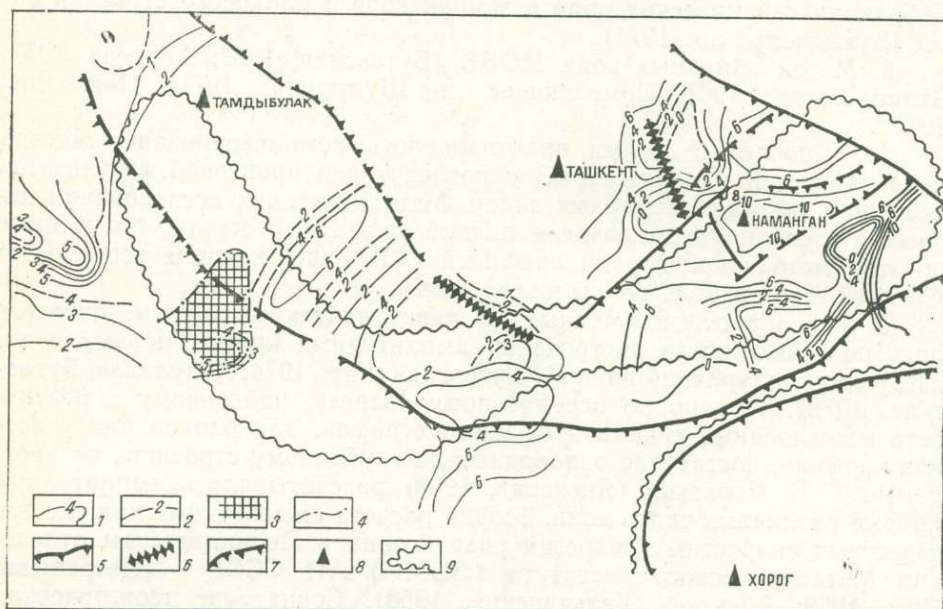


Рис. 46. Схема изоповерхности глубины залегания поверхности $v_p=5,6—5,8$ км/сек для части территории Средней Азии.

1 — изоповерхности, 2 — неуверенные участки изоповерхности, 3 — часть территории, где не отмечена изоповерхность $v_p=5,6—5,8$ км/сек, 4 — изоповерхности $v_p=5,3$ км/сек для этой части территории, 5 — разломы, известные по геологическим данным, 6—7 — найденные по характеру изоповерхности, 8 — некоторые населенные пункты, 9 — контуры Памира и Южного Тянь-Шаня.

ванной территории на глубинах 25—35 км, отмеченный значением $V_p=6,3—6,4$ км/с при скоростях во вмещающих породах 6,6—7,2 км/с и характеризующийся мощностью 5—10 км. В этих условиях только при очень грубой схематизации мы смогли построить схемы изоповерхности глубины залегания некоторых резких границ раздела и изоповерхностей заданного значения V_p . Такие построения необходимы, чтобы классифицировать, хотя бы приближенно, блоки земной коры по типу их глубинного строения.

Изоповерхность $V_p=5,6—5,8$ км/с (рис. 46). В восточной части схемы эта изоповерхность представляет кровлю нижнего этажа палеозойского осадочно-вулканогенного комплекса. В западной части того же планшета изоповерхность $V_p=5,6—5,8$ км/с образует кровлю «гранито-гнейсового» подслоя «гранитного» слоя или комплекса, который

мы условно обозначили «гранит I». Следует отметить, что в районе Карнаба на заштрихованной площади скорости $V_p=5,6-5,8$ км/с вообще не найдены, здесь существует изолиния $V_p=6,0$ км/с (рис. 46).

Изоперхность $V_p=6,1-6,4$ км/с (рис. 47). В восточной части планшета это, видимо, кровля «гранито-гнейсов» или «гранит I». В западной части карты та же поверхность представляет кровлю собственно «гранитного» комплекса — условно «гранит II». Разницу в скоростях для одних и тех же пород мы объясняем тем, что в восточной части планшета эти породы подвергнуты давлению вышележащего

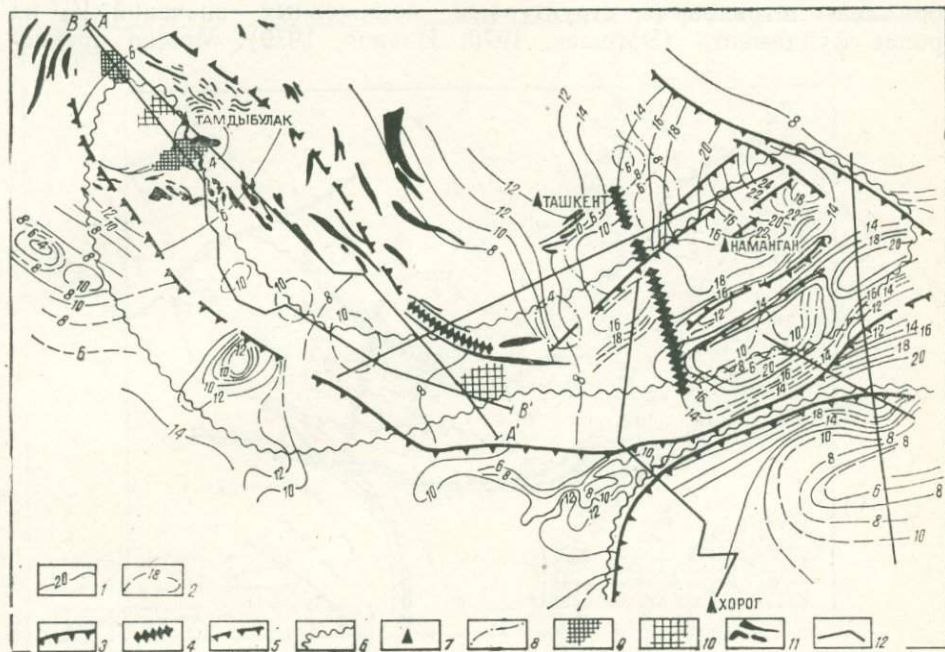


Рис. 47. Схема изолиний глубины залегания поверхности $v_p=6,1-6,4$ км/сек для части территории Средней Азии.

1—изолинии, 2—несуверенные участки изолиний, 3—5—тектонические нарушения различного характера, 6—контуры Памира и Южного Тянь-Шаня, 7—некоторые крупные населенные пункты, 8—контуры кровли высокоскоростных включений $v_p=6,1-6,8$ км/с в верхнюю часть разреза, 9—10—то же $v_p=5,9-7,2$ км/сек при глубине залегания Н-2—3 км и Н-4—6 км, 11—зона пониженных v_p на кровле фундамента, 12—профиль.

мощного слоя палеозойского осадочно-вулканогенного комплекса, в западной — залегают сравнительно близко к дневной поверхности.

Картина изолиний $V_p=6,1-6,4$ км/с осложнена включениями пород с таким же значением V_p в верхнюю часть разреза, т. е. в массы, отмеченные величиной $V_p=5,6-5,8$ км/с, иногда даже $V_p=4,9-5,2$ км/с. Включения толщиной 2—5 км имеют грибообразную, карнизообразную или дискообразную форму и составляют в разрезе 10—50% от мощности низкоскоростного слоя, покрывающего изоперхность $V_p=6,1-6,4$ км/с. Кровля включений изображена на рис. 47 особыми значками.

В западной части планшета, кроме включений $V_p=6,1-6,8$ км/с, попадаются образования мощностью около 2 км, лежащие на глубине $H=3-6$ км от дневной поверхности и отмеченные гораздо более высокими значениями $V_p=6,9-7,2$ км/с при скоростях во вмещающих породах $V_p=6,0-6,4$ км/с. Цепочка таких образований показана в полосе с осевой линией Кокпатав — Мурунтау — Самарканд (рис. 47). Возможно, количество высокоскоростных включений значительно больше, чем на рисунке, но не на всей исследованной территории наблюдения настолько детальны, чтобы их обнаружить.

Высокоскоростные включения в верхнюю часть разреза широко обрамлены штриховыми структурами пониженных значений V_p на кровле фундамента (Эргешев, 1970; Иванов, 1979). Можно предпо-

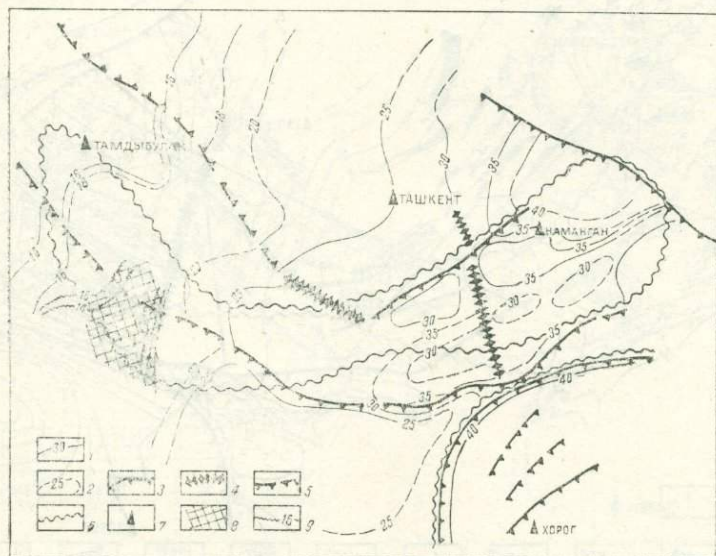


Рис. 48. Схема изолиний глубины залегания поверхности $v_p=6,8-7,2$ км/сек кровли «гранулит-базитового» слоя, по терминологии В. В. Белоусова) для части территории Средней Азии.

(1-7-см. на рис. 46 8-площадь, где не обнаружена изоповерхность $v_p=6,8-7,2$ км/с, 9-изолинии $v_p=6,5$ км/сек для этой площади.

ложить, что по составу высокоскоростные включения в верхнюю часть разреза в Западном Узбекистане близки к основным породам.

Изоповерхность $V_p=6,8-7,2$ км/с — кровля «гранулит-базитового» слоя, по терминологии В. В. Белоусова (1962), или того слоя, который сейсмологи называют «базальтовым» (рис. 48).

Слой этот в западной части планшета расщеплен на два подслоя мозаичным волноводом, лежащим на глубине около 24 км (краткое описание дано выше). Поэтому изоповерхность $V_p=6,8-7,2$ км/с в западной части схемы может быть отмечена на двух разных глубинах. На рис. 48 представлены изолинии кровли верхнего подслоя. В восточной части кровля слоя $V_p=6,8-7,2$ км/с лежит ниже подошвы мозаичного волновода, исключая центральную часть Ферганской впадины, где волновод либо отсутствует, либо в виде тонкого слоя толщиной 1,5—2 км лежит внутри «базальтового» слоя.

На рис. 49 приведены изолинии кровли мозаичного волновода $V_p=6,3-6,4$ км/с при скоростях в вышележащих слоях $V_p=6,6-6,7$ км/с, в нижележащих — $6,8-7,2$ км/с. Следует еще раз отметить, что это самый глубокий из известных в земной коре Средней Азии волновод. Кровля его находится в западной части планшета на глубине $H=24-26$ км. В восточной $H=25-38$ км, мощность составляет $5-10$ км.

Выше этого волновода существует еще один, кровля которого лежит на глубине $12-25$ км. Эта зона пониженных скоростей распространена не повсеместно, приблизительно на 75% изученной площади

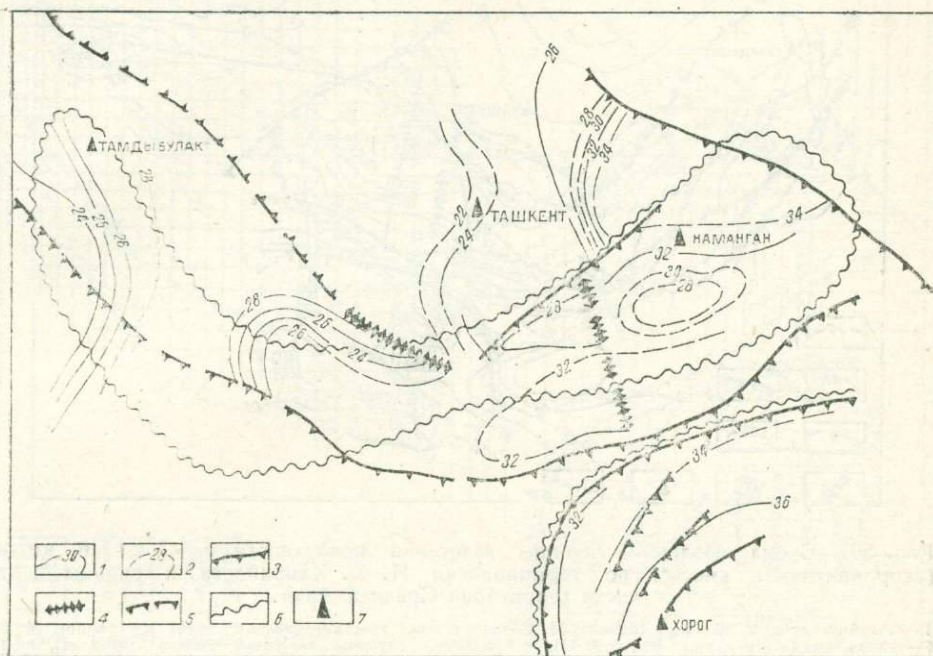


Рис. 49. Схема изолиний глубины залегания кровли самого глубокого волновода в земной коре для части территории Средней Азии.
Условные обозначения см. на рис. 47.

и имеет мощность $3-5$ км. Наконец, на уровне $H=8-12$ км на значительной части площади встречаются волноводы, но очень маломощные, толщиной $1-1,5$ км, имеющие вид непротяженных рваных структур.

На фоне изолиний границы M , проведенных для части территории Средней Азии (рис. 50), даны результаты построения схемы изоповерхности $V_p=7,4-7,6$ км/с («коромантийная смесь», по терминологии И. Х. Хамрабаева, 1974). В восточной части планшета коромантийная смесь обнаружена на некоторых площадях в виде подушек, кровли которых лежат на $5-7$ км выше границы M , а подошва совпадает с ней. Возможно, распространение таких включений коромантийной смеси в нижнюю часть разреза более широкое, чем это представлено на нашей схеме. Для установления дополнительных площадей, отмеченных коромантийной смесью, не хватает детальности наблюдений. В запад-

ной части схемы (рис. 50) нам удалось построить изолинии кровли коромантийной смеси. Здесь она лежит на глубине $H=34-22$ км с резким перепадом в значениях H по субмеридиональной линии, начало которой находится на юге приблизительно на середине отрезка, соединяющего Газли с Карнабом. Относительно слоя коромантийной смеси с изолинией $H=32-34$ км известно, что подошва этого слоя совпадает с поверхностью M . Что же касается части площади, ограниченной изолинией $H=22$, здесь толщина слоя $V_p \approx 7,4-7,6$ км/с неиз-

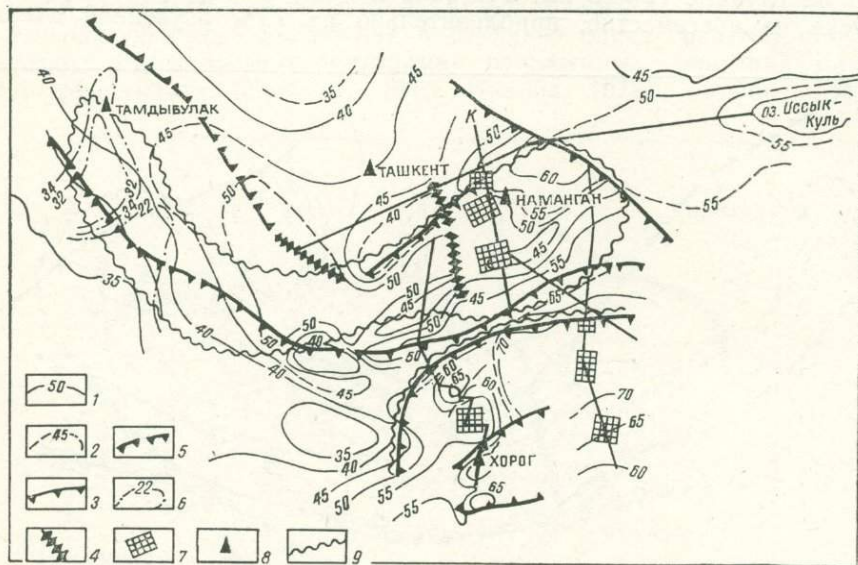


Рис. 50. Схема изолиний глубины залегания поверхности $v_p=7,4-7,6$ км/сек („коромантийная смесь“, по терминологии И. Х. Хамрабаева) и границы M для части территории Средней Азии.

1—изолинии глубины залегания границы M , 2—неувраженные участки изолиний глубины границы M , 3—5—тектонические структуры (см. рис. 47), 6—изолинии глубины залегания изопериметрии $v_p=7,4-7,6$ км/сек (известны только для западной части территории), 7—участки, где обнаружена коромантийная смесь на горизонтах, лежащих на 5–10 км выше границы M в восточной части территории, 8—некоторые крупные населенные пункты, 9—контуры Памира и Южного Тянь-Шаня.

вестна; возможно, что между подошвой коромантийной смеси и поверхностью M лежит область пониженных скоростей.

Следует отметить, что скорость по границе M — не постоянная величина для всей изученной территории, а варьирует в довольно широких пределах — от $V_p=7,85$ км/с на Памире до $V_p=8,35$ км/с в западной части карты. На схеме показано деление территории по значению V_p на границе M (рис. 51). Здесь же нанесены некоторые данные о вариациях скоростей в верхней мантии, заимствованные нами из работ Л. П. Винника и А. А. Лукка (1974, 1975). Эти авторы утверждают, что в Северном Тянь-Шане повышенные скорости в верхней мантии отмечены под впадинами, а на Памире и в зоне сочленения Памира с Южным Тянь-Шанем, наоборот, под горными сооружениями.

Чтобы показать, насколько реальная картина распределения скоростей в коре сложной схемы деления ее на слои изопериметрии, описанными выше, приводим вертикальные скоростные разрезы по двум профилям, пересекающим западную оконечность Южного Тянь-Шаня,

и зону перехода от Южного Тянь-Шаня к Памиру (ВВ' и КК'; рис. 52—53). Здесь можно видеть все те сложные элементы поля скоростей, которые описаны ранее — высокоскоростные включения, непротяженные рваные волноводные структуры в верхней части разреза и мозаичный волновод в нижней, чешуйчатость границ, включения коро-мантийной смеси на уровне, близком к границе М.

Воспользуемся описанными выше схемами (рис. 46—50), чтобы охарактеризовать по глубинному строению отдельные блоки территории Памира и Южного Тянь-Шаня. Глубины залегания изоповерхно-

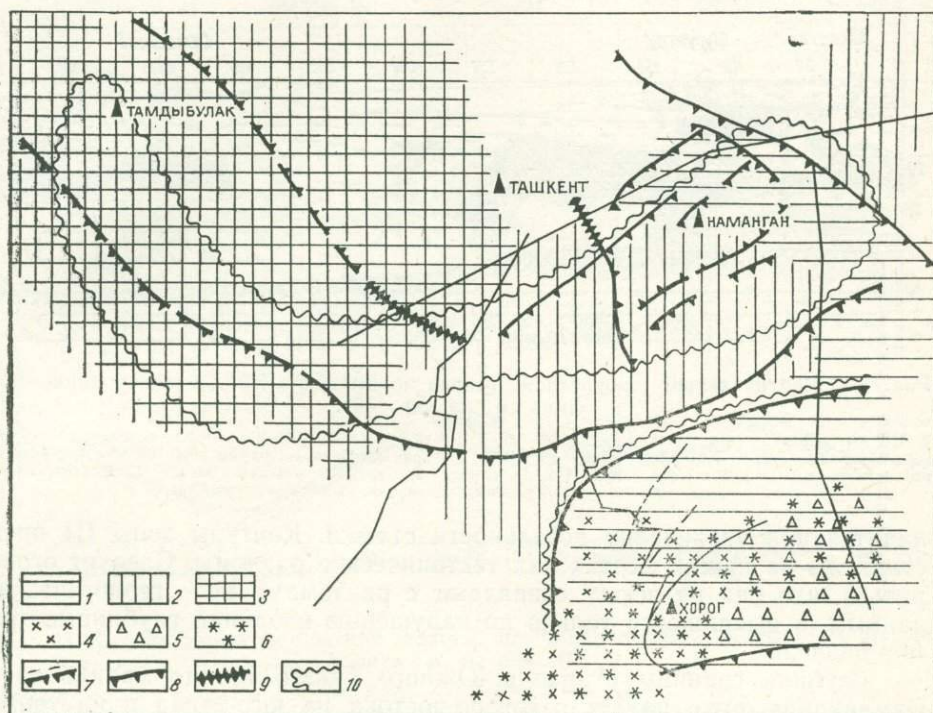


Рис. 51. Схема распределения значений скоростей продольных волн по границе М. повышенных и пониженных скоростей v_p в мантии для части территории Средней Азии.

Распределение скоростей v_p на границе М. 1—7,85—7,9 км/сек, 2—7,9—7,95 км/сек, 3—8,2—8,4 км/сек, 4—зоны повышенной скорости v_p в мантии (по Виннику—Лукку), 5—зоны пониженной скорости v_p в мантии (по Виннику—Лукку), 6—зоны скопления очагов глубоководных землетрясений, 7—9—тектонические разломы различного характера (см. рис. 47), 10—контуры Памира и Южного Тянь-Шаня.

сти $V_p=5,6-5,8$ км/с, $V_p=6,1-6,4$, $V_p=6,8-7,2$ и кровли волновода вдоль Южного Тянь-Шаня уменьшаются по мере движения с северо-востока на юго-запад приблизительно до меридиана Самарканда, и с юго-востока на северо-запад в полосе шириной 80—120 км с осевой линией, проходящей приблизительно через Самарканд — Фариш — Кокпаташ и пересекающей Нуратау и Центральные Кызылкумы. Северо-западную часть этой полосы мы выделили на всех наших картах и условно назвали Центрально-Кызылкумской зоной III. Части территории Центральных Кызылкумов, лежащие к северо-востоку и юго-западу от зоны III, мы условно назвали зоной I и зоной II. Легко видеть, что зона III отмечена воздыманием всех границ раздела, кроме гра-

ницы М, разрывом изолиний на контактах с зонами I и II, многочисленными высокоскоростными включениями на мелких горизонтах. К северо-востоку и юго-западу от зоны III фрагментарно отмечено погружение границ изоповерхностей $V_p=5,6-5,8, 6,0-6,4, 6,8-7,2$ км/с и, видимо, кровли мозаичного волновода. Граница М, наоборот, погружается вдоль осевой линии зоны III. Изолинии кровель $V_p=5,6-5,8$ км/с и $V_p=6,0-6,4$ км/с на юго-западном контуре зоны осложнены рядом погружений в районе Газли, Лебапа, Карнаба. Можно думать, что количество таких погружений, так же как и высокоскоростных включений в верхнюю часть разреза в Южном Тянь-Шане, уве-

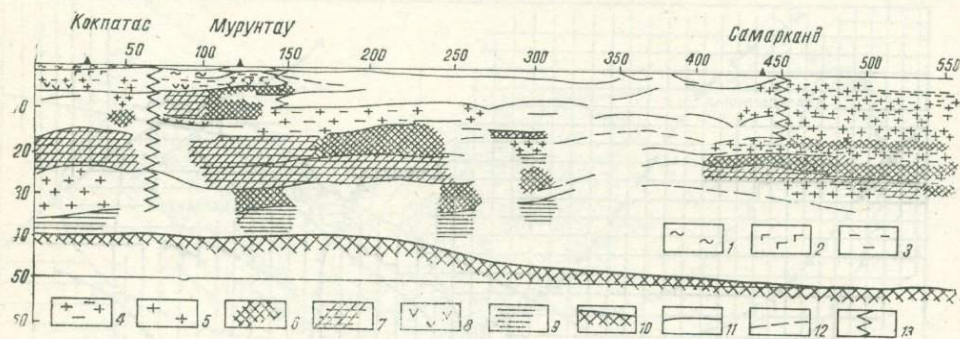


Рис. 52. Вертикальный скоростной разрез по профилю ВВ' (конфигурацию профиля см. на рис. 49).

Величины скорости (км/сек): 1—4,0—4,5; 2—4,5—5,0; 3—5,0—5,4; 4—5,5—5,9; 5—6,0—6,4; 6—6,4—6,7; 7—6,7—5,9; 8—6,9—7,2; 9—7,4—7,6; 10—граница М; 11—12—границы раздела, намеченные по объемам (частично заимствованы из работ Пака и др. 1977); пунктиром—неуверенные участки границ; 13—несколько разломов, намеченные по резкому изменению скоростного разреза.

личится при увеличении детальности съемки. Контуры зоны III представлены на наших картах как тектонические разломы. Следует оговориться, что они не всюду совпадают с разломами по геологическим данным, а выявляются только по нарушению изолиний глубинных границ раздела.

Глубина границы М вдоль Южного Тянь-Шаня до меридиана г. Самарканда тоже падает с северо-востока на юго-запад и на территории зоны III, как уже было сказано, с юго-востока на северо-запад. Возможно, общее погружение границы М вдоль осевой линии зоны III является результатом чрезмерной схематизации картины.

Памир отмечен погружением всех границ раздела. По изолиниям поверхности $V_p=6,0-6,4$ км/с Памир можно приблизительно разделить на Северный, Центральный и Южный. Глубина изоповерхности $V_p=6,0-6,4$ км/с растет с юга на север. Но при этом следует помнить, что такое утверждение очень схематично, на самом деле изолинии $V_p=6,0-6,4$ км/с носят дугообразный характер, конформный в северной части линии Северо-Памирского разлома. По изолиниям границы М Памир следует разделить на восточную и западную части. В восточной части отмечены наибольшие в Советском Союзе глубины границы М — $H_m=70-75$ км.

Центральный Памирский регион по сравнению с Южным Тянь-Шанем отмечен низкими средними скоростями в коре и по границе М, погружением всех границ раздела. Так, глубина изоповерхности $V_p=6,0-6,4$ км/с на большей части территории здесь составляет 15—20 км, резко уменьшаясь на юге региона. В Южном Тянь-Шане эта

поверхность только на крайнем северо-востоке на участке, близком к Фергано-Таласскому разлому, и в Восточной Фергане имеет глубину 18—20 км, в Ферганской впадине — 14—16 км с резким воздыманием до глубины 10—12 км на ее южном борту. На остальной площади Южного Тянь-Шаня глубина этой границы 4—12 км. Та же закономерность наблюдается для границы M : на Памире H_M изменяется в пределах 55—75 км, в южном Тянь-Шане достигает 60 км только на небольшом участке вблизи Таласо-Ферганского разлома. В Ферганской впа-

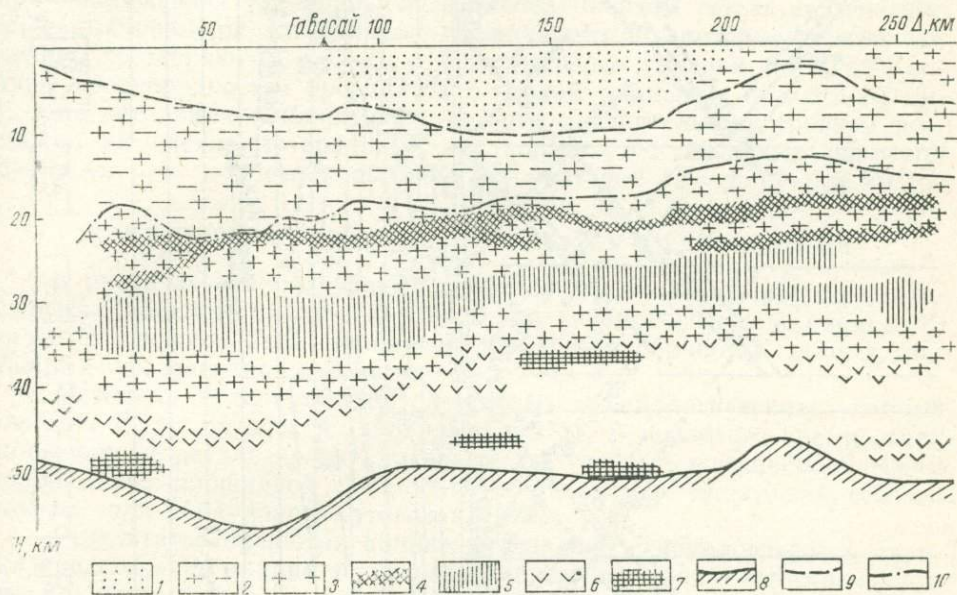


Рис. 53. Вертикальный скоростной разрез по профилю КК'. Конфигурацию профиля см. на рис. 52.

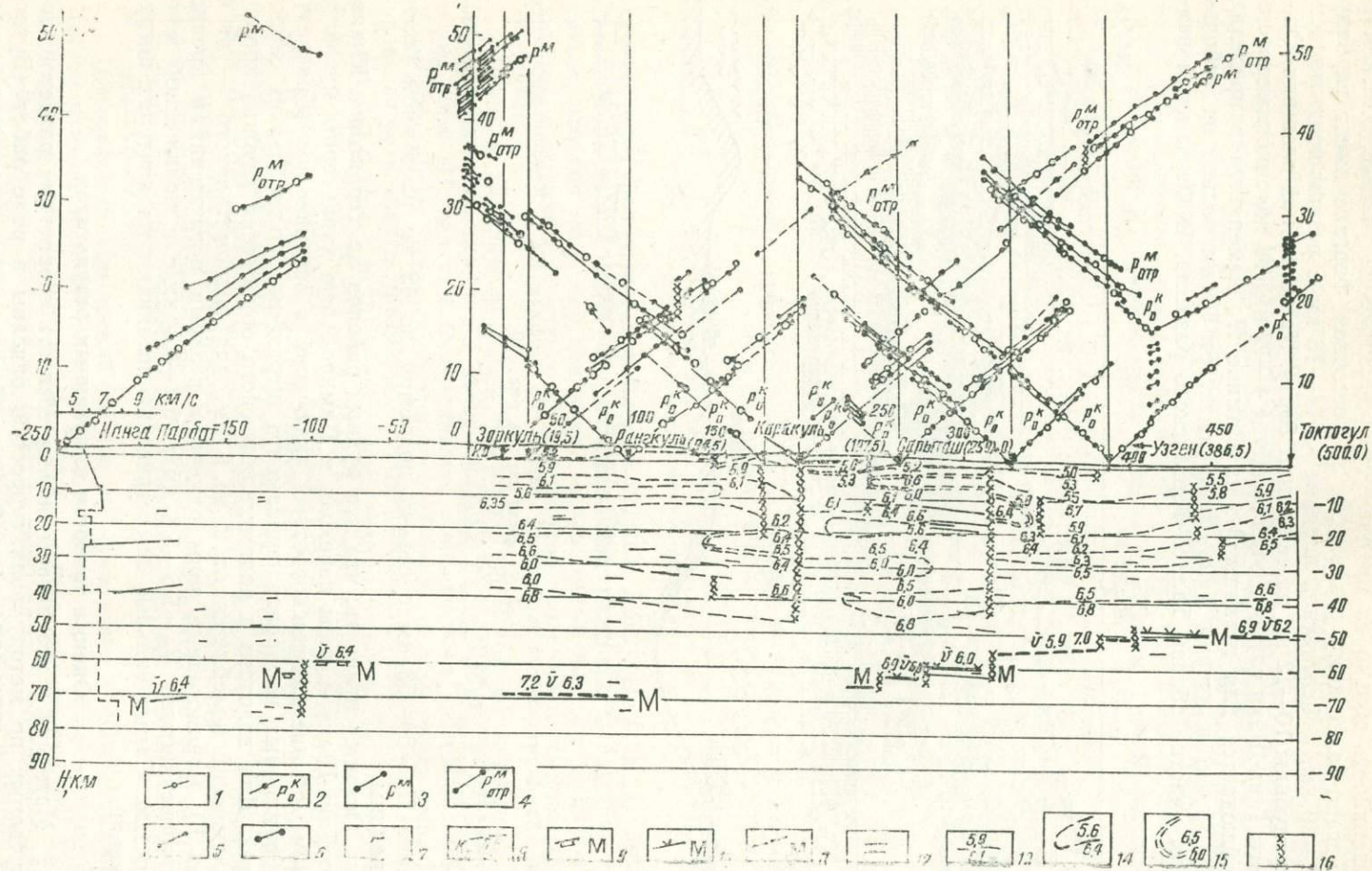
Значения скоростей v_p (км/сек): 1—4,0; 2—5,5—5,9; 3—6,0—6,4; 4—6,6—6,6; 5—6,6—6,8; 6—6,9—7,2; 7—7,4—7,6; 8—граница M , 9—кровля изоперхности 5,6—5,8 км/сек, 10—кровля изоперхности 6,0—6,4 км/сек.

дине $H_M=50—53$ км с резким подъемом до 45 км на южном борту впадины.

Остается отметить, что для рудных районов на территории Южного Тянь-Шаня и зоны перехода к Памиро-Алаю характерны мутность коры, обилие высокоскоростных включений в верхнюю часть разреза, обрамленных на кровле фундамента штриховым полем низких скоростей. Для золотого и полиметаллического оруденения глубина кровли включений колеблется от 2 до 6 км, для редкометального — от 6 до 10. Сейсмические зоны отмечены резкими погружениями кровли изоперхностей $V_p=5,6—5,8$ км/с, 6,0—6,4 км/с и пониженной мутностью. Самые сильные землетрясения возникают на контурах погружений.

Оценка точности полученных результатов

Методика и результаты оценки точности скоростных разрезов, получаемых по методу поля скоростей, описаны в ряде работ (Бутовская и др., 1971, 1974). Ошибки в определении V_p в осредненных раз-



резах составляют $\delta V_p = \pm 0,15 - 0,2$ км/с для всей изученной территории. Ошибки в определении глубин залегания изоповерхностей $\delta H = \pm 1,0 - 1,5$ км для $H < 20 - 25$ км и $\delta H = \pm 2 - 3$ км при $H > 25$ км. Уровень доверия P , соответствующий приведенным цифрам, около 90%. При детальной системе наблюдений с шагом 2—5 км между станциями (Кураминская подзона, район Мурунтау — Кулкудук, Газли, Карнаб) ошибки в определении V_p при $H < 7 - 10$ км составляют $\delta V_p = \pm 0,1 - 0,15$ км/с, $H - \delta H \geq \pm 0,3 - 0,5$ км, уровень доверия $P \approx 70 - 75\%$. При построении поля скоростей и разреза по профилям при наблюдениях региональной и экспедиционной сетью наименьшие линейные размеры латеральных неоднородностей, которые можно выделить, составляют 30—35 км с доверительным уровнем $P \approx 70\%$. Контуры неоднородностей проводятся с низкой точностью $\delta Z = \pm 3 - 5$ км. В зоне детальных наблюдений с тем же доверительным уровнем возможно выделение латеральных неоднородностей линейных размеров 5—10 км при точности проведения их контуров $\delta Z \approx \pm 1,0 - 1,5$ км.

КОМПЛЕКСНАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ ГСЗ И СЕЙСМОЛОГИИ

В пределах сейсмоактивных территорий Средней Азии, где статистически обработаны записи площадной сейсмологической съемки и имеются профили ГСЗ, выполнена совместная обработка данных глубинных исследований вдоль профилей ГСЗ.

Методика интерпретации площадных сейсмологических данных описана Е. М. Бутовской (1968, 1971, 1974). В последнее время стали проверять и детализировать разрезы, полученные по кинематическим данным при площадной сейсмологической съемке, динамикой сейсмических волн (Абдуллаев, Бутовская, 1979).

Результаты обработки данных площадной сейсмологической съемки представлены в виде серии осредненных разрезов с горизонтальными границами раздела для однотипных по строению участков территории или профиля. Только при «сшивании» разрезов соседних участков получают двумерные неоднородные модели коры. При этом детальность моделей определяется размерами тех участков, для которых строились осредненные разрезы с аппроксимацией границ раздела горизонтальными плоскостями. Для территории Восточного Узбекистана, например, размеры таких участков составляют 25—40 км, для Кураминской подзоны, где проходила детальная сейсмологическая съемка, — 5—8 км.

Методика интерпретации данных ГСЗ изложена в нашей монографии в разделе «Взрывная сейсмология», а первый опыт комплексной обработки данных сейсмологии и ГСЗ описан в статье Е. М. Бутовской и др. (1981).

Ниже будут приведены результаты совместной обработки данных глубинных сейсмических исследований по профилю Токтогул — Каракуль — Зоркуль — Нанга Парбат, которая сводилась к сопоставлению

Рис. 54. Сейсмический разрез земной коры по профилю Токтогул—Узген—Каракуль—Зоркуль—Нанга Парбат.

1—точки годографов, полученных при дискретных наблюдениях; годографы волн: 2—преломленной на поверхности консолидированной коры, 3—преломленной на границе М, 4—отраженной на границе М, 5—точки годографов, полученных при кусочно-непрерывных наблюдениях, 6—элементы годографов различных волн, 7—точки теоретического годографа, 8—поверхность консолидированной коры, 9—преломляющая граница М, 10—отражающая, 11—условная, 12—отдельные отражающие площадки, 13—скоростные уровни, 14—зоны пониженной скорости, 15—зоны повышенной скорости, 16—разломы.

сейсмических параметров земной коры, полученных по данным сейсмологии и ГСЗ и к согласованию сводного сейсмического разреза с экспериментальными годографами ГСЗ.

Первоначально разрез составлен только по годографам волн первых вступлений. Затем в него были внесены такие изменения, которые позволили добиться оптимального совпадения ветвей годографа как волн первых вступлений, так и основных отраженных.

Рассчитывались в дискретных точках профиля времена пробега через сложные участки, отмеченные переходом от одной осредненной модели к другой. При этом оказалось, что не только совпадают рассчитанные и экспериментальные времена пробега волн первых вступлений и $P_{отр}^M$ но и ветви последующих вступлений получили объяснение как отражения от промежуточных границ, отмеченных скачком скорости. Например, некоторые ветви последующих вступлений соответствуют отражениям от кровли или подошвы волновода.

Нами показана система встречных и нагоняющих годографов для профиля Токтогул — Узген — Каракуль — Зоркуль — Нанга Парбат (рис. 54). За основу принят годограф волн, опубликованный в работе С. А. Алиева и др. (1977). На экспериментальный годограф были нанесены теоретические времена пробега, вычисленные решением прямых задач при задании сложного скоростного разреза. Совпадение рассчитанных и экспериментальных времен пробега хорошее. В сводном сейсмическом разрезе земной коры (рис. 54) можно отметить коррелируемость отражающих площадей, соответствующих консолидированной коре, с зонами резкого изменения значений скоростей, отмеченными по сейсмологическим данным.

Следует отметить большую дискретность системы наблюдений, сильную ограниченность источников возбуждения в условиях высокогорного рельефа и, как следствие, малую информативность результирующего сейсмического разреза. Например, волны $P_{отр}^M$ зарегистрированы на незначительных интервалах из пунктов взрывов Токтогуль, Каракуль, Нанга Парбат, а волны $P_{пр}^M$ — из пунктов взрывов Каракуль, Нанга Парбат. В связи с этим дальнейшие исследования должны быть направлены на дополнение имеющейся системы годографов.

Известно, что в ГСЗ сейсмические границы по степени надежности разделяются на опорные и условные. Опорными являются сейсмические границы, построенные как по преломленным, так и по отраженным волнам, либо только по преломленным или только по отраженным при системе наблюдений, обеспечивающей не менее чем двукратное прослеживание границы. Условными являются границы, построенные только по отраженным волнам или только по волнам первых вступлений, система наблюдений по которым позволяет провести лишь однократное прослеживание (Коновальцев и др., 1980). В свете указанного по профилю ГСЗ Токтогул — Каракуль — Зоркуль — Нанга Парбат получены отдельные фрагменты условных сейсмических границ.

Представляется также перспективной комплексная обработка данных ГСЗ и сейсмологии путем сопоставления наблюдаемых времен волн от взрывов и волн от землетрясений при условии близости источников возбуждения. Естественно, что наблюдаемые времена волн от землетрясений регистрируются с определенной погрешностью по отношению к временам волн от взрывов, и с учетом этой погрешности они могут быть использованы для дополнения и наращивания экспериментального годографа волн от взрывов.

При изучении строения коры сейсмологическими методами накапливаются данные об элементах энергетического режима коры. Можно косвенно судить и о некоторых аспектах энергетического обмена между корой и мантией. По сейсмологическим данным удается установить и картировать:

- 1) выделение сейсмической энергии;
- 2) характер подвижек в очаге и, как следствие, сейсмическое течение горных масс (Ризниченко, 1965а);
- 3) запасы потенциальной энергии в коре, накопленные в виде неоднородностей (Бутовская и др., 1977).

Выделение сейсмической энергии

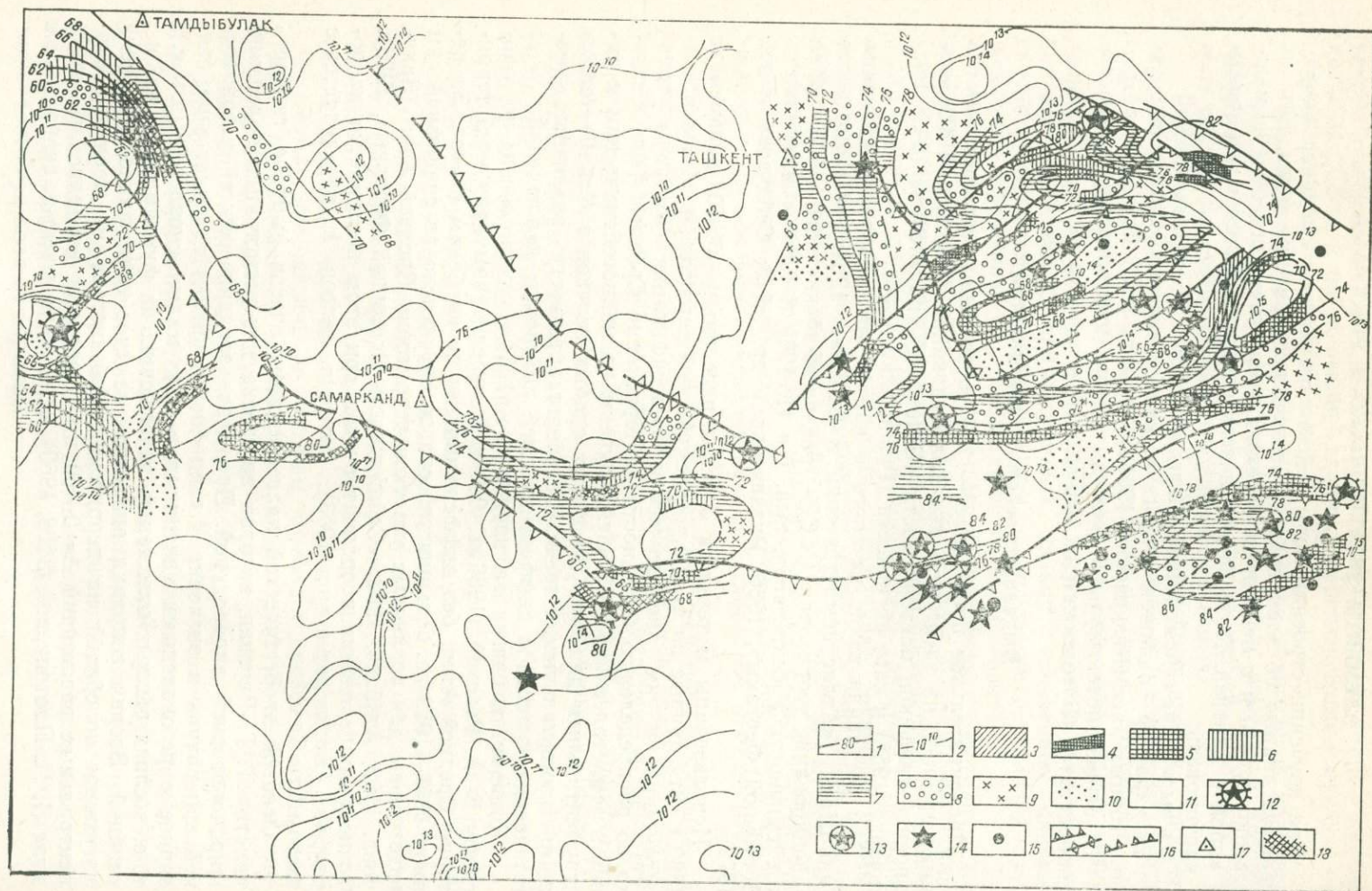
Предварительное построение — это составление каталогов очагов землетрясений, их энергетическая классификация (Раутиан, 1960), построение графиков повторяемости (Gutenberg and Richter, 1942; Ризниченко, 1958) и карт активности (Ризниченко, 1958).

Мы составили такие каталоги и карты для территории Южного Тянь-Шаня («Атлас землетрясений в СССР»), 1962; «Сейсмическое районирование территории СССР», раздел «Узбекистан», 1969, 1930; «Сейсмичность Узбекистана», вып. I и II, 1961 и 1964; «Сейсмичность Восточной Ферганы», 1966; Ризниченко и др., 1975; Сейдузова и др., 1979).

Использованы материалы о землетрясениях с $K > 13$, начиная с 1880 г. Эти данные носят макросейсмический характер, т. е. очаги землетрясений и их энергетическая классификация известны только по распределению балльности на территории Средней Азии. Сведения о землетрясениях с 1924 г. получены по макросейсмическим и инструментальным данным, для самых слабых толчков с $K \leq 10$ — только по инструментальным. Определена представительность различных энергетических классов с дифференциацией по срокам наблюдений.

Координаты очагов за период до 1957 г. установлены по годографу Е. А. Розовой (1936 и 1939 гг.), осредненному для всей территории Средней Азии, без дифференциации по глубинам очагов. За период 1957—1979 гг. большинство очагов определено по специфическим годографам для различных участков территории Средней Азии (Захарова, 1962; Атабаев, 1962; «Сейсмичность Восточной Ферганы», 1966). Точность определения координат очагов при этом повышается на порядок (Бутовская и др., 1963), глубина очагов h определяется с шагом $\delta h = 5$ км.

Основой энергетической классификации очагов выбрана та часть палетки Т. Г. Раутиан, которая построена для регистрации колебаний широкополосной аппаратурой. При использовании записей узкополосной аппаратуры в значение K вводились поправки на искажение, связанное с резонансными явлениями в зоне малых скоростей (з.м.с.), т. е. в слоях рыхлых отложений, залегающих на фундаменте в районе станций. Вторая поправка вносилась за счет специфичности закона затухания колебаний на территории Узбекистана в пределах эпицентральных расстояний $\Delta = 0$ —60 км. Поправки вводились по методике Л. М. Плотниковой (1968, 1969), если были известны скоростные и



плотностные разрезы з. м. с. в районе станций, или по шкале эмпирических поправок (Атабаев и др., 1963).

Класс точности координат очага определялся по методике Н. А. Введенской (1955) с модификациями, предложенными С. С. Сейдузовой, И. А. Соколовой (1966). Для построения карт активности и графиков повторяемости использовались данные как классных, так и неклассных очагов в интервале значений $K=9-13$, для некоторых районов, где проведены детальные исследования, — $K=7-13$, с учетом их представительности по классам.

Карты активности, построенные для территории Восточного Узбекистана, опубликованы в работах «Сейсмичность Узбекистана», вып. I и II (1961, 1964), «Сейсмичность Восточной Ферганы» (1966), М. Г. Фленовой (1969), Ю. В. Ризниченко и др. (1975). Для характеристики сейсмической активности Памира мы воспользовались данными Р. С. Михайловой (Сейдузова и др. (1979)). Карта сейсмической активности Западного Узбекистана составлена А. И. Захаровой и И. Б. Яковлевой в 1968 г. Так как с этого времени накопилось очень много данных об очагах на территории Западного и Южного Узбекистана и возросла точность определения их координат, мы составили заново карты сейсмической активности для этих двух регионов. От карт активности и графиков повторяемости мы перешли к карте плотности выделения сейсмической энергии σ_c по методике, описанной Е. М. Бутовской и др. в 1977 г. (рис. 55).

Нас, кроме плотности выделения сейсмической энергии в коре в целом, интересовало распределение этой величины по отдельным слоям. Поэтому мы построили объемные карты сейсмической активности с дифференциацией по слоям земной коры. Такие карты в настоящее время существуют только для Восточного Узбекистана и его горного обрамления без перехода к плотностям σ_c . Тем не менее, по построенным схемам удалось определить, что основная доля сейсмической активности в Средней Азии связана с «гранитным» слоем. Полностью неактивен «гранулит-базитовый» слой.

Методика построения карт объемной активности описана в работе Е. М. Бутовской и др. (1980).

На рис. 56 представлены карты объемной сейсмической активности для двух слоев земной коры в пределах Восточного Узбекистана и его горного обрамления.

Сейсмическое течение горных масс и подвижки в очагах землетрясений

В данном разделе впервые в Узбекистане применены новые методы расчета сейсмического течения горных масс. Теория и методика изучения процесса разработаны Ю. В. Ризниченко (1977). При макро-

Рис. 55. Схема изолиний плотности выделения сейсмической энергии σ_c , нагрузок P на кровлю последнего толнового в коре и градиентов P для Южного Тянь-Шаня и Памира и сопредельных участков.

1 — изолинии равного значения P (условные единицы), 2 — изолинии равного значения величин σ_c (условные единицы); значения $\text{grad } P$ (1/км): 3—0,6—0,7; 4—0,5—0,6; 5—0,4—0,5; 6—0,3—0,4; 7—0,2—0,3; 8—0,1—0,2; 9—0,05—0,1; 10—0,05; 11—<0,05.

Эпицентры наиболее сильных землетрясений:

12—К-17—18; 13—К-16—17; 14—К-14—15; 15—К-13—14, 16—тектонические структуры различного характера (см. рис. 47); 17—некоторые населенные пункты.

скопическом рассмотрении тектонического процесса можно условно выделить две части движения — действительно непрерывное течение,

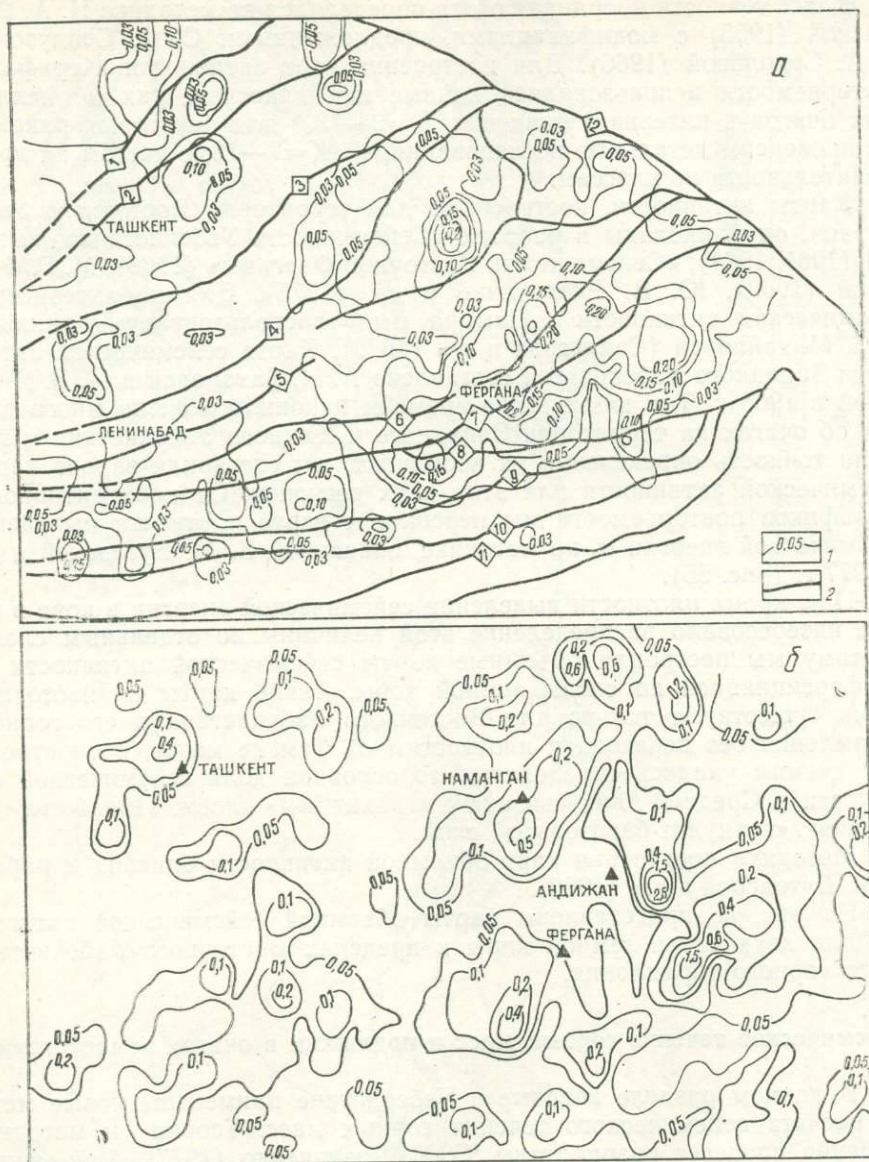


Рис. 56. Карты объемной сейсмической активности для территории Восточного Узбекистана и его горного обрамления.

а — "гранитный" слой, б — "диоритовый"

1 — изолиния, 2 — разломы (цифры в квадратах на рис.): 1 — Актау-Майдантальский, 2 — Каржантауский, 3 — Чаткальский, 4 — Северо-Ферганский, 5 — Северо-Ферганская флексурная зона, 6 — Южно-Ферганская флексурная зона, 7 — Северо-Карачаткский, 8 — Заамин-Зарафшанский, 9 — Туркестанский, 10 — Южно-Тяньшаньский, 11 — Таласо-Ферганский, 12 — Южно-Ферганский.

связанное зачастую с пластическими деформациями, и разрывно-непрерывный сейсмический процесс. В последний входят упругие деформации, предшествующие землетрясениям, и сами землетрясения: от

множества слабых до редчайших сильных. Эти частные процессы, дискретные во времени и пространстве, составляют как бы микроструктуру макроскопически квазинепрерывного сейсмического течения. Иными словами, сейсмическое течение — составная часть тектонического, представляющая совокупность остаточных смещений в очагах землетрясений.

Для определения скоростей сейсмического течения надо знать угловой коэффициент γ и уровень A_{10} графика повторяемости, величину максимальных возможных землетрясений $K_{\max}$ и преобладающие направления осей сжатия и растяжения в регионе. Мы получили значения величин γ , A_{10} , $K_{\max}$ для различных участков изучаемой территории в процессе построения карт сейсмического районирования (Сейдузова и др., 1979, «Сейсмическое районирование территории СССР», раздел «Узбекистан», 1980).

Первая карта преобладающих напряжений и подвижек для региона исследований построена А. И. Захаровой и Л. М. Матасовой в 1972 г. по методике А. В. Введенской (1969). В настоящее время эти карты дополнены данными об осях напряжений и подвижек в очагах сейсмических толчков, происшедших в период 1973—1979 гг., в том числе Газлийских.

Мы приводим схему распределения скоростей V_z вертикальных движений при сейсмическом течении в очагах землетрясений (рис. 57). Материалов еще слишком мало, чтобы провести изолинии V_z , поэтому пришлось ограничиться линиями, разделяющими зоны разнонаправленных вертикальных движений.

Запасы потенциальной энергии в земной коре Памира и Южного Тянь-Шаня

В начале главы мы говорили, что мощный волновод, лежащий повсеместно на изученной территории и имеющий глубину кровли 24—38 км, а мощность 5—10 км, отделяет сейсмическую верхнюю часть коры от нижней, асейсмичной. В волноводе понижены скорости волн P и особенно S , что свидетельствует об аномально низких значениях μ — модуля сдвига. Очевидно, волновод можно рассматривать как упруговязкое образование в коре, обладающее пониженным коэффициентом вязкости η .

В настоящее время рассчитаны движения жесткого слоя со свойствами, близкими к чисто упругим, лежащего на упруговязком образовании с пониженной вязкостью, в свою очередь залегающем на полупространстве с высоким значением η , при неравномерной нагрузке поверхностного слоя. Доказано, что жесткий слой будет деформироваться, на перегруженных участках его подошва будет погружаться в волновод, на недогруженных — всплывать. В результате при достаточно длинных интервалах времени процесс приведет к установлению изостатического равновесия относительно кровли упруговязкого образования. Все неоднородности и запасы потенциальной энергии, образовавшиеся в коре в итоге обязаны своим существованием воздействию мантии. Но помимо продолжающихся и в настоящее время прямых воздействий мантии на кору, имеет значение и ступенчатый процесс передачи энергии. Именно под воздействием мантии в коре образуются неоднородности, а следовательно, и запасы потенциальной энергии. Всякая система стремится к минимуму потенциальной энергии. Поэтому

в коре возникают квазипластические сравнительно плавные течения и иногда резкие сдвиги жестких блоков относительно друг друга, т. е. выделяется тектоническая и сейсмическая энергия. Мантия продолжающимся воздействием восстанавливает неоднородности и запасы потенциальной энергии в коре. Поскольку сейсмический процесс связан с внезапными срывами динамического равновесия, естественно, что после сильного землетрясения требуется некоторое время на восстановление такого равновесия.

Вероятными местами возникновения подобных срывов являются наиболее неоднородные участки коры, в частности зоны нарушения изостатического равновесия относительно кровли мощного волновода в коре. Нагрузки на кровлю волновода мы рассчитывали по методике Е. М. Бутовской и др. (1977 б), пользуясь нашими скоростными разрезами и связью скорости продольных волн V_p с плотностью пород ρ . В отличие от работ 1977 г., кроме давления P_n столба пород, лежащих выше кровли волновода, и давления P_p за счет неровностей рельефа, мы учитывали составляющую, связанную с Архимедовой силой P_A , действующей со стороны волновода на подошву жесткого слоя, погруженную в волновод, — $P = P_n + P_p - P_A$.

Помимо изолиний σ_c нами представлена схема изолиний равных давлений P на кровлю самого глубокого волновода в коре и градиентов $P - \text{grad } P$ (рис. 54, 55). Нанесены эпицентры самых сильных землетрясений, известных в этой части территории Средней Азии, с $K = 14-17$. Проведена корреляция $K_{\max}$ и σ_c с величиной $\text{grad } P$. Первая из них отмечена коэффициентом корреляции $r \approx 0,8$, т. е. сильные землетрясения возникают в областях коры, где накоплены максимальные запасы энергии за счет неоднородностей. Еще выше получается коэффициент корреляции ($r \approx 0,9$), если коррелировать $K_{\max}$ с величиной $\text{grad } P \times L$, где L — длина структуры, вдоль которой сохраняется $\text{grad } P$. Сейсмическая же активность и плотность энергии, выделяемая за счет очагов среднего уровня энергии $K = 9-13$, в восточной части карты коррелируются с $r \approx 0,65-0,7$. Это значит, что 65—70% землетрясений таких классов возникает за счет запасов потенциальной энергии в коре, остальные 30—35% — за счет прямого воздействия мантий. В западной части карты корреляции между σ_c и $\text{grad } P$ нет. Возможно, это объясняется тем, что мы плохо знаем карту σ_c для этого участка территории. Но вернее другое предположение. Породы в западной части карты, особенно выше уровня $H = 15-20$ км, находятся в состоянии, более близком к упруговязкому, чем в восточной. Об этом свидетельствует пониженное значение коэффициента $k = \frac{V_p}{V_s}$, отмеченное для западной части территории Южного Тянь-Шаня и сопредельных участков. Поэтому снятие напряжений, связанных с неоднородностями в верхней части разреза, осуществляется плавными пластическими деформациями. На глубинах же $H > 15-20$ км отношение $\frac{V_p}{V_s}$ близко к нормальному, состояние пород чисто упругое, напряжения имеют тенденцию к разрядке срывами.

Так как глубоким горизонтам коры свойственны крупноблочность, отсутствие мелкой трещиноватости (Бутовская, Кузнецова, 1971), напряжения накапливаются в больших объемах пород, и срывы, приводящие к образованию трещин в глубине коры, захватывают большие поверхности. Таким образом, западная часть Южного Тянь-Шаня и

его граница с платформой отмечены очень сильными единичными землетрясениями при отсутствии фона толчков слабых и средних классов $K=9-13$. В восточной части Южного Тянь-Шаня и на Памире кора на мелких горизонтах ближе к упругому состоянию и разрядка напряжений, переход потенциальной энергии в сейсмическую осуществляются и крупными, и мелкими порциями. Поэтому здесь с величиной $\text{grad } P$ коррелируется и K_{max} , и σ_c . Более того, две последние величины коррелируются между собой. Это и послужило основой разработанного Ю. В. Ризниченко метода оценки K_{max} по среднему уровню сейсмической активности, оправдавшегося в условиях восточной части Средней Азии. Возвращаясь к карте (рис. 56), можно сказать, что она является до известной степени прогностической в отношении K_{max} . Помимо района Газли, здесь надо считать потенциально опасными районы Карнаба, Лебапа и, видимо, всю территорию, лежащую с юга и севера от зоны III Центральных Кызылкумов. Кроме того, землетрясения с большим K могут возникнуть вдоль субмеридиональной зоны с осевой линией Газли—Тамдыбулак, отмеченной высокими градиентами за счет неоднородностей на сравнительно глубоких горизонтах коры $H=20-30$ км. Возможно, такие субмеридиональные структуры существуют и вдоль некоторых других линий, пересекающих Центральные Кызылкумы, но они нами пока не обнаружены из-за фрагментарности наших схем глубинного строения в западной части планшета.

ОЦЕНКА ДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ДЕФОРМИРОВАНИЯ (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Для изучения энергетического режима коры большое значение имеет исследование деформации поверхности. Данный раздел посвящен методике оценки величины четвертичных деформаций и их возможных энергоемкостей.

Изучение протекания геологических процессов показало, что движения литосферы и связанные с ними деформации проявляются на всех этапах ее развития. Имеющиеся качественные характеристики тектонических движений в настоящее время недостаточны для решения многих теоретических и прикладных задач геологии. Поэтому необходимо получить количественные данные по скоростям и энергии деформирования. Это, вероятно, позволит подняться на новый уровень в познании режима тектонического развития орогенных районов Земли.

При построении динамической модели деформирования целесообразно разделить задачу на два этапа. На первом создается кинематическая модель деформирования, под которой понимается схема деформирования поверхности Земли в разные временные интервалы ее развития. На втором этапе рассматривается динамическая модель, для которой оцениваются параметры наблюдаемых деформаций, такие как энергия.

В настоящее время имеются примеры оценки динамических моделей деформирования по наблюдаемым смещениям поверхности Земли для районов Канады и Финляндии, связанных с послеледниковым поднятием (Флинт, 1963; Артюшков, 1979). Анализ моделей позволил получить интересные данные о реологических свойствах пород на больших глубинах за длительные промежутки, соизмеримые с временем таяния ледников, т. е. за четвертичный период.

Для орогенных районов также имеются примеры построения кинематических и динамических моделей по наблюдаемым деформациям. Кинематические модели деформирования созданы для всего неоген-четвертичного (Николаев, Шенкарева, 1964) и четвертичного периодов (Крестников и др., 1979). Имеются примеры использования при анализе общей схемы деформирования глубинных сил и затрачиваемой энергии для неоген-четвертичного периода (Гзовский, Михайлова, 1972) и для голоцена (Садыков, 1977). В то же время создание таких моделей для коротких интервалов геологического периода является одним из важных, но слабо разработанных вопросов геотектоники.

Обоснование кинематической модели деформирования. Этапы процесса тектонических преобразований зафиксированы в рельефе в виде изменения положения днищ древних водотоков. В настоящее время имеются различные подходы к решению проблемы оценки тектонических деформаций, позволяющие сделать первое приближение в процедуре перехода от форм рельефа к тектоническим деформациям для коротких интервалов времени. На первом этапе создания кинематических моделей необходимо определить различимость между деформациями для коротких интервалов времени, т. е. выяснить, отличаются ли значимо тектонические деформации по величине с учетом различных факторов, не имеющих тектонической природы, или же они остаются в пределах оцененных отклонений. Данный вопрос рассматривался для современного продольного профиля (Садыков, Зияханов, 1972, а, б) и была установлена возможность выделения деформаций, имеющих тектоническую природу. Оценка различимости тектонических деформаций для смежных этапов деформирования (верхний плейстоцен — голоцен) даже при самом грубом приближении позволила установить существование тектонической составляющей деформации и определить величину расхода энергии на пластические деформации (Садыков, 1977). Указанные работы показали возможность изучения тектонических деформаций для коротких интервалов четвертичного времени и оценки их энергоемкости.

Здесь рассмотрим обоснование одной из возможных кинематических моделей деформирования, дающее лучшее приближение к определению тектонической составляющей. Создание указанной модели требует решения задачи приведения наблюдаемых поверхностей выравнивания к некоторому уровню, характеризующемуся одной особенностью — компенсацией всех тектонически обусловленных изменений рельефа. Нами этот уровень далее будет именоваться предельным. Указанный уровень определяется в гидрологии по динамическому состоянию русла, где происходит выпадение наносов, как — заиляемый (Караушев, 1972), по динамической фазе аллювия — констративный (Ломакин, 1950) и в геоморфологии по стадии развития рельефа — предельный (Марков, 1948). Определение положения предельного уровня выравнивания для коротких интервалов четвертичного времени и исследование последующих его изменений в пространстве необходимы для установления тектонической составляющей деформаций.

При изучении продольных профилей, представляющих днища древних водотоков в системе ороген — впадина, выявлена одна особая точка, а в плане — линия. Здесь более древняя поверхность выравнивания теряет геоморфологическую выраженность и дальнейшее ее продолжение во впадину по мере погружения перекрывается более молодой толщей. Указанную линию можно именовать региональным бази-

сом эрозии для более молодой поверхности выравнивания в системе ороген — впадина. Она определяет пространственное положение участков с различно протекающими эрозионно-аккумулятивными процессами. Линия регионального базиса эрозии может быть принята за нулевую (начало отсчета). Теперь, когда известен региональный базис эрозии, можно построить поверхность предельного выравнивания. Она, по общим представлениям, должна пройти через линию регионального базиса эрозии и в то же время должна быть связана с особенностями поведения более молодой поверхности выравнивания.

Первое условие вытекает из представлений, что каждая точка на продольном профиле является локальным предельным базисом эрозии для вышележащего участка. В таком случае для системы ороген — впадина указанная линия пересечения явится предельным региональным базисом эрозии, где скорость процесса эрозии на протяжении определенного промежутка времени равна нулю, нулю равна также скорость осадконакопления. Нам представляется, что пространственное положение регионального базиса эрозии всецело определяется особенностями тектонического развития системы ороген — впадина, и в меньшей мере — гидрологическими особенностями развития. Это следует из самого определения предельного регионального базиса эрозии. И если принять условие существования профиля предельного выравнивания, то указанная линия должна принадлежать ей.

Второе условие, что поверхность предельного выравнивания должна быть связана с особенностями поведения молодой поверхности выравнивания, следует из условия задачи. Действительно, через линию предельного регионального базиса эрозии возможно проведение большого количества поверхностей. Нам же необходимо провести одну. Определение, к какой по возрасту нужно ее провести, и служит ограничивающим условием выбора.

В силу некоторой абстрактности существования региональной плоскости предельного выравнивания выше линии регионального базиса эрозии в области орогена определим математическую модель ее построения исходя из приведенных общих представлений. Построение математической модели основывается на данных об абсолютных отметках днищ древних водотоков четвертичного времени, собранных для Алай-Туркестанского хребта.

Определение линии регионального базиса эрозии для системы ороген — впадина. В силу различной сохранности поверхностей выравнивания и отсутствия в большинстве случаев повсеместных наблюдаемых участков их схождения возникает необходимость аналитического определения линии регионального базиса эрозии в системе ороген — впадина. Для этого нужно построить математическую модель базисных поверхностей, что предпринималось нами применительно к Кашкадарьинской впадине и ее горному обрамлению (Садыков, и др., 1978). Имея данные по абсолютным отметкам базисных поверхностей для каждого продольного профиля в отдельности, мы находили аналитическое выражение модели для двумерного случая (H, x). При этом табличные данные аппроксимировались полиномом второй степени с использованием метода наименьших квадратов. Основываясь на условии неразрывности продольных профилей, сообразно общему рисунку древней гидросети, мы приравнивали значения их на концах. Это позволило получить в одной системе отсчета общую картину положения базисной поверхности. Таким образом, была создана описательная

аналитическая модель становления рельефа для системы ороген — впадина. По этой модели были рассчитаны карты базисных поверхностей. Далее, решая совместно уравнения смежных базисных поверхностей, можно было определить отдельные точки регионального базиса эрозии и затем общую линию.

Решение задачи построения базисных поверхностей проводилось для трехмерного пространства (H, x, y) . Для аппроксимации табличных данных использован полином 2-й степени, коэффициенты которого также отыскивались методом наименьших квадратов. Программа работы на ЭВМ предусматривала выдачу на печать следующих данных: H — абсолютные отметки поверхности вычисленного полинома во вводимых точках и точках квадрата планшета исследуемой территории (4.2×3.7 см), ΔH — отклонения и $\sum_n (\Delta H_i)^2$ — сумма квадратов отклонений во вводимых точках, а также коэффициенты полинома.

Таким образом, в трехмерном пространстве (H, x, y) получены уравнения базисных поверхностей для раннеплейстоценового (Q_1), ранне-среднеплейстоценового (Q_1^2), поздние-среднеплейстоценового (Q_2) и голоценового (Q_4) времени.

Совместное решение двух уравнений полиномов, описывающих смежные поверхности, позволяет определить линию пересечения, что равносильно получению аналитического выражения для регионального базиса эрозии более молодой поверхности выравнивания.

Указанные аналитические решения позволяют также построить карты базисных поверхностей и отыскать на них предельные региональные базисы эрозии.

Рассмотрим построение касательной плоскости к найденной поверхности полинома 2-й степени, проходящей через региональный базис эрозии, т. е. определим плоскость предельного регионального базиса эрозии.

Для упрощения задачи произведена линеаризация кривой. С целью проведения касательной плоскости к поверхности полинома 2-й степени две точки выбирались на полученной линии, а третья — на этой поверхности. Касательные плоскости проводятся для всех разновозрастных поверхностей и в итоге получаем аналитические выражения плоскостей, характеризующих современное положение предельных поверхностей выравнивания.

Можно также определить пространственное положение предельных уровней эрозии, используя отдельные линии, секущие кривую предельного регионального базиса эрозии. В этом случае в двумерном пространстве (H, x) используются точки, расположенные на кривой предельного регионального базиса эрозии, и точки на поверхности полинома 2-й степени. Решение поставленной задачи не представляет трудностей, поэтому на получении численных результатов не останавливаемся.

Таким образом, приведенные представления о формировании поверхностей выравнивания и математическая модель дают основание полагать, что получено решение для перехода от наблюдаемых форм рельефа к оценке тектонических деформаций в системе ороген — впадина.

Построение кинематической модели деформирования. Исследования результатов построения предельных поверхностей выравнивания дают основание принять модель деформации, отображающую скашива-

ние углов, т. е. плоский чистый сдвиг. Она наиболее полно дает представление об особенностях развития орогенного рельефа. В соответствии с принятой моделью деформаций возможно определение угла θ между смежными касательными плоскостями (1) и удлинения Δl_i предельных поверхностей выравнивания (2), необходимых для построения динамической модели деформирования,

$$\gamma_i = \operatorname{tg} \theta_i = \frac{a_i - a_{i-1}}{1 - a_i a_{i-1}}, \quad (1)$$

$$\Delta l_i = \Delta H_i \cdot \sin \theta_i, \quad (2)$$

где ΔH_i — величина вертикального смещения за i — промежуток времени,

a_i и a_{i-1} — соответственно коэффициенты уравнений уровней,

γ_i — угол скашивания за i — промежуток времени.

Для оценки скоростей деформирования определим его длительность, исходя из условия сопоставимости стратиграфических шкал Средней Азии и Русской платформы, приняв постоянство скорости деформирования в пределах указанных временных интервалов.

Оценка тектонического режима деформирования литосферы. Для оценки тектонического режима развития территории можно использовать несколько параметров, характеризующих процесс деформирования, отнесенных к определенному промежутку времени. Такими параметрами могут служить: условная относительная деформация $\left(\frac{\Delta H}{H}\right)$ или абсолютная величина приращений (ΔH) высоты, относительное удлинение поверхности предельного выравнивания $\left(\frac{\Delta l}{l}\right)$ или абсолютная величина приращений удлинений (Δl) , скашивание углов (γ) . В табл. 17 приведены данные по определению углов скашивания (γ) и его скорости за год в среднем для всего Южного Тянь-Шаня.

Приведенные данные позволяют судить об изменениях тектонического режима деформирования по этапам развития территории. Величины скашивания углов (γ) указывают на значительные по амплитуде начальные и меньшие (в 2 раза) позднесреднеплейстоценовые — голоценовые тектонические движения. Наилучшая оценка тектонического режима — величина скорости скашивания углов $\left(\frac{\gamma}{t}\right)$. После значительных среднеплейстоценовых скоростей деформирования происходит некоторый их спад (почти в 2,5 раза), а в конце среднеплейстоцена и далее с позднего плейстоцена — резкий рост почти на целый порядок в голоцене.

Построение динамической модели деформирования. Ниже приведем оценки энергоемкости модели плоского чистого сдвига для пластических деформаций, которые составляют 70—90% общего расхода энергии при указанной модели деформирования.

Для упрощения задачи примем величину максимальных касательных напряжений $(\tau_{\max})$ в литосфере равной 700 кГ/см² (Гзовский, 1975). Удельную энергию деформирования (U_f) для 1 см³ литосферы найдем из равенства

$$U_f = \tau_{\max} \gamma. \quad (3)$$

Мощность литосферы для Южного Тянь-Шаня можно принять рав-

ной 100 км, что в целом соизмеримо с шириной исследуемой области. Поэтому величина сдвига (γ) будет соответствовать $\text{tg}\theta$.

Рассмотренная модель деформирования на примере Южного Тянь-Шаня — одна из возможных схем получения оценок численных значений тектонического процесса по наблюдаемым деформациям для коротких интервалов времени.

В рамках указанной модели решаются следующие задачи.

1. Обосновывается возможность использования представлений о стадийности развития речных долин и ее конечной стадии — предельной в целях идентификации разновозрастных поверхностей выравнивания в системе ороген — впадина.

2. Предлагается общий алгоритм перехода от наблюдаемых форм рельефа к оценке тектонических деформаций. Указываются параметры, которые можно использовать для оценки особенностей развития

Таблица 17

Параметры оценки энергоемкости и режима тектонического деформирования Южного Тянь-Шаня

Возрастной индекс	t , годы	θ , град	γ , радианы	γ/t , радианы/год	U_f , эрг/см ³	W_f , эрг/год. см ³
Q_2^1	$1,1 \cdot 10^5$	(32)'	$9,3 \cdot 10^{-3}$	$9,3 \cdot 10^{-8}$	$6,5 \cdot 10^6$	$6,5 \cdot 10^1$
Q_2^2	$1,4 \cdot 10^5$	(18)'	$5,2 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-8}$	$3,6 \cdot 10^6$	$3,7 \cdot 10^1$
Q_3	$5,0 \cdot 10^4$	(18)'	$5,2 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-7}$	$3,6 \cdot 10^6$	$7,2 \cdot 10^1$
Q_4	$1,0 \cdot 10^4$	(18)'	$5,2 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-7}$	$3,6 \cdot 10^6$	$3,6 \cdot 10^2$

тектонического процесса (тектонического режима). Проанализирована скорость скашивания углов при деформации чистого сдвига для Южного Тянь-Шаня.

3. Произведена оценка энергоемкости и мощности тектонических деформаций.

4. Энергоемкость и мощность тектонических деформаций имеют следующие точности (табл. 16). Угол θ — до минут, угол скашивания (γ) — до 0,1 радиана, энергия и мощность деформирования — до 0,5 эрг/см³, эрг/см³ год.

НЕОДНОРОДНОСТИ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ГРАВИМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Структура гравитационного поля и его истолкование

Памиро-Тяньшаньскому региону соответствуют уникальные значения аномалии силы тяжести. Поэтому геологическое толкование гравитационных аномалий этого региона вызывает огромный интерес у отечественных и зарубежных исследователей (Архангельский, Федынский, 1936; Сытин, 1972; Артемьев, 1975; Марусси, 1964).

Для Памиро-Тяньшаньской орогенической области характерно чередование высоких горных хребтов и глубоких межгорных впадин, выполненных относительно рыхлыми мезо-кайнозойскими осадками мощностью 10—11 км.

Поле силы тяжести этого региона обусловлено суммарным влиянием плотностных неоднородностей земной коры и верхней мантии,

т. е. вариациями мощности земной коры и плотности подкоркового вещества, петрографической неоднородностью фундамента и рельефом его поверхности, изменением мощности и плотности осадочного чехла.

Принципиальное различие Южного Тянь-Шаня и Памира заключается в изменении соотношения слоев земной коры и их суммарной мощности. Наиболее погруженный участок границы М приходится на Северный и Центральный Памир. Мощность земной коры здесь достигает аномально высоких значений (65—75 км).

Гравитационное поле Памиро-Тяньшаньского региона выражено ярко и характеризуется депрессией поля силы тяжести с центром в области Памира (Борисов, 1967). Эту грандиозную отрицательную региональную аномалию, убывающую с севера на юг и с запада на восток (в меньшей степени), относят к аномалиям первого порядка (Сытин, 1972).

Обширным участком различных складчатых областей Памира и Тянь-Шаня соответствуют аномалии II порядка, отличающиеся по средним значениям уровня поля и отделяющиеся друг от друга резкими градиентами силы тяжести, с которыми связаны крупные блоки земной коры. Аномалии, имеющие локальный характер, в большинстве случаев можно объяснить плотностными (литологическими) особенностями пород верхней части разреза земной коры. Например, с положительными аномалиями субширотного простираения в районе Андербага хорошо коррелируются выходы основных пород. Отрицательным аномалиям силы тяжести в Юго-Западном Памире соответствуют выходы гранитоидных плутонов.

Таким образом, выявляется достаточно заметная корреляция между полем силы тяжести и геологическим районированием Памира и Южного Тянь-Шаня.

При интерпретационных построениях использованы обобщенные данные по физическим свойствам пород и результаты исследований глубинного строения комплексом методов ГСЗ, МОВЗ.

Исходным гравиметрическим материалом при составлении графиков аномалий силы тяжести служили карты изоаномалий в редукции Буге, составленные по данным сотрудников Управления геологии ТаджССР, а также данные Марусси (1964). По сейсмологии использованы материалы Е. М. Бутовской, Т. Э. Эргешева, А. Т. Дуркина и др. Для количественной интерпретации результатов гравиметрических данных привлечены сведения о плотности горных пород по восточным районам Средней Азии В. М. Медведева, П. П. Степанова (1960), П. Г. Ахматова, И. М. Мелькановицкого (1964), Ю. Н. Сытина и др. (1972). На основе анализа имеющихся данных о связи между скоростью продольных волн V_p и плотностью пород ρ для различных термодинамических условий (Хьюс, Морстг, 1965; Берч, 1960; Тарков, 1974; Красовский, 1979) выбраны средние значения плотности для расчета гравитационных эффектов от слоев земной коры.

Плотность мезозойско-кайнозойского осадочного покрова восточной части Средней Азии (от 1,8—2,0 до 2,6—2,7 г/см³) зависит от литологического состава, пористости и глубины залегания горных пород. На глубинах 3—3,5 км их плотность достигает средней плотности палеозойских пород.

Плотность палеозойских рифей-вендских образований в среднем составляет 2,65—2,67 г/см³. Для мезозойских отложений характерна зависимость плотности от литолого-петрографического состава, воз-

раста и степени метаморфизма. Так, плотность архей-среднепротерозойских образований в среднем $2,75 \text{ г/см}^3$, в то время как вышележащие рифей-палеозойские породы имеют среднюю плотность $2,67 \text{ г/см}^3$, что объясняется изменением их первоначального состава и влиянием метаморфизма. Для магматических пород обнаруживается связь между плотностью и основностью. Наименее плотные среди них — граниты и их эффузивные аналоги — $2,56\text{—}2,64 \text{ г/см}^3$ (Фузайлов, 1974).

Таким образом, в верхней части разреза земной коры наиболее интенсивными плотностными границами раздела являются прежде всего границы комплексов: мезо-кайнозой — палеозой при глубине ее залегания менее 3 км (с σ изб. $=0,2\text{—}0,4 \text{ г/см}^3$) и палеозой — докембрий (с σ изб. $=0,08\text{—}0,10 \text{ г/см}^3$). В районах, где в разрезе мезозойско-кайнозойского чехла преобладают карбонатные образования морского палеогена, мела и юры, эффективная плотность его по отношению к фундаменту не превышает $0,10\text{—}0,15 \text{ г/см}^3$, а в пределах Южного Памира, где мезозойские третичные осадки подвержены интенсивному метаморфизму, она приближается к нулю.

Внутри палеозойского складчатого основания наиболее четко дифференцируются по плотности магматического образования кислого (с σ изб. $\approx 0,05 + 0,10 \text{ г/см}^3$) и основного ряда (с σ изб. $> +0,10 \text{ г/см}^3$), а также массивы плотных метаморфизованных известняков и доломитов (с σ изб. $\approx 0,05 + 0,10 \text{ г/см}^3$).

Плотность основных слоев земной коры в целом оценивалась сейсмическими данными конкретно для интерпретируемого разреза на основании зависимости скорости продольных сейсмических волн от плотности.

Схема обобщенного плотностного разреза нулевого приближения принята в следующем виде: осадочно-метаморфический слой — $\Delta\sigma = 0,3 \text{ г/см}^3$; «гранитный» — $\Delta\sigma = 0,12 \text{ г/см}^3$, «базальтовый» — $\Delta\sigma = 0,3 \text{ г/см}^3$.

Плотность верхней мантии в горных районах Средней Азии (Беляевский, 1974) $3,25\text{—}3,35 \text{ г/см}^3$. По скоростному разрезу верхней мантии под Памиром и прилегающим районам Тянь-Шаня, где в интервале глубин 100—150 км устанавливается понижение скорости продольных волн до $7,9 \text{ см/с}$ против $8,1 \text{ км/с}$ у поверхности M (Алексеев и др., 1971), там возможно разуплотнение верхней мантии до $3,2 \text{ г/см}^3$ (с расчетом линейного коэффициента зависимости между скоростями и плотностью равного 1 г/см^3 на 3 км/с).

На основе этих факторов выбрано следующее начальное приближение плотности: для «гранитного» слоя $\sigma_r = 2,7$, для «диоритового» подслоя $\sigma_d = 2,8$, для «базальтового» слоя $\sigma_b = 3,0$, для верхней мантии $\sigma_m = 3,25 \text{ г/см}^3$.

В северной части сейсмологического разреза по профилю ГСЗ на отрезке Ош (Узген) — Чирчик (рис. 41) имеются отражающие площадки, уверенно коррелирующиеся с условными поверхностями Моховичича (M) $V_p M = 8,1 \text{ км/сек}$ и Конрада $V_p K = 7,0 \text{ км/сек}$.

Южнее на отрезке Сарыташ — Каракуль — Ранкуль, в верхней части разреза отмечаются расслоения отражающих площадок, которые недостаточно уверенно коррелируются с условно выделяемой поверхностью K . На этом участке профиля поверхность M определяется приблизительно, по проходящим волнам. В самой южной части профиля (Мургаб — Зоркуль) поверхность M скоррелирована отражаю-

щими площадками и преломляющими границами с граничной скоростью 7,8 км/с.

Отдельные площадки, уверенно выделенные на сейсмологическом разрезе, экстраполированы в сплошные границы (M и K).

Первая модель была задана в виде двухслойной коры с нулевыми приближениями мощности $H_1=40$ км, $H_2=60$ км, $\Delta\sigma_1=0,2$ г/см³, $\Delta\sigma_2=0,25$ г/см³. Вычисленная кривая Δq оказалась близкой к региональному наблюдаемому полю.

Вторая модель была задана в виде четырехслойной коры с нулевыми приближениями мощности $H_1=10$, $H_2=20$, $H_3=40$, $H_4=60$ км, $\Delta\sigma_1=0,1$, $\Delta\sigma_2=0,15$, $\Delta\sigma_3=0,2$, $\Delta\sigma_4=0,25$ г/см³ соответственно.

Расчеты гравитационных эффектов также осуществлялись для вариантов с закрепленными и незакрепленными отрезками на границах. В обоих случаях получены близкие результаты.

Интерпретация гравитационного поля с помощью автоматизированной системы интерпретации гравиметрических данных (Булах, 1973) позволила построить гравитационные модели по нескольким профилям, пересекающим Памир и Южный Тянь-Шань в субмеридиональном направлении. Конечно, в данном случае опорными являлись профили ГСЗ Узген — Зоркуль, анализированные ранее (Юсупходжаев, Хасанов, 1977) и Коканд — Ишкашим (рис. 58, 59).

Известно, что однозначные решения трудно получить, если неизвестны априорные сведения или нулевые приближенные модели данного региона.

Наиболее погруженный участок границы Мохоровичича по профилю Коканд — Ишкашим приходится на Центральный Памир южнее Хорога (60—63 км).

К югу в сторону Ишкашима наблюдается подъем границы M до 56—57 км.

На Северном Памире граница M сначала постепенно, затем в районе Калайхумба резко поднимается до 45 км, что хорошо отражается на поведении аномалии силы тяжести. Наиболее приподнятые участки границы M (до 40 км) в разрезе наблюдаются на севере Гарма и на середине отрезка профиля между Калайхумбом и Гармом. Далее в сторону южного борта Ферганской долины глубина залегания границы M постепенно увеличивается до 47 км и она испытывает резкий подъем у южного борта депрессии. В пределах самой депрессии наблюдается ее спокойный характер. Граница Конрада (K) наиболее погружена на Центральном Памире, где мощность «базальтового» слоя составляет 21 км, а «гранитного» более 16 км. С приближением к Калайхумбу мощность обоих слоев сокращается. К этому участку приурочен глубинный разлом и отмечающиеся на графике поля силы тяжести градиентной зоны.

К северу от Гарма поверхность K ступенчато погружается, в результате чего мощность «базальтового» слоя сокращается до 10—15 км. При сравнении поведения границ K и M на всем протяжении профиля выявлено, что рельеф поверхности K на большей части плотностной модели значительно сложнее и ее глубина варьирует в широких пределах. Такая особенность поверхности «базальтового» слоя, по данным ГСЗ, ранее отмечена Л. С. Вейцман и др. (1957).

Местам резкого подъема или опускания границ слоев земной коры на плотностном разрезе соответствуют глубинные разломы, пересекающие земную кору.

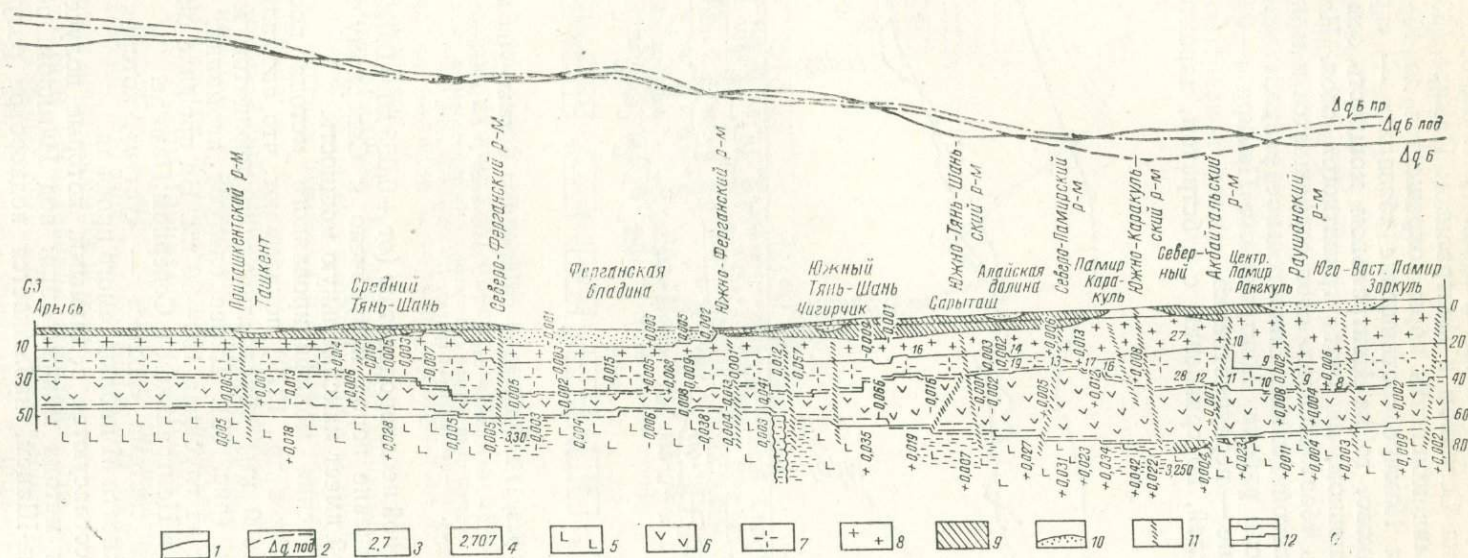


Рис. 58. Плотностный разрез земной коры по прсфилю Зоркуль—Ташкент (вариант 1980 г.)

1—наблюденная кривая, 2—подобранная кривая, 3—начальные (при расчетах) значения глотности, 4—годобранные плстности, 5—голкоровый слой, 6—базальтовый*, 7—диоритовый*, 8—гранитный*, 9—домезозойские осадочно-метаморфические вулканогенные комплексы, 10—осадочный слой, 11—глубинные разломы, 12—границы распределения первых приближений плотности.

Земная кора в пределах трассы профиля (рис. 58, 59) имеет наибольшую мощность на Северном и Центральном Памире (63—75 км). На Южном Тянь-Шане мощность коры сокращается до 45—50 км.

Если на Южном Памире соотношение «базальт» — «гранит» на всех участках одинаково, то на Центральном мощность земной коры увеличивается, в основном, за счет «гранитного» слоя. На Южном Тянь-Шане мощность «базальтового» слоя сокращается и минимальная отмечается в Ферганской долине. Значительное разуплотнение подкорового слоя отмечено в районе Центрального Памира ($-0,02$ г/см³). На Южном Тянь-Шане — переуплотнение.

«Базальтовый» слой, по сравнению с субстратом, характеризуется

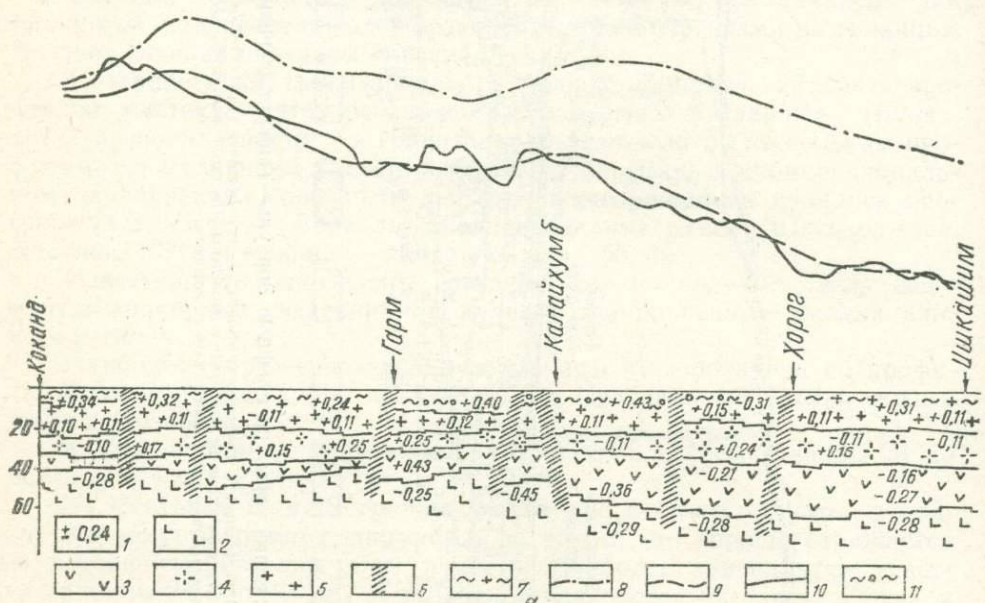


Рис. 59. Плотностный разрез земной коры по профилю Коканд—Ишкешим.

1—вариации избыточной плотности, 2—«подкоровый» слой, 3—«базальтовый», 4—«диоритовый», 5—«гранитный», 6—глубинные разломы, 7—гранито-гнейсовый комплекс, 8—решение прямой задачи, 9—подобранная кривая, 10—наблюдаемая кривая, 11—осадочный слой.

значительной плотностной неоднородностью (от $+0,065$ до $+0,012$ г/см³). Наибольшее переуплотнение пород приурочено к Северному Памиру, где «базальтовый» слой имеет максимальную мощность.

Результаты применения модифицированного метода последовательных вычитаний (Пак и др., 1979) показывают, что аномалии I порядка (шириной до 1000 км) обуславливаются дефицитом масс на глубинах 120—140 км (рис. 60). Далее следуют аномалии, создающиеся дефицитом масс на глубинах 100—80 км. На профиле они обнаружены в двух местах: в Центральном и Северном Памире.

Выше наблюдается система «полюс» — «уступ», которая расположена ближе к поверхности М наблюдаемого профиля.

Все эти расчеты согласуются с данными, которые получены в результате применения метода минимизации: под Памиром, по сравнению с Южным Тянь-Шанем, наблюдается подкоровое разуплотне-

ние. Оно начинается примерно в низах коры и продолжается вглубь дифференцированно до 120—140 км.

Полученные с помощью метода Ю. А. Зорина локальные изостатические аномалии (рис. 61) в общем отражают плотностные неоднородности низов коры и верхней мантии. Из этой картины видно, что гравитационное поле Памира характеризуется двумя мощными полосами отрицательных и положительных аномалий. Первая полоса положительных аномалий охватывает Алайскую долину и часть Северного Памира и имеет примерно один порядок интенсивности. Вторая полоса своеобразной формы. Восточная часть более умеренных отри-

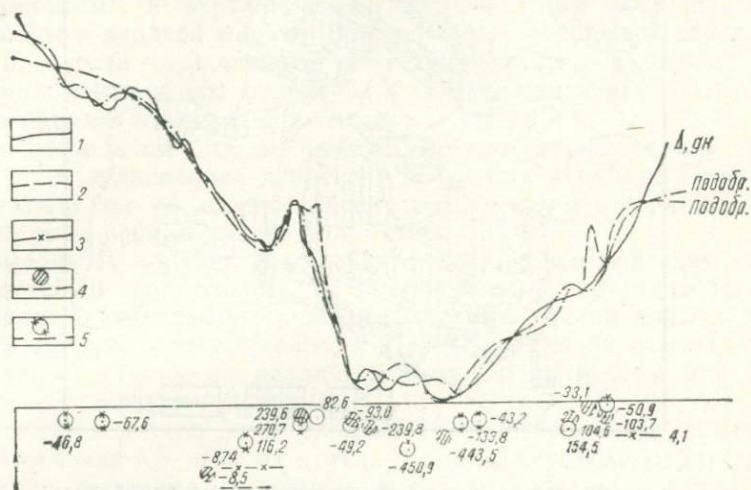


Рис. 60. Распределение гравитационных масс в виде „полюс+уступ“, характеризующее поведение аномалии силы тяжести вдоль профиля Чимкент—Коканд—Ишкашим.

1—наблюдаемая кривая, 2— Δg для 1 варианта, 3— Δg для 2 варианта, 4—1-ый вариант подбора, 5—2-ой вариант подбора.

цательных значений аномалий отделена от западной отрицательной полюсой субмеридионально простирающихся положительных аномалий, которая примерно совпадает с меридиональным Памиро-Гималайским разломом, на наличие которого указывали Б. А. Петрушевский и М. М. Крестников.

В Юго-Западном Памире до оз. Зоркуль наблюдается полоса сильных положительных аномалий. Нужно отметить, что многие сильные землетрясения отмечаются на стыке положительных и отрицательных аномалий.

Изучение корреляционной зависимости между тангенциальными напряжениями и вязкостью (Юсупходжаев, Мاستов, 1978) для земной коры участка профиля Узген — Зоркуль (рис. 62) показало наличие в низах коры (примерно на глубинах 40—45 и 70—80 км) волноводов. Вероятно, в этих интервалах породы находятся в упруго-вязком состоянии. Это еще раз подтверждает наличие менее плотных пород в низах коры Памирской зоны.

Результаты исследований показали, что на Памире граница K , как и M , наиболее погружена в центральной и юго-восточной частях. Эта зона пространственно совпадает с продолжением на север Тянь-

Шань-Гималайской депрессии, отмеченной А. Марусси, причем северная граница глубоко погруженной зоны совпадает с линией остаточных изостатических аномалий (рис. 61), которая по простираанию, в свою очередь, совпадает с Чаманским разломом.

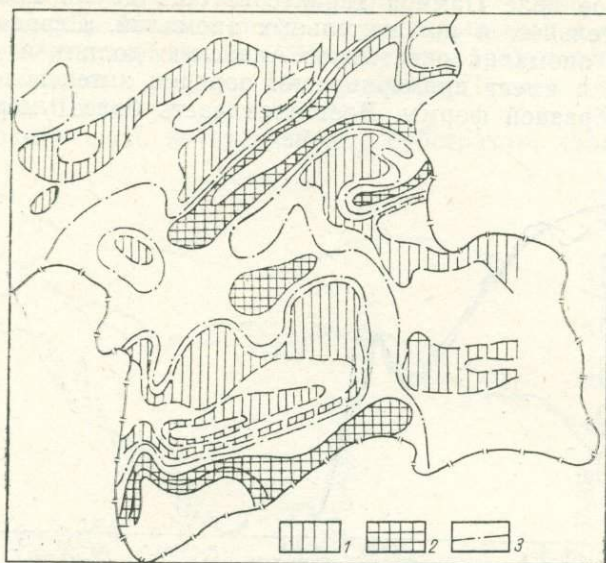


Рис. 61. Карта локальных изостатических аномалий.

1 — положительные изолинии, 2 — отрицательные, 3 — нулевые.

Поведение границы *М* в Западном Памире резко отличается от ее поведения в Восточном; в Западном она наиболее погружена к югу от Хорога — 63 км.

Между Восточным и Западным Памиром на рельефе *М* отмечается градиентная зона, которая примерно совпадает, во-первых, с полосой положительных изостатических аномалий и, во-вторых, с Памирской осью, указанной Б. А. Петрушевским и М. М. Крестниковым.

Плотность «базальтового» слоя неоднородна (от +0,065 до +0,012

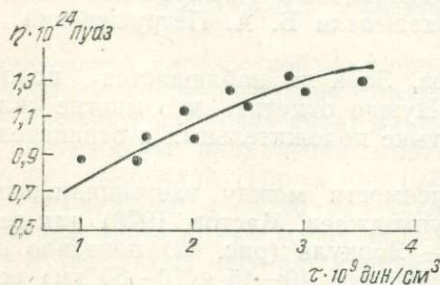


Рис. 62. Корреляционная связь между тангенсальными напряжениями τ и вязкостью η для земной коры участка профиля Узген—Зоркуль.

г/см³). На Памире наиболее переуплотненные породы приурочены к тому отрезку профиля, где «базальтовый» слой имеет максимальную мощность; на геологической карте это соответствует зоне широкого распространения диабазовых и, в меньшей степени, ультраосновных пород. Здесь отмечаются разломы, пересекающие земную кору и уходящие в

верхнюю мантию. Они, возможно, служили каналом для подтока магмы, что, видимо, и обусловило относительно высокую плотность в консолидированной коре.

По результатам подбора получены следующие значения плотности (г/см^3): для верхней мантии на Центральном и Юго-Восточном Памире — 3,253—3,255, а на Северном — 3,277; для «базальтового» слоя соответственно 3,004 и 3,001; для «диоритового» подслоя — 2,806 и 2,803, «гранитно-гнейсового» — 2,711 и 2,762.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Поле силы тяжести Памиро-Тяньшаньского региона связано с горизонтальными и вертикальными плотностными неоднородностями земной коры и верхней мантии. Это вариации мощностей слоев земной коры и плотности подкорового вещества, петрографическая зональность фундамента и его рельеф и, наконец, изменение физико-геологических параметров осадочного чехла.

В региональном плане всему Памиро-Тяньшаньскому региону соответствует грандиозная депрессия с центром в районе Памира. Все исследователи эту аномалию относят к аномалиям I порядка. Протяженность ее — первые тысячи километров.

Аномалии II порядка соответствуют обширным участкам складчатых областей. В свою очередь, на фоне аномалий II порядка выделяют ся аномалии, связанные с крупными блоками земной коры.

2. Граница между аномалиями II и III порядков отмечаются гравитационными ступенями различной интенсивности, а в плотностных разрезах — глубинными разломами.

3. Разрезы земной коры альпийской и герцинских складчатых структур отличаются друг от друга. Границы перехода одних складчатых структур в другие приурочены к активизированным зонам, проявляющимся в плотностном разрезе резким изменением параметров, а на графике аномалий Буге — градиентной зоной.

4. Основным фактором, определяющим поведение регионального поля силы тяжести, являются поверхность Мохоровичича и, частично, рельеф «базальтового» поля.

5. Земной коре и верхней мантии в пределах исследуемого района соответствуют горизонтальные и вертикальные плотностные неоднородности. Для Памира и Тянь-Шаня в целом отмечается разуплотнение верхней мантии.

Участки переуплотнения приурочены к опущенным блокам, разуплотнения — к приподнятым.

6. Граница Мохоровичича наибольшую глубину имеет под Северным Памиром (мощность земной коры здесь 63—75 км) (рис. 59).

В пределах горных сооружений мощность земной коры увеличивается.

7. В результате анализа трансформированных карт выявлены изменения плотности в глубоких слоях земной коры и верхней мантии. Среди локальных гравитационных аномалий отмечаются интенсивные линейные аномалии, связанные, очевидно, со сквозными зонами нарушений меридионального простираения. В горных и равнинных областях характер локальных аномалий различный.

При высоте пересчета $H=50$ км Памиро-Тяньшаньский регион выделяется как единая интенсивная гравитационная «депрессия» и заметно отделяется от более плавного поля Туранской плиты. Карты

регионального поля $H=50$ км указывают на латеральные плотностные неоднородности в глубоких слоях недр Памира и Тянь-Шаня.

Структура магнитного поля и его истолкование

После проведения Г. И. Бослером с соавторами аэромагнитной съемки на Памире стало возможно изучение основных закономерностей распределения мантийных аномалий восточной части Средней Азии.

Карта аномального магнитного поля ΔT , составленная Г. И. Бослером и Е. С. Орловым (1975) для южной части Южного Тянь-Шаня

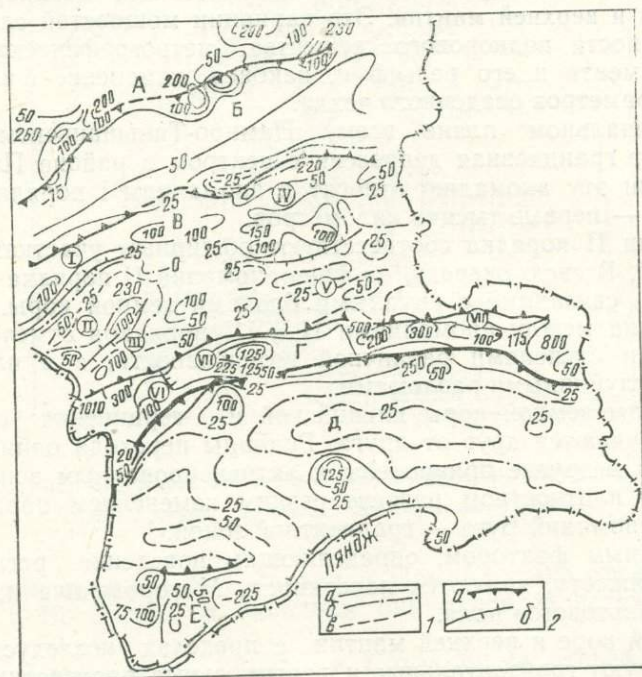


Рис. 63. Карта аномального магнитного поля Памира с элементами районирования (по Г. И. Бослеру и др., 1978).

1—изолинии ΔT , в гаммах: а—положительные, б—нулевые, в—отрицательные; 2—границы магнитных аномалий; а—зон, б—подзон; зоны магнитного поля: А—Северная, Б—Алайская, В—Ванч-Каракульская, Г—Центральная, Д—Юго-Восточная, Е—Южная; I—VIII—подзоны магнитного поля.

и Памира, более четко картирует элементы тектоники указанных территорий (рис. 63). На ней Южно-Тяньшаньская зона выделяется мозаичным строением слабо вытянутых в субширотном направлении положительных аномалий интенсивностью 50—200 гамм. Алайская долина отличается слабым положительным полем интенсивностью 50 гамм субширотного простираения. К югу расположено наиболее дифференцированное поле аномалий ΔT и в плане соответствующее Северо-Памирской зоне. Здесь наблюдаются отрицательные аномалии интенсивностью 250 гамм, последние, в основном, наблюдаются в приразломных зонах. В западной и восточной частях Северо-Памирской зоны наблюдается большое количество положительных и отрицатель-

ных магнитных аномалий. Центральная часть из-за больших высот рельефа аэромагнитной съемкой не покрыта. Магнитные аномалии западной части (Бослер и др., 1978) связывают с магнитными разностями интрузивных пород и эффузивами спилит-кератофировой формации (100—150 гамм), линейно вытянутыми интрузиями гипербазитов (330 гамм) и интрузиями диоритов (50—200 гамм).

Магнитные аномалии восточной части указанные исследователи обуславливают эффузивами спилит-кератофировой и диабаз-кератофировой формациями (100—280 гамм). В Центральном Памире наблюдаются положительные аномалии высокой интенсивности, что соответствует интрузивным породам.

В районе Андербага наблюдается интенсивная положительная аномалия, связанная с крутопадающими ультраосновными породами. К югу от Центрально-Памирской зоны положительных аномалий расположена зона умеренных отрицательных аномалий, связанная с практически немагнитным комплексом. Только на самом окончании Юго-Западного Памира наблюдаются умеренные положительные аномалии, по-видимому, объясняющиеся преобладанием гранитоидов более основного состава.

Как видно из изложенного, карта аномального магнитного поля Памира, с одной стороны, позволяет увидеть основные закономерности распределения магнитных аномалий, с другой может служить материалом при изучении строения земной коры исследуемой территории.

Проблема использования магнитного поля для изучения глубинного строения земной коры очень сложна из-за гипотетичности многих вопросов, касающихся природы самого магнитного поля.

Проведенные по территории Советского Союза государственные аэромагнитные и гравиметрические съемки и их анализ показали, что они находятся в строгом соотношении между собой (Симоненко, 1963). Соответствие особенностей поля Δ и Δg позволило объяснить природу наблюдаемых региональных гравитационных и магнитных аномалий. Обычно они связываются с геологическими объектами верхнего магнитоактивного этажа земной коры.

За нормальное магнитное поле (как и нормальное гравитационное) принимают физическое поле всей Земли. Наблюдаемое на поверхности Земли магнитное поле принято делить на несколько слагаемых (Симоненко, 1962):

$$T = T_0 + T_m + T_p + T_l + T_{\text{вн}},$$

где T_0 — поле однородного намагничивания земного шара (динальное),

T_m — поле, вызванное неоднородностью глубоких слоев земного шара (нединальное), или поле „материковых“ аномалий,

T_p и T_l — поля региональных и локальных аномалий,

$T_{\text{вн}}$ — поле, связанное с внешними причинами.

Сумма $T_0 + T_m$ принимается за нормальное поле (T_n) и используется при вычислении магнитных аномалий (ΔT_n). Материковые аномалии обусловлены глубинными физическими процессами, происходящими внутри Земли, и непосредственно с глубинным строением земной коры не связаны.

Разность наблюдаемого и нормального значения магнитного поля дает аномалию, обусловленную магнитными неоднородностями литосферы.

Региональные аномалии вызываются в основном глубокими слоями земной коры и охватывают значительные площади. Локальные или местные аномалии связаны с неглубоко залегающими объектами и охватывают небольшие площади.

Граница между региональными и локальными аномалиями условная. За региональные можно принимать аномалии, поперечные размеры которых исчисляются десятками или сотнями километров. Мы наблюдаем три такие региональные магнитные аномалии: Северо-, Центрально- и Южно-Памирскую (рис. 63). Две первые изрезаны локальными аномалиями одного знака.

Наиболее интенсивна и выдержана полоса положительных магнитных аномалий, совпадающая с контурами зоны Центрального Памира. Она, имея ширину 40—45 км, протягивается на 350—400 км с востока на запад от района Рангуля до устья р. Язгулем и прослеживается далее в Афганистане.

Среди исследователей магнитного поля Земли относительно источников региональных магнитных аномалий существуют различные точки зрения. По мнению большинства, источником их является «гранитный» слой. На роль «базальтового» слоя в создании региональных магнитных аномалий имеются две противоположные точки зрения. По мнению одних (Симоненко, 1962), этот слой не участвует в создании региональных магнитных аномалий, либо участвует только его самая верхняя часть. Другие (Крутиховская и др., 1976), считая «базальтовый» слой магнитоактивным, принимают его за источник региональных магнитных аномалий. По мнению некоторых исследователей магнитная активность верхних слоев Земли распространяется до глубин 100—200 км.

Одна из основных причин такого различного толкования природы региональных магнитных аномалий, как указывает К. Ф. Тяпкин, — по-видимому, отсутствие достоверных данных о геотермическом режиме Земли.

Таким образом, природа региональных магнитных аномалий еще окончательно не выяснена и в этой связи определенный интерес представляют данные З. А. Крутиховской о средневзвешенном значении намагниченности «гранитного» слоя земной коры, равном $0,3 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС с колебаниями в отдельных блоках от 0,1 до $0,6 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС, и средней намагниченности нижней части коры («базальтового» слоя) $2 \div 4 \cdot 10^{-3}$ ед. СГС.

Строение верхней части коры по результатам интерпретации аэромагнитных данных изучено Таджикским геологическим управлением (рис. 64). Показано распределение магнитного поля в вертикальной плоскости вдоль профиля Гарм — Андербаг — Вадж — Ишкашим. Этот профиль расположен параллельно и близко (на расстоянии 5—8 км) к профилю ГСЗ, в основном вкрест простирания магнитных аномалий.

Изолированность изучаемых положительных магнитных аномалий вдоль профиля дала возможность оценить нижнюю кромку магнитоактивного тела (Страхов, Лапи, 1969) путем построения распределения ΔT_a в вертикальной плоскости вдоль профиля. При этом применен метод вариации Б. А. Андреева.

Аномалии ΔT_a на отрезке профиля Гарм — Рушан создаются сложнопостроенными телами, залегающими в основном на глубинах 2—5 км (рис. 64). Южнее Гарма (на расстоянии 25 км) наблюдаются

аномалии ΔT_a интенсивностью 180 гамм, которые связаны с крутопадающим телом шириной 5—7 км в поперечнике. К югу от него на расстоянии 10—12 км расположено еще одно магнитоактивное тело. Верхняя кромка обоих тел находится на глубине 2—3 км.

Самая крупная аномалия — Андербагская, приуроченная к зоне Ванч-Акбайтальского разлома в Центральном Памире. Она связана с габброидными породами, выходящими на поверхность в виде Ванчского интрузива, несущего титано-магнетитовое оруденение. Ширина этой аномалии в поперечнике до 4 км, протяженность — 15—17. Нижняя

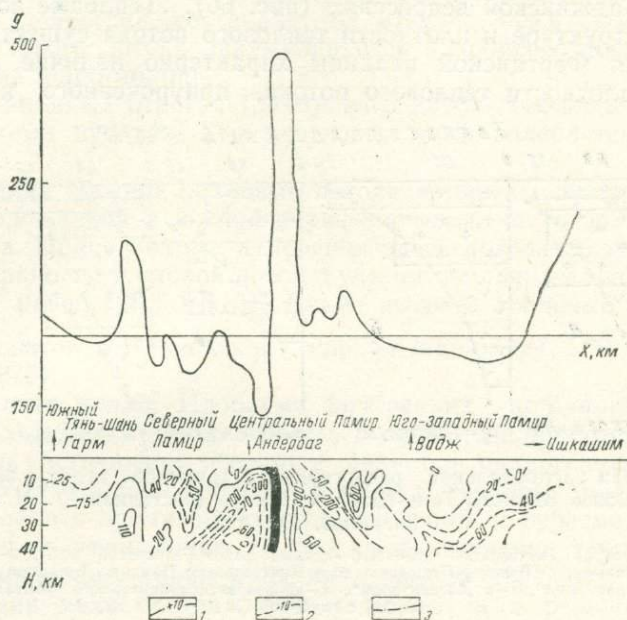


Рис. 64. Распределение магнитного поля по вертикали на отрезке профиля Гарм — Хорог — Ишкашим.

1 — положительные изолинии, 2 — отрицательные, 3 — нулевые.

кромка Андербагского магнитоактивного тела находится на глубине 4÷5 км.

На середине отрезка Андербаг — Вадж наблюдается еще одно аномалеобразующее тело. Верхняя кромка этого объекта находится примерно на глубине 3—4 км. На фоне отрицательных аномалий ΔT_a Юго-Западного Памира интенсивность его сильно занижена.

Таким образом, интерпретация аэромагнитных данных показывает, что аномалии ΔT_a хорошо коррелируются с блоковым строением верхней части земной коры и геологической неоднородностью исследуемого региона.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ТЕПЛОВАЯ ЭНЕРГЕТИКА КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В связи с глубинным изучением земной коры и верхней мантии все большее значение приобретают сведения о температурах в тектоносфере. Непосредственное измерение температур на территории Сред-

ней Азии ограничивается глубинами скважин, которые в редких случаях достигают 5—6 км. Данные о температурах на больших глубинах могут быть получены лишь расчетным путем на базе сведений о тепловых потоках, распределении ядерных источников тепла в земной коре, теплофизических параметрах горных пород.

Плотность теплового потока. Этот параметр в пределах Южного Тянь-Шаня и Памира определяется сравнительно недавно, в основном благодаря работам ИГиГ АН УзССР. Измерения теплового потока выполнены здесь в 58 пунктах, расположенных главным образом в Ферганской и Таджикской депрессиях (рис. 66). Тепловые поля этих депрессий по структуре и плотности теплового потока существенно различаются. Для Ферганской впадины характерно наличие центрального минимума плотности теплового потока, приуроченного к области ин-

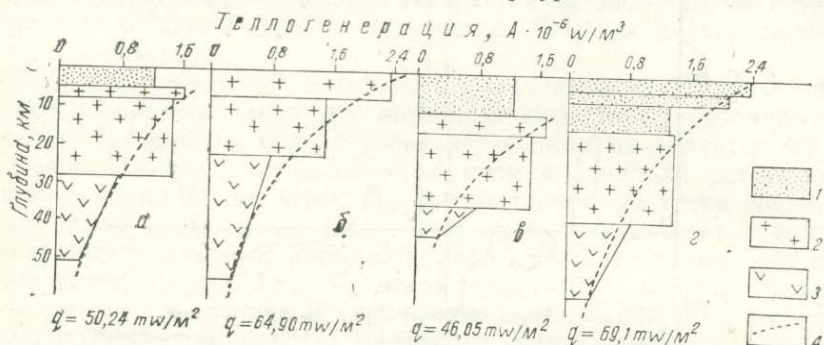


Рис. 65. Модели распределения радиогенных источников тепла в земной коре для некоторых районов Южного Тянь-Шаня и Памира (составили Ю. Н. Зуев, А. А. Поликарпов, 1979 г.).

а—юго-западные отроги Гиссарского хребта, б—южный район Гиссарской зоны, в—южная часть Сурхандарьинской впадины, г—Рушано-Пшартская зона Центрального Памира. Теплогенерация: 1—в осадочном слое, 2—в «гранитном», 3—в «базальтовом». 4—кривая экспоненциального убывания теплогенерации с глубиной.

тенсивного прогибания и осадконакопления, где этими процессами аккумулируется около 23% глубинного теплового потока. В северо-западной части впадины этот минимум осложнен Адрасмано-Чустской аномалией теплового потока, простирающейся с юго-запада на северо-восток на расстояние около 180 км. Средняя ширина ее 35—40 км. При фоновом значении теплового потока для впадины 62 мВт/м² в наиболее горячей точке этой аномалии плотность кондуктивного теплового потока достигает 207 мВт/м². Пространственно и генетически эта термоаномальная зона связана с Северо-Ферганским глубинным разломом.

Зона Южно-Ферганского глубинного разлома в тепловом поле региона не проявляется.

В пределах низких и высоких предгорий Туркестано-Алайской горной системы тепловой поток колеблется от 50,6 до 62,8 мВт/м².

В Таджикской депрессии поле теплового потока имеет иное строение: оно мозаичное и дифференцированное. Низкие тепловые потоки здесь отмечаются в Вахшской синклинальной зоне и в тех районах Предпамирского прогиба, где отсутствуют проявления соляной тектоники. Такие же потоки тепла (51 мВт/м²) отмечены в южной части Бабатагского поднятия. В Предгиссарском прогибе тепловой поток увеличивается с востока на запад, достигая наибольших значений (100,4

мВт/м²) в районе Каратагского поперечного поднятия и антиклинали Шаамбары. Каратаг-Шаамбаринская аномалия теплового потока тяготеет к зоне Южно-Гиссарского глубинного разлома.

В Сурхандарьинской мегасинклинали примечательным элементом теплового поля является Боянгора-Майданская термоаномальная зона, где в районе антиклинали Боянгора плотность теплового потока достигает 100,5 мВт/м². Эта зона пространственно и генетически связана с Келиф-Ширабадским глубинным разломом.

Среднее значение, наблюдаемое на поверхности теплового потока Таджикской депрессии, составляет 62 мВт/м². Здесь около 18% глубинного теплового потока аккумулируется в процессе новейшего осадконакопления и прогибания.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта тепловой поток определяется в семи пунктах. Его плотность здесь колеблется от 54,4 до 87,7 мВт/м².

В пределах Памира тепловые потоки измерены лишь на площади Икар, расположенной в южной периферической части зоны Центрального Памира. Прецизионные измерения здесь показали, что наблюдаемый на поверхности тепловой поток с учетом различных редуций (верхний предел) равен 128,7 мВт/м². Такие высокие тепловые потоки чаще

всего встречаются в Альпийской зоне складчатости (V. Čermak and L. Rubach, 1979).

Радиогенное тепло. Проблема внутренних источников тепла — одна из важнейших и дискуссионных в современной геотермии. Среди стационарных источников основным является радиогенный, которому еще недавно отводилась решающая роль в тепловом балансе земной коры. В последнее время наметилась тенденция к пересмотру этой роли в сторону ее уменьшения. В этой связи изучение закономерностей распределения урана, тория и калия в земной коре, определение их теплогенерации является важнейшим моментом в решении вопросов энергетического баланса, расчетов геотермических моделей и глубинных температур.

В пределах Южного Тянь-Шаня и Памира успешному решению этих задач способствует наличие около 50 трубок взрыва и даек щелочных базальтоидов, содержащих включения глубинных пород, выходы на дневную поверхность архей-протерозойских метаморфических пород, слагающих складчатое основание альпийского и герцинского геосинклинальных поясов, отдельные блоки которых высоко приподняты и эродированы до низов «гранитного» слоя. Среди щелочных базальтоидов Южного Тянь-Шаня и Памира встречаются обломки различных пород, имеющих отчетливо выраженную ксеногенную природу. По данным петролого-геохимических исследований, эти обломки захвачены с различных уровней земной коры и подкорового субстрата (Баратов и др., 1972; Мушкин, 1975; Дмитриев, 1975).

Прецизионные анализы проб, отобранных И. В. Мушкиным из центральных частей ксенолитов, показали, что в подкоровых нодулях, представленных лерцолитами, гарцбургитами и шпинелевыми пироксенитами, среднее содержание урана составляет 0,14 г/т, тория — 0,3 г/т и калия — 0,15%. При средней плотности этих пород 3,2 г/см³ их удельная тепловая генерация колеблется в пределах 0,042—0,084 · 10⁻⁶ Вт/м³. При этом у лерцолитов она вдвое меньше, чем у пироксенитов и на порядок меньше, чем у базальтоидных куммулятов.

На Памире в составе подкоровых пород преобладают ксианитовые эклогиты. Их теплогенерация, рассчитанная по данным анализов (Акимов и др., 1971), колеблется в пределах 0,12—0,38 А*, т. е. больше, чем в подкоровом субстрате Южного Тянь-Шаня.

К слою «базальта» можно отнести ксенолиты гранат-пироксеновых сланцев и эклогитизированных гранулитов. Если первые по петрохимическим особенностям и удельной теплогенерации, равной 0,3 А, можно отнести к низам слоя «базальта», то вторые с теплогенерацией 0,72 А — к более верхним горизонтам.

Низы «гранитного» слоя выходят на дневную поверхность в ряде районов Южного Тянь-Шаня и Юго-Западного Памира. В пределах Южного Тянь-Шаня в радиотермическом отношении они изучены хорошо благодаря анализам, проведенным А. В. Покровским, и данным наземной и аэро-гамма-спектрометрии. Средняя удельная теплогенерация докембрийских пород Южного Тянь-Шаня составляет 1,46 А. Аналогичные значения теплогенерации таких же пород получены в районе Колар Индийского щита (R. V. M. Roa, G. V. Roa, Hari Nagain, 1975). Нижне-среднепалеозойские породы характеризуются теплогенерацией того же порядка.

Осадочный и верхи слоя «гранита» охарактеризованы большим количеством данных по содержанию в породах урана, тория и калия. Это позволяет определить теплогенерацию пород в основных структурно-формационных зонах Южного Тянь-Шаня. В Зарафшано-Алайской зоне среднее удельное тепловыделение осадочно-метаморфических пород составляет 1,46 А, гранитоидных — 1,88 А; в Зарафшано-Туркестанской — соответственно 1,34 и 1,80 А; в Северо-Букантауской — 1,30 и 1,92 А; в Южно-Букантауской — 1,13 и 1,88 А; в Карачатырской — 1,21 и 1,80 А.

В пределах верхней части «гранитного» слоя во многих зонах Южного Тянь-Шаня и Памира размещены гранитоидные тела разных поколений, характеризующиеся различной теплогенерацией. Большое количество данных по концентрации в них радиоэлементов позволило условно разделить эти породы по тепловыделению на три группы: высокотеплотворные с удельным тепловыделением более 1,26 А; нормальнотеплотворные — 0,83—1,26 А; низкотеплотворные — менее 0,83 А. Осадочные породы позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя, заканчивающего разрез земной коры, характеризуются удельным тепловыделением пород от 0,84 до 1,67 А.

На примере распределения теплогенерации радиоактивных элементов в земной коре различных регионов Тянь-Шаня мы убеждаемся, что с равной степенью погрешности можно аппроксимировать $A(Z)$ как линейной функцией, так и экспонентой. Но экспоненциальное убывание теплогенерации принято многими исследователями и наиболее приемлемо с точки зрения геохимии (Кутас, 1976), поэтому и мы будем считать, что теплогенерация стационарных радиогенных источников убывает по закону

$$A(z) = A_0 \exp(\bar{x}Kz),$$

здесь A — теплогенерация в точке $Z=0$, т. е. на поверхности земли. Тепловой поток, создаваемый рассеянными источниками, будет равен (Любимова и др., 1973)

* $A = 10^{-6}$ Вт/м³.

$$q_0 = \frac{1}{R^2} \int_R^{R-d} A(z) z^2 dz,$$

где q_0 — тепловой поток на поверхности,

R — радиус Земли,

d — глубина до верхней границы ядра,

z — координата глубины, $z = R - h$ где h — глубина точки.

Решение интеграла при $A(z) = A_0 \exp(-Kz)$ имеет вид

$$q_0 = \frac{A_0}{r^2 K} \left\{ e^{-Kz} \left(r^2 - \frac{2r}{K} + \frac{2}{K^2} \right) - e^{-K(r-d)} \left[(r-d)^2 - \frac{2(r-d)}{K} + \frac{2}{K^2} \right] \right\}$$

Заметим, что $e^{-K(r-d)}$ — величина исчезающе малая. Действительно, $K = 0,0n \text{ км}^{-1}$ (из опыта определений по Средней Азии) и $r-d|_{z=0} = R-d = 3470 \text{ км}$.

Таким образом, $K(r-d) \approx -34n$ и $\exp(-34) \rightarrow 0$. Учитывая это, перепишем полученное уравнение в виде:

$$q_0 = \frac{e^{-Kr}}{r^2 K} \left[r^2 - \frac{2}{K} \left(r - \frac{1}{K} \right) \right].$$

В пределах мощности земной коры удобнее пользоваться еще более упрощенной формулой. Плотность теплового потока, вычисленная по ней, отличается от вычисленной по предыдущей формуле на 3—5%:

$$q_0 = \frac{1}{K} A_0 \exp(-Kh).$$

Здесь h — глубина точки, в которой определяется радиогенный тепловой поток от поверхности земли.

Коэффициент K целесообразно определять методом наименьших квадратов. Таким образом вычислены кривые распределения теплогенерации с глубиной для разных районов Южного Тянь-Шаня и Памира (рис. 65).

Данные по радиотермии, глубинному строению и геологии позволили построить для тектонотипных областей Южного Тянь-Шаня и Центрального Памира радиотермические модели (рис. 65). При рассмотрении этих моделей становится очевидным, что наибольшая доля теплового потока, формирующегося в земной коре, приходится на «гранитный» слой — 13,8—46,0 мВт/м². Наибольшие его значения характерны для тех зон, которые подверглись максимальному числу циклов тектоно-магматической активизации, где земная кора оказалась наиболее зрелой в процессе развития.

Второе место по величине генерации радиогенного тепла занимает осадочный слой. Это становится ощутимее лишь в тех районах, где его мощность составляет не менее 10 км.

Слой «базальта», хотя и превышает по мощности «гранитный», никогда не генерирует тепла больше, чем последний (рис. 65). Из вышеизложенного напрашивается вывод, что на основании фактического материала по Тянь-Шаню и Памиру радиогенный источник тепла играет существенную роль в создании стационарного теплового потока в земной коре.

При вычислении температур в литосфере использовались экспериментальные данные о глубинном тепловом потоке, теплопроводности горных пород и радиогенные модели соответствующих регионов. Ста-

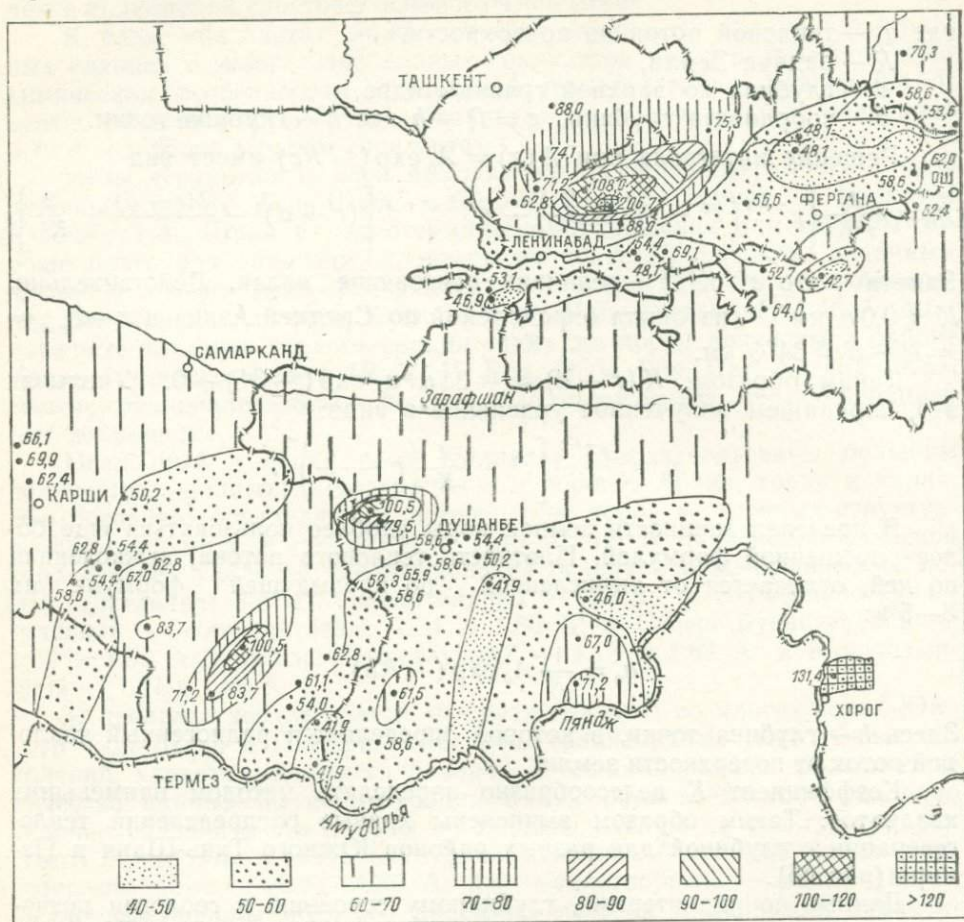


Рис. 66. Схема распределения плотности теплового потока на территории Южного Тянь-Шаня и Памира (q , мВт/м²). Составили Ю. Н. Зуев, А. А. Поликарпов, 1979.

ционарное распределение температуры с глубиной находится из выражения (Тихонов, 1937)

$$T_n = T_{n-1} + \frac{\Delta z}{\lambda_{n-1}} \left(q_{n-1} - \frac{1}{2} A_{n-1} \Delta z \right),$$

где T_n и T_{n-1} — температура на нижней границе n -го и $n-1$ -го слоя соответственно,

λ_{n-1} — теплопроводность $n-1$ -го слоя,

Δz — мощность слоев (шаг вычисления температуры по вертикали),

q_{n-1} — тепловой поток через нижнюю границу $n-1$ -го слоя,

A_{n-1} — радиогенная теплогенерация в $n-1$ -ом слое.

Как известно, теплопроводность меняется в зависимости от температуры. Чтобы определить теплопроводность при заданной температуре, экспериментальные данные подставляли в следующие формулы (Кутас, Гордиенко, 1971):

для осадочных пород в интервале 20—250°C

$$\lambda_t = \lambda_{20} - (\lambda_{20} - 3,3) \left[\exp \left(0,725 \frac{t - 20}{t + 130} \right) - 1 \right];$$

для кристаллических пород в интервале 20—700°C

$$\lambda_t = \lambda_{20} - (\lambda_{20} - 4,8) \left[\exp \left(0,725 \frac{t - 20}{t + 130} \right) - 1 \right],$$

где λ_{20} — теплопроводность породы при 20°C.

Теплопроводность слоя «базальта», где температура, как правило, превышает 500°C, резко возрастает за счет лучистой составляющей, с учетом которой выражение для λ_t при температурах 500—1400°C имеет следующий вид (Смыслов, Монсеенко, Чадович, 1979):

$$\lambda_t = 3,8 - 6,0 \cdot 10^{-3} t + 4,0 \cdot 10^{-6} t^2.$$

Температурное поле — одна из фундаментальных характеристик теплового состояния литосферы. Аналитические исследования температурного поля сводятся к изучению пространственно-временных изменений температуры, т. е. к решению уравнений, в общем виде представляющих собой следующее выражение:

$$T = f(x, y, z, t),$$

где T — температура в точке x, y, z в момент времени t .

Таким образом, температурное поле — совокупность значений температуры во всех точках изучаемого пространства для каждого момента времени. Если тепловой режим является установившимся, то температура в каждой точке с течением времени остается неизменной $\frac{\partial T}{\partial t} = 0$, а температурное поле — стационарным.

Отсчет температуры в земной коре ведется с температуры «на нейтральном слое». Она рассчитывалась нами по данным измерения температур на глубинах 1,6—3,2 м от поверхности Земли. При расчете температур использованы результаты многолетних наблюдений в 330 пунктах опорной сети метеостанций, расположенных на территории Средней Азии. В расчетах применялась эмпирическая формула, предложенная Н. М. Бондаренко, Ж. С. Садыковым. Результаты показали, что температура на нейтральном слое в пределах Средней Азии колеблется от +21 до -6°C (рис. 67). Ее величина определяется географической широтой и высотой пункта над уровнем моря. Эта температура увеличивается с севера на юг на равнинах 1°C на 100 км, а в горах — 1°C на 3—25 км. Глубина залегания этого слоя колеблется в пределах 16—90 м. В высокогорных областях Южного Тянь-Шаня и Памира широко распространены вечномерзлые породы, которые достигают этого состояния на Тянь-Шане на высоте около 3,5 км, а на Памире — 4 км над уровнем моря. Мощность толщ вечномерзлых пород на Памире достигает 800 м, а их температур — 10°C.

Температурное поле на глубине 1000 м ниже уровня моря в наибольшей мере охарактеризовано данными измерений в скважинах. Тем-

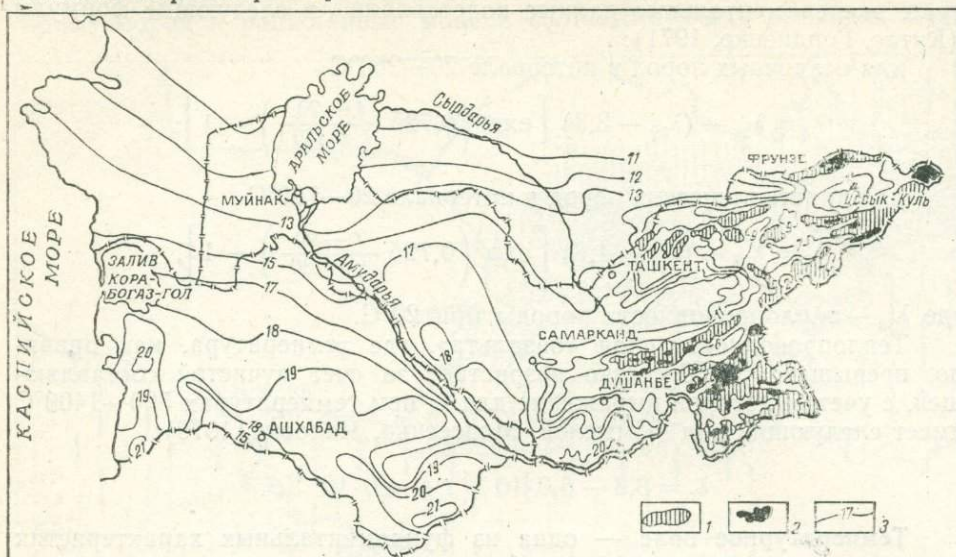


Рис. 67. Карта распределения температур на „нейтральном“ слое в пределах Средней Азии (составил Ю. Н. Зуев, 1979).

Области распространения: 1—вечномерзлых пород, 2—ледников, 3—изотермы.

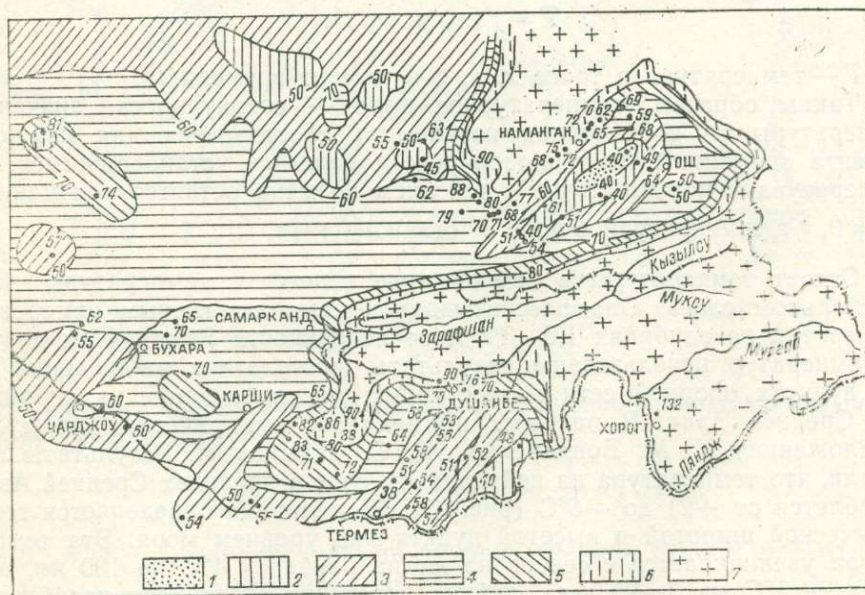


Рис. 68. Карта распространения температур на глубине 1000 м ниже уровня моря в пределах Средней Азии (составил Ю. Н. Зуев, 1979). Зоны с температурным полем:

1—30–40°C, 2—40–50, 3—50–60, 4—60–70, 5—70–80, 6—80–90, 7—90 и более.

пература на этом срезе в пределах рассматриваемых регионов изменяется от 50 до 140°C. Минимальные температуры (40°C) отмечаются

в Предпамирском прогибе и в Ферганской впадине, а максимальные (140°C) — на Памире (рис. 68).

Температурные поля на глубинах 10, 20, 30, 50 км рассчитывались по методике, изложенной выше, по профилям ГСЗ, а также в отдельных пунктах. На основании полученных глубинных термограмм составлены схемы распределения температур на этих глубинах и геолого-

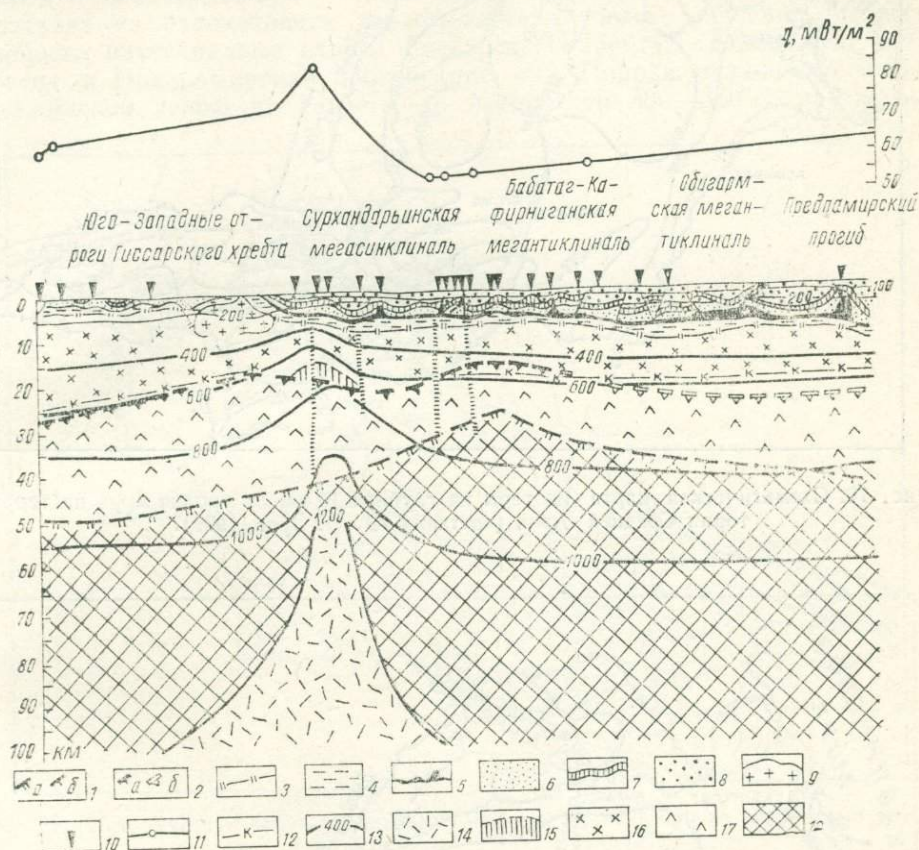


Рис. 69. Геолого-геотермический профиль через Афгано-Таджикскую впадину, юго-западные отроги Гиссарского хребта (составил Ю. Н. Зувев, 1979).

Линия поверхности 1—М (а—уверенная, б—предполагаемая), 2—К, 3—допалеозойского складчатого основания, 4—палеозойско-нижнемезозойские отложения, 5—эвапоритовая формация юры, отложения: 6—мела, 7—палеогена, 8—неогена и антропогена, 9—гранитоиды, 10—пункты проведения геотермических исследований, 11—кривая изменения плотности теплового потока, 12—глубина залегания температуры Юри, 13—изотермы, 14—астеносферный диапир, 15—зона возможной гранитизации в коре, 16—гранито-гнейсовый* слой, 17—гранулит-базитовый*, 18—подкорковый субстрат.

геотермический профиль (рис. 69). Схемы распределения температур на разных глубинах имеют приближенный характер, они отражают лишь общие закономерности температурных полей.

Температурное поле на глубине 10 км колеблется в широких пределах: в Туранской плите — $200\text{--}300^{\circ}\text{C}$, в орогенных областях — $250\text{--}600$ (рис. 70). Экстремальные температуры в последних приурочены к зонам некоторых глубинных разломов. Эта закономерность сохраняется и на глубине 20 км, на Памире температура достигает 800°C , а в Южном Тянь-Шане — $600\text{--}900$ (рис. 71). На глубине 50 км

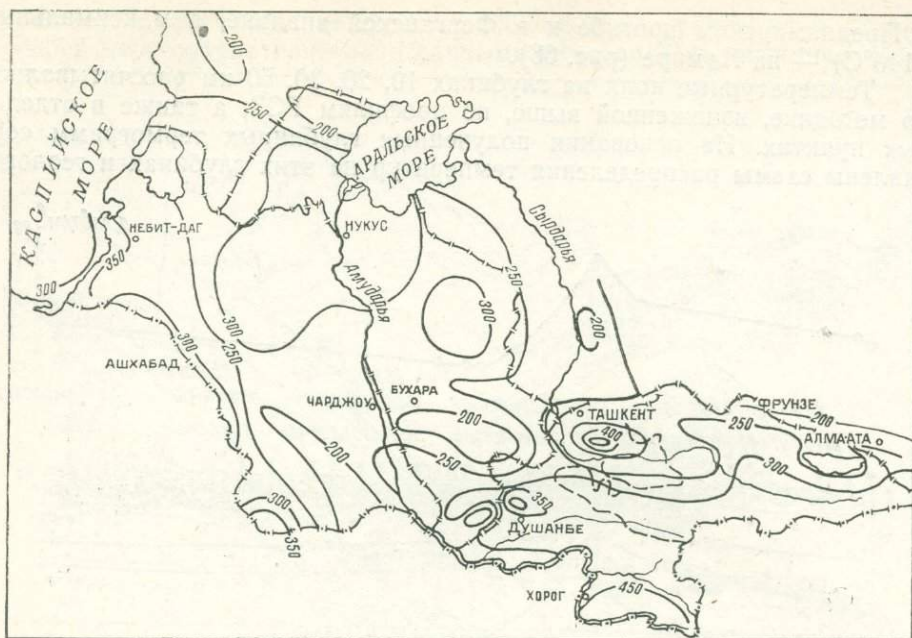


Рис. 70. Схематическая карта изотерм на глубине 10 км от уровня моря на территории Средней Азии (составил Ю. Н. Зуев, 1979).

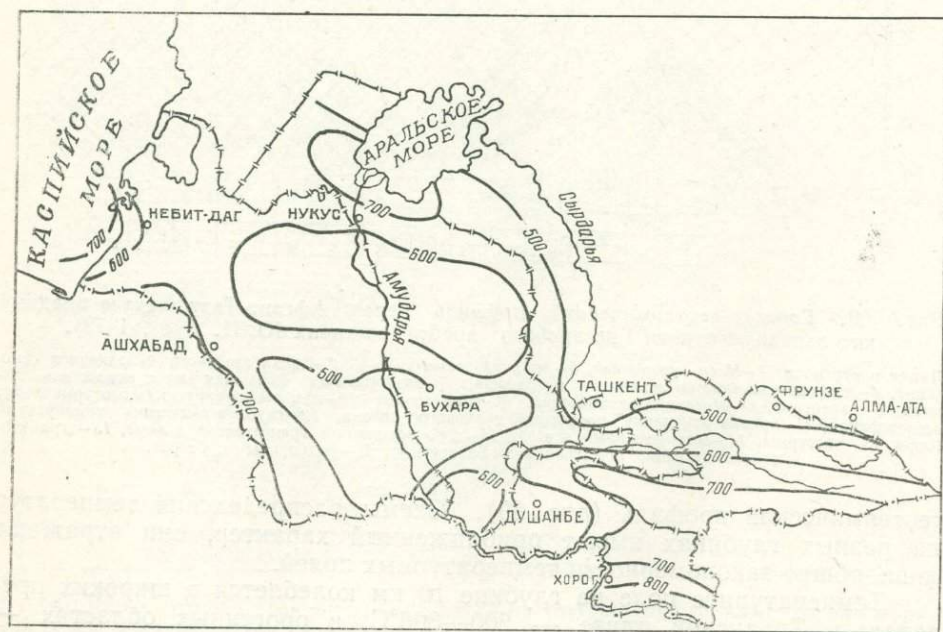


Рис. 71. Схематическая карта изотерм на глубине 20 км от уровня моря на территории Средней Азии (составил Ю. Н. Зуев, 1979).

различия температур между Туранской плитой и орогеном увеличиваются, достигая 400°C . Если в Южном Тянь-Шане и на Памире температура на этой глубине составляет $900\text{--}1200^{\circ}\text{C}$, то в пределах Туранской плиты — $700\text{--}800$. Эти вариации температур превышают те, которые возможны при вычислении, в связи с чем уверенно делается вывод о неизотермичности основных границ земной коры. Это четко вытекает из рассмотрения геолого-геотермического профиля, пересекающего юго-западные отроги Гиссарского хребта, Таджикскую депрессию и Предпамирский прогиб (рис. 69). Породы осадочного чехла Таджикской депрессии нагреты до температур $300\text{--}350^{\circ}\text{C}$, при кото-

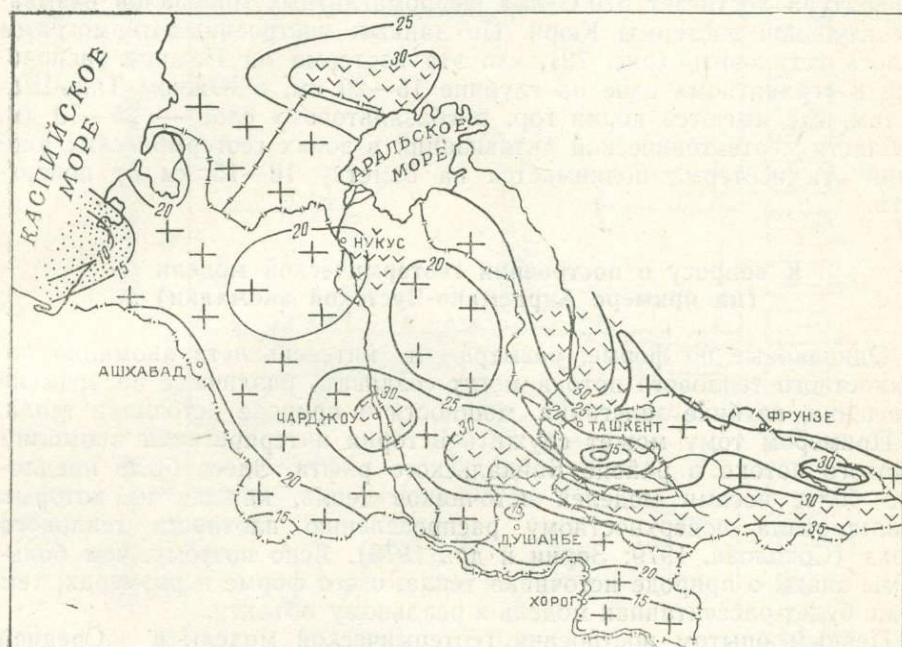


Рис. 72. Схематическая карта глубин залегания изотермы Кюри на территории Средней Азии (составил Ю. Н. Зубов, 1979).

1 — «гранито-гнейсовый» слой, 2 — «грануло-базитовый», 3 — «осадочный».

рых эвапориты выделяют $14\text{--}16\%$ флюидов (Вилли, Таттл, 1963), что резко увеличивает их реологические способности. Поверхность кристаллического основания опущена ниже изотермы 400°C (Вахшская мегасинклиналь).

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта породы мезозоя и кайнозоя нагреты до температуры 150°C , а поверхность кристаллического основания достигает лишь изотермы 200°C (Дехканабадский прогиб). Различия температур в земной коре особенно четко проявляются глубже, на поверхности Мохоровичича. Если в депрессионных зонах поверхность Мохо залегает в интервале $620\text{--}750^{\circ}\text{C}$, то в юго-западных отрогах Гиссарского хребта — $900\text{--}940^{\circ}\text{C}$. Различия между этими регионами проявляются во всех геотермических параметрах, что не позволяет объединять их в единую тектоническую зону (Варенцов и др., 1977).

Срединный массив, залегающий в основании Таджикской депрессии, по тепловому режиму можно отнести к категории таких структур, которые характеризуются нормальным потоком тепла (Кутас, Смирнов, 1974), однако осложнены в краевых частях локальными аномалиями, приуроченными к зонам глубинных разломов и имеющими мантийную природу.

От распределения температур в земной коре сильно зависят поведение вещества и его физические свойства.

В интервале 300—570°C наиболее распространенные магнитные минералы претерпевают фазовый переход второго рода — теряют намагниченность и становятся парамагнетиками. Глубина, на которой температура достигает 570°C для ферромагнитных минералов называется глубиной изотермы Кюри. По данным построенных термограмм удалось установить (рис. 72), что эта изотерма на Памире расположена в «гранитном» слое на глубине 15—20 км, в Южном Тянь-Шане, там, где имеются корни гор, в «базальтовом» слое — 25—30 км. В области неотектонической активизации в зонах геотермических аномалий эта изотерма поднимается на отметку 10—15 км от поверхности.

К вопросу о построении геотермической модели (на примере Адрасмано-Чустской аномалии)

Одинаковые по форме, размерам и интенсивности аномалии поверхностного теплового потока могут создавать различные по времени включения, глубине залегания, мощности и природе источники тепла.

Примером тому может служить история интерпретации аномалии теплового потока в районе Байкальского рифта. Здесь было предложено более восьми моделей источников тепла, каждая из которых удовлетворяла поверхностному распределению плотности теплового потока (Соколова, 1979; Зорин и др., 1979). Ясно поэтому, чем больше мы знаем о природе источника тепла, о его форме и размерах, тем ближе будет рассчитанная модель к реальному объекту.

Первым опытом построения геотермической модели в Средней Азии является модель Адрасмано-Чустской термоаномальной зоны. Данные многолетних геотермических наблюдений в скважинах позволили выявить на северо-западной окраине Ферганской впадины одну из наиболее значительных в Средней Азии по размерам и интенсивности аномалию плотности теплового потока. Отсутствие данных, подтверждающих конвективный теплообмен в области максимума аномалии, а также значительные ее размеры приводят к мысли о возмущающем объекте, имеющем в первом приближении характер квазистационарного источника тепла. Анализ гравиметрических данных, выполненных Х. И. Юсупходжаевым, показывает, что в районе аномалии теплового потока в интервале глубин $5 < Z < 37$ км имеется область разуплотнения вещества земной коры, по форме близкая к изометричной. Протяженность аномалии Δg^B по латерали около 50 км (рис. 73). Эти сведения позволяют судить о максимальных размерах и форме возмущающего объекта. Вероятно, это сфероидальное тело с центром в интервале $5 < Z < 37$ км, радиусом не более 12 км. Избыточная по отношению к окружающим породам температура этого тела обеспечивает наблюдаемый на поверхности тепловой поток.

Приняв такую схему источника тепла, тепловое поле вокруг него можно рассчитать, пользуясь решением Б. Г. Поляка. Сравнение экспериментальной плотности распределения теплового потока на поверхности с рассчитанной при различных вариантах глубины залегания центра сферического тела радиусом a показало наиболее близкую их сходимость при $l=20$ км и $a=10$ км. Таким образом, применитель-

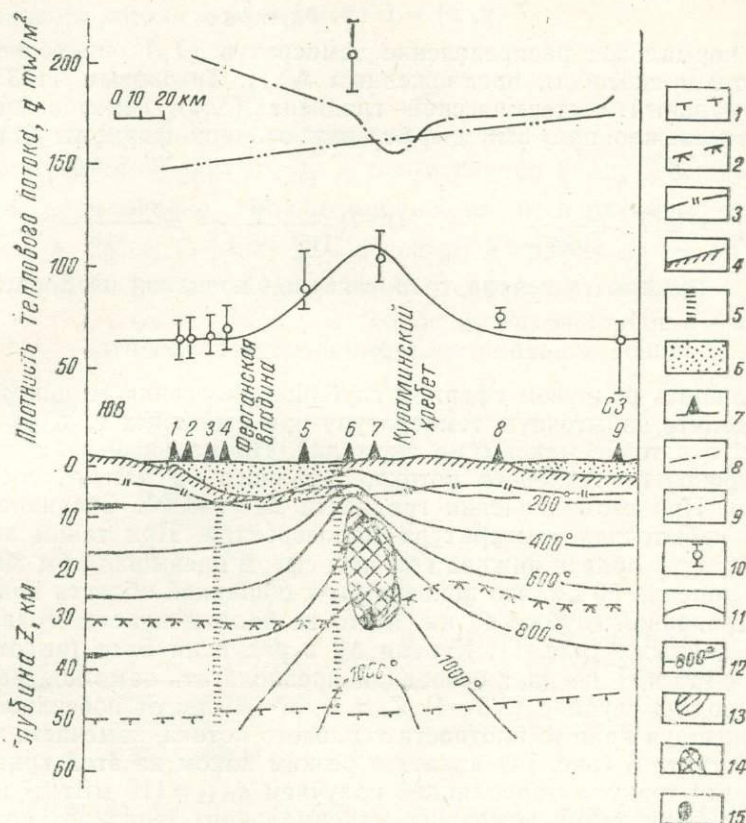


Рис. 73. Геотермическая модель литосферы в районе Адрасман-Чустской термоаномальной зоны (составили Ю. Н. Зуев, А. А. Поликарпов, 1978).

Линия поверхности: 1—М, 2—К, 3—дорифейского складчатого основания, 4—домезозойского складчатого основания, 5—глубинные разломы, 6—отложения мезозоя и кайнозоя, 7—пункты определения плотности теплового потока в скважинах, —кривая ΔB_g на высоте; 8—20 км от уровня моря, 9—150 км от уровня моря, 10—доверительный интервал со средневзвешенным значением плотности теплового потока, 11—расчетная кривая плотности теплового потока, 12—изотермы, °С, 13—зона гранитизации, 14—сфера, аппроксимирующая очаг, 15—область максимального нагрева.

но к условиям залегания рассматриваемого возмущающего объекта уравнение, описывающее распределение избыточной температуры в полуплоскости $Z > 0$, y , имеет вид

$$U(y, z) \approx aT_0 \left\{ \frac{1}{\sqrt{(z-20)^2 + y^2}} - \frac{1}{\sqrt{(z+20)^2 + y^2}} + \right. \\ \left. + 0,346 \left[\frac{1}{\sqrt{(z-16)^2 + y^2}} - \frac{1}{\sqrt{(z+16)^2 + y^2}} \right] \right\}, \quad (1)$$

где $U(y, z)$ — функция распределения избыточной температуры,
 a — радиус теплового источника (имеющего форму сферы с центром на глубине 20 км),
 T_0 — избыточная температура на границе сферы.

Суммарная температура в точке (y, z) находится сложением аномальной и нормальной (T_n) температур

$$T(y, z) = U(y, z) + T_n,$$

причем нормальное распределение температур (T_n) определяется общеизвестным способом, предложенным А. Н. Тихоновым (1937).

Аномальный геотермический градиент ($\Delta\gamma_a$), измеренный у поверхности, можно получить дифференцированием формулы (1) в точке $Z=0$

$$\Delta\gamma_a = 2aT_0 \frac{20}{(20^2 + y^2)^{3/2}} - 0,194 \frac{16}{(16^2 + y^2)^{3/2}} = \frac{q_{\text{набл.}}}{\lambda} - \gamma_{\text{норм.}}$$

где $q_{\text{набл.}}$ — плотность теплового потока, наблюдаемая на поверхности,

λ — теплопроводность пород,

$\gamma_{\text{норм.}}$ — фоновое значение геотермического градиента.

Задавшись радиусом сферы и глубиной залегания ее центра, можно определить избыточную температуру при известных γ , $q_{\text{набл.}}$, λ . Проделаем это в точке максимума аномалии. Нормальный градиент в условиях фонового теплового потока, равного 62 мВт/м², составляет 23,4°C/км. При этом значении градиента $T_0=1480^\circ\text{C}$. Очевидно, такая высокая избыточная температура маловероятна. При таком значении T_0 температура вблизи нижней границы сферы превышала бы 2000°C на глубине порядка 30 км, что привело бы к обширной области плавления, распространенной глубже 40 км, а это не подтверждается гравиметрическими данными (рис. 1). Кривая Δg в редукции Буге (высота пересчета $H=150$ км) не дает оснований предполагать заметное разуплотнение пород на глубине (3,5—4) Z , т. е. 37—40 км от поверхности земли. Анализируя кривую плотности теплового потока, замечаем, что значение в пункте 6 (рис. 74) является резким пиком на этой кривой. Игнорируя эту точку, интерполяцией получаем $q_{\text{max}}=110$ мВт/м² и $\gamma_{\text{max}}=41^\circ\text{C}/\text{км}$. При таких значениях максимального теплового потока и геотермического градиента избыточная температура на границе сферы в точке $y=0$ будет равна 489°C.

Используя найденные параметры a и T_0 , строим тепловое поле в земной коре в районе аномалии. Диаграмма фазового состояния источника тепла (рис. 74) показывает, что температура внутри него превышает температуру гранитизации и плавления в «гранитном» слое.

Оценить время действия источника тепла можно, пользуясь следующим выражением (Соколова, 1979):

$$q'_m = \frac{q_m}{q_x} = 2\Phi\left(\frac{a}{2\sqrt{kt}}\right)\left\{\left(1 - \frac{h}{l}\right)\sum_{n=1}^{\infty} \cos \frac{n\pi}{l} h \exp\left(-\frac{n^2 k \pi^2}{l^2} t\right) + \frac{1}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \sin \frac{n\pi}{l} h \exp\left(-\frac{n^2 k \pi^2}{l^2} t\right)\right\}, \quad (2)$$

где q_m — максимальная величина теплового потока,

q_x — фоновое значение теплового потока,

l — глубина, с которой произошло внедрение,
 t — время, прошедшее с начала внедрения,
 k — температуропроводность окружающих пород,
 Φ — интеграл ошибок.

Формула (2) выведена для дайки мощностью $2a$ с верхней границей на глубине h . При вычислении q_m действие радиогенной составляющей теплового потока исключается

$$q'_m = \frac{q_m - q_x}{q_x - q_p}.$$

Для рассматриваемого района радиогенная составляющая определена нами равной 40 мВт/м^2 , q'_m в таком случае будет 2,3. Пользуясь известной величиной q'_m , можно оценить такие параметры источника тепла, как h , $2a$, t . С этой целью построен график $q'_m = f(t)$ для двух вариантов расположения верхней границы интрузии $h = 5$ и

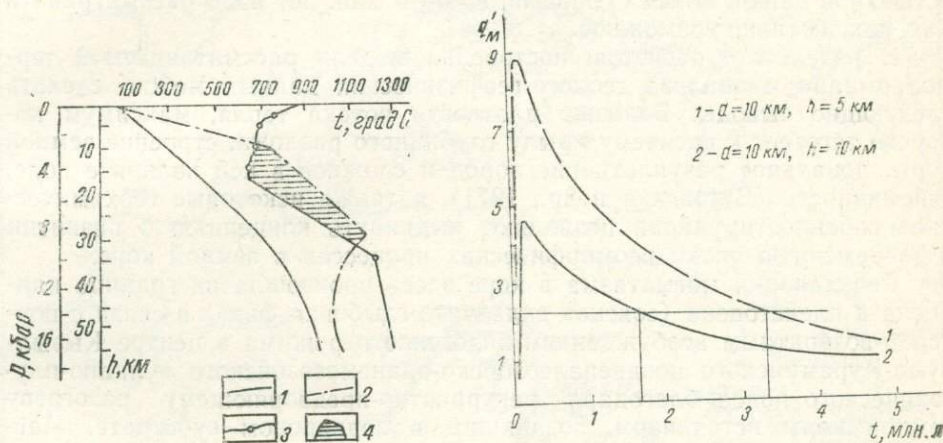


Рис. 74. Диаграмма фазового состояния литосферы в зоне Адрасман—Чустской термоаномалии (составили Ю. Н. Зуев, А. А. Поликарпов, 1978).

Распределение температуры в литосфере: 1 — в нормальном поле, 2 — в максимуме аномального поля, 3 — температура гранитизации в земной коре и выплавления базальта в верхней мантии (по О. Ф. Таттлу, Н. П. Боуэну, 1958), 4 — область гранитизации в земной коре.

Рис. 75. Графики зависимости амплитуды аномалии поверхностного теплового потока от времени существования мгновенно внедрившегося плутона. Ширина интрузии $2a$, глубина до верхней кромки интрузии h (составили Ю. Н. Зуев, А. А. Поликарпов, 1978).

$h = 10$ км, при мощности $2a = 20$ км (рис. 65). Как видно из графика, время существования источника 1,6–3,3 млн. лет в зависимости от глубины залегания его верхней границы.

При расчетах не учитывалась скрытая теплота кристаллизации, вместе с тем это тепло способно значительно продлить время остывания плутона, которое можно оценить, пользуясь выражением (Гогель, 1978)

$$t_0 = \pi k a^2 \rho^2 L^2 / \lambda^2 (T_1 - T_0),$$

где t_0 — время полного остывания плутона,
 K — температуропроводность окружающих пород,
 $2a$ — размеры плутона по латерали,
 ρ — плотность интрузии,
 L — скрытая теплота кристаллизации,
 λ — теплопроводность окружающих пород,
 T_1 — температура, с которой происходит внедрение,
 T_0 — фоновая температура на уровне верхней границы интрузии.

Предположив $K=10^{-7}$ м²/сек, $\lambda=2,5$ Вт/м²С, $\rho=3,0 \cdot 10^3$ кг/м³, $a=10$ км, $T_1=1100^\circ\text{C}$ и $T_0=500^\circ\text{C}$, получим $t_0 \approx 5-6$ млн. лет. Таким образом, действительное время, прошедшее с момента включения очага теплового возмущения, может быть несколько больше, чем определенное по графику (рис. 75), но все же не более нескольких миллионов лет. Кроме того, так как масса сферического тела радиусом меньше массы параллелепипеда со сторонами $2a$ в горизонтальной плоскости и практически не ограниченного на глубину, то и время остывания сферического источника тепла не может быть больше времени остывания дайки. Иными словами, $t=5-6$ млн. лет надо рассматривать как максимально возможное.

В результате расчетов, построения модели рассматриваемой термоаномалии и анализа геолого-геофизических данных можно сделать следующие выводы. Большие плотности потока тепла, максимум которого тяготеет к висячему крылу глубинного разлома, строение земной коры, локальное разуплотнение пород и сложное в ней волновое поле, сейсмичность (Бутовская и др., 1971), а также некоторые геохимические особенности района позволяют выдвинуть концепцию о развитии в современную эпоху реоморфических процессов в земной коре.

Реактивация магматизма в коре здесь произошла на границе плиоцена и плейстоцена (сохская складчато-глыбовая фаза) в связи с повторно-возвратным возбуждением эндогенного режима в центре Кызылкум-Кураминского позднепалеозойско-раннемезозойского вулканоплутонического пояса благодаря рекуррентно-предваряющему разогреву земной коры источником, возникшим в подкоровом субстрате. Магматический очаг с апофизом локализован в «гранитном» слое на участке зоны глубинного разлома, характеризующегося наибольшей динамической неустойчивостью, и на глубинах (10—30 км), отвечающих оптимальным термодинамическим условиям (700—1200°C, 30—80 · 10⁷ Па) глубинного петрогенеза.

Полиэвтектический анатаксис относительно сухих гранулитов и образование вероятно низкощелочной и вязкой магмы здесь реализуется при условии поступления флюидов — инициаторов по дренирующей верхнюю мантию зоне разлома. Повышенные содержания водородсодержащих компонентов (NH₃, CH₄ и др.) и галоидов щелочных элементов (F, Li, Na) в районе аномалии можно рассматривать как существование водородного фронта латентной флюидной системы.

Из вышеизложенного можно сделать вывод, что эпиплатформенный орогенез Центрально-Азиатского пояса в Тянь-Шане проявился не амагматической, а криптомагматической активизацией. Магматические очаги — энергостокоские системы — в недрах орогенного Тянь-Шаня следует рассматривать как огромные концентраторы геотермальной энергии. Эта концепция позволяет на новой теоретической основе производить поиски, создать в Средней Азии первые опытно-промышленные геотермальные системы и в первую очередь в районе Адрасмано-Чустской термоаномалии.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Методика полевых магнитно-теллурических исследований на Памире

Магнито-теллурическое зондирование (МТЗ) на Памире и в прилегающих регионах проведено в соответствии с традиционными методическими взглядами на постановку исследований. Линия расположения точек МТЗ задана вкрест простираения основных структур Памира и Южного Тянь-Шаня. Мы попытались проследить вариации электри-

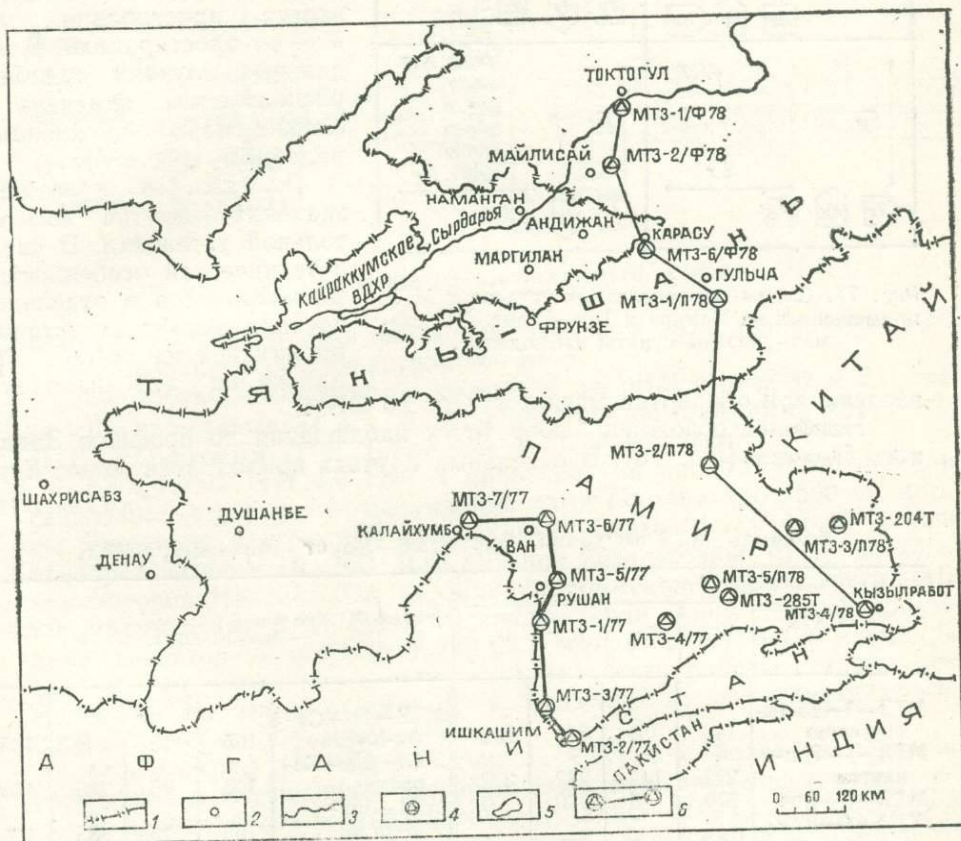


Рис. 76. Обзорная карта расположения точек МТЗ.

1 — границы, 2 — города, 3 — реки, 4 — точки МТЗ, 5 — водохранилища, 6 — профиль исследований.

ческого сопротивления с глубиной и выделить по ним границы в земной коре и верхней мантии.

В Западном Памире проведены исследования по профилю Калайхумб — Хорог — Ишкашим. Линия наблюдений пересекает северный, центральный и южный участки Памира (рис. 76).

Второй профиль МТЗ расположен на линии Токтогул — Узген — Каракуль — Зоркуль (по Кызылрабату). Он пересекает прибортовую восточную часть Ферганской межгорной впадины, Алайскую долину и Восточный Памир (рис. 76).

Нами также проведены наблюдения между этими профилями в окрестностях перевала Койтезек (высота 4271 м) и поселка Аличур (высота 3900 м; рис. 76).

Магнито-теллурическое поле (МТ поля) регистрировалось цифровой электроразведочной станцией ЦЭС-1. Ориентация измеритель-

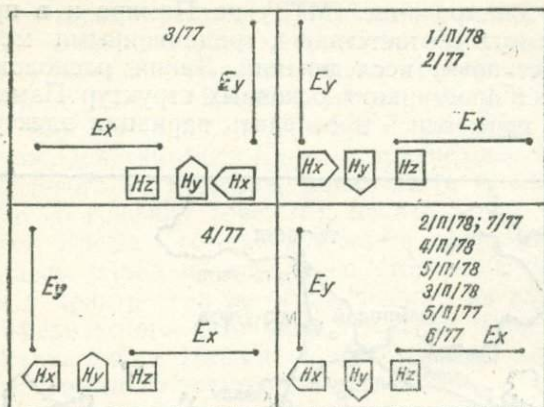


Рис. 77. Схемы измерительных установок МТЗ, примененных на Памире и Тянь-Шане. На схемах указаны пункты наблюдения.

ной установки станции на каждой точке МТЗ проведена с учетом направления простирания геологических структур. Одна ось, к примеру Х, устанавливалась вкрест простирания, ось У — по простиранию. В отдельных случаях подобное расположение изменено в связи с сильно осложненным рельефом (рис. 77).

В табл. 18 приведены значения азимутов измерительной установки. В связи с технической особенностью магнитометров в отдельных случаях азимут их установки изменен на $\pm 180^\circ$. Поправка на это изменение

введена при обработке магнитограмм на ЭВМ.

Наиболее осложнен выбор точек наблюдения по профилю Западного Памира (рис. 76). В отдельных случаях приходилось линии Е ус-

Таблица 18

Профиль МТЗ по линии Калайхумб—Хойог—Ишканим, 1977 г.

Точка МТЗ	Азимут, град				Профиль МТЗ по линии Токтогул—Узген—Каракуль—Зоркуль, 1978 г.				
	E_x	E_y	H_x	H_y					
МТЗ—1—Емды-Поршнев	140	50	320	230	МТЗ—1п—Су-фи-Курган	105	15	105	195
МТЗ—1—Иш-кашим	232	142	232	322	МТЗ—2п—Ка-ракуль	105	15	285	195
МТЗ—3—Авч	270	0	270	0	МТЗ—3п—Мургаб	105	15	285	195
МТЗ—4—Кой-тезек	90	0	270	0	МТЗ—4п—Кызылрабат	105	15	285	195
МТЗ—5—Ру-шан	140	50	320	230	МТЗ—5п—Али-чур	105	15	285	195
МТЗ—6 Ванч	130	40	310	220	МТЗ—6п—Ош—Карасу	70	340	250	240
МТЗ—7—Ка-лайхумб	130	40	310	220	МТЗ—2/ф—Майлисай	90	0	270	0
					МТЗ—1/ф—Токтогул	110	20	290	200

танавливать вдоль подножия склонов, что, как правило, снижало информативность этих линий.

На высокогорном плоскогорье Памира выбор места точки наблюдения для комплекса ЦЭС сравнительно облегчен (рис. 76), однако здесь вследствие разряженности воздуха до 50% снижается мощность бензоэлектрических агрегатов, питающих электроэнергией станцию ЦЭС. В связи с этим в блок энергоснабжения внесены изменения, о чем более подробно описано ниже.

Аппаратура. Станция ЦЭС-1 позволяет вести регистрацию пяти компонент естественной электромагнитной волны. Запись производится на магнитную ленту шириной 6,25 мм тип 10 в шестнадцатиразрядном двоичном коде с последующим вводом информации в ЭВМ для автома-

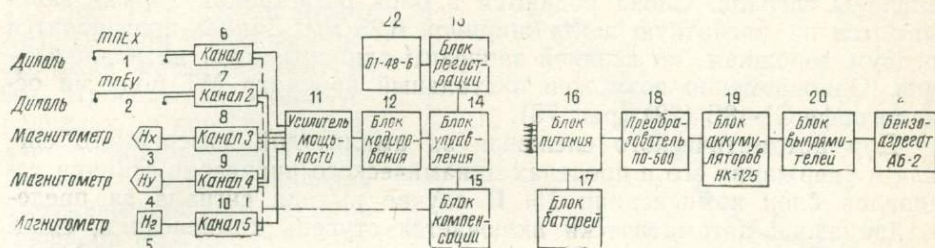


Рис. 78. Блок-схема полевого измерительного комплекса ЦЭС-1.

тической обработки. Для ввода информации в ЭВМ использовано специализированное вводное устройство ВУ-1.

Обработка магнитограмм проведена на ЭВМ Минск-32 в ВЦ треста «Днепрогеофизика» в г. Днепропетровске по программе «МТЗ-5-74» Л. И. Томчаковым, Л. Я. Токаревой, А. И. Федоровым.

Блок-схема станции ЦЭС-1 приведена на рис. 78. В процессе исследований в связи с большими высотами Памира (до 4500 м) внесены изменения в серийную конструкцию. Бензоагрегат АВ-05 заменен преобразователем ПО-500. Для питания использовано от 15 до 25 аккумуляторов НК-125. Для подзарядки применялся бензоагрегат АБ-2 с выпрямителями ВСА. Полную зарядку серии аккумуляторов производили генераторной установкой ВП-62 с генератором ПН-100 мощностью 14 квт. Это позволило сохранить стабильность работы станции независимо от высотных отметок, т. к. бензоагрегат при отметках выше 3000 м теряет до 50% мощности.

Осциллограф С1-19-Б заменен на С1-48Б с более замедленной разверткой и улучшенным способом измерения временных интервалов.

В период полевых наблюдений случались отказы в работе блока компенсации по первому каналу E_x , плата задержки 2, ИЛИ-3 в усилителе первого канала менялись реле компенсаторов РЭС-15. Отказы вали включения ступеней компенсации. Неоднократно ремонтировались кондуктора магнитометров, наблюдался внутренний обрыв жил.

Установка станции на точках МТЗ произведена по методике, описанной в заводской инструкции. Дополнительно внесено изменение в установку магнитометров — между диском и магнитометром делалась прокладка из органического стекла. Этим создавалась электрическая изоляция магнитометра от земли, что уменьшало вероятность их самовозбуждения.

Компоненты МТ поля E_x , E_y , H_x , H_z регистрировались датчиками 1, 2, 3, 4, 5 (рис. 78). Переменные величины сигналов через кондук-

торы подаются в усилители 6, 7, 8, 9, 10. В усилителе мощности 11 происходит поочередная выборка сигналов, начиная с первого. Время выборки соответствует установленному времени $\Delta t = 70$ мкс.

На Памире регистрация проведена с $\Delta t = 70$ мкс. Выбранные значения сигналов в аналоговой форме подаются в блок кодирования 12. Здесь происходит кодирование сигнала и выдача его в одиннадцатиразрядном двоичном коде. Далее сигнал в цифровой форме поступает в блок управления и формируется в «слово», состоящее из шестнадцатиразрядного кода. «Слово» содержит информацию по одному из пяти каналов: код участка, код зоны, код канала, код компенсации, код величины сигнала. Слова подаются в блок регистрации 13, где записываются на магнитную ленту шириной 6,25 мм. Запись производится по двум дорожкам, на верхней записаны единицы кода, на нижней — нули. Одновременно возможен визуальный просмотр МТ поля на осциллографе С1-48Б (22) (рис. 78).

Для автоматического слежения за амплитудой измеряемого сигнала и удержания его в пределах динамического диапазона станции установлен блок компенсации 15. В случае выхода сигнала за пределы диапазона автоматически включается ступень компенсации, сдвигая его к середине шкалы. Эта же ступень является и эталонной градуировкой. Питается система градуировки и компенсации от элементов РЦ-85. Эталонировка станции произведена перед началом работ на Памире.

Магнитные составляющие магнито-теллурического поля регистрировались магнитометрами МЭ-24. Для измерения компонент H_x , H_y , H_z использовались три магнитометра. Их устанавливали в ямках размером $05 \times 05 \times 05$ м. На дно помещали опорный алюминиевый диск с плексиглазовой прокладкой.

Интерпретация магнито-теллурических зондирований

Интерпретация результатов МТЗ сводится к получению обобщенной или послышной информации о вертикальном геоэлектрическом разрезе. В данной работе представлены результаты формальной интерпретации. По мере получения дополнительных данных сведения о границах в коре и мантии могут уточняться, а интервал глубин расширяться.

Характер магнито-теллурического поля на Памире. Амплитуда по электрическим составляющим находится в пределах 04—3,2 мВ/км, по магнитным — 0,5—8,5 гамм. Следует отметить наличие отдельных всплесков с периодом 05—1 Гц, амплитудой до 3 мВ/км. Всплески магнитных компонент сравнительно слабы и находятся в пределах 0—03 гамм. Наблюдаются они, как правило, в вечернее и ночное время с 20 до 04 часов.

В связи с большой амплитудой МТ поля по электрическим каналам в интервале короткопериодных вариаций (КПК) периоды с $T = 1$ сек воспринимаются как помеха. Для исключения этого влияния диполя E_x , E_y шунтировались емкостью 1000 мкф.

При рассмотрении характера МТ поля по суткам периодичности не наблюдалось, что усложняет его регистрацию. При сравнительно спокойных предыдущих сутках последующие могут оказаться с интенсивными вариациями магнито-теллурического поля.

Обработка магнитограмм станции ЦЭС-1. Ввод магнитограмм станции в ЭВМ Минск-32 произведен в вычислительном центре Днеп-

ропетровской геофизической комплексной экспедиции Л. И. Томчаковым и Л. Я. Токаревой. Обработка осуществляется по программе МТЗ-5-74 с выделением периодов 10—1000 сек. Позднее произведена частичная переработка по новой программе до периодов 10000 сек. Этот спектр частот позволил получить информацию до глубин 70—150—500 км. Из результатов выбирались значения импедансов и наносились на билогарифмический бланк (на рис. 79 нанесено точками), на один — данные с нескольких магнитограмм (до 9). Проводилась линия усреднения, с которой снимались средние значения импеданса Z . Снятые значения положены в основу расчетов графиков кажущегося сопротивления ρ_m , эффективной глубины проникновения электромагнитной волны — $H(S)$ и электрической проводимости (S).

По этой же программе получены значения импедансных полярных диаграмм. Числовые значения выделялись через 15° . На каждое значение периода выделено значение коэффициента горизонтальной неоднородности M . Кажущееся сопротивление ρ_m вычислено по формуле (Бердичевский, 1968).

$$\rho_T = 0,2 \cdot T \cdot (Z)^2,$$

где T — период колебания МТ поля в секундах, Z — значение импеданса E_x/H_y или E_y/H_x . Значения Z снимались с линии усреднения (рис. 78). По вычисленным значениям ρ_T^{xy} , ρ_T^{yx} и $\rho_T^{эф}$ построены амплитудные кривые (рис. 80). Эти же значения кажущегося электрического сопротивления заложены в основу построения качественных геоэлектрических разрезов в целом по профилям. При этом построения выполнены по каждой измерительной оси X , Y и по средним значениям ЭФ. Такой подход позволяет наглядно видеть горизонтальные неоднородности по профилю. По вертикали каждое значение ρ_T привязано к значениям $\sqrt{T}$, отложенным в логарифмическом масштабе.

Глубина до кровли проводящего слоя определялась двумя способами: 1) методом асимптотической линии H по формуле (Бердичевский, 1968)

$$H = 0,356 \cdot \sqrt{T} h,$$

где H — глубина до кровли проводящего слоя, км,

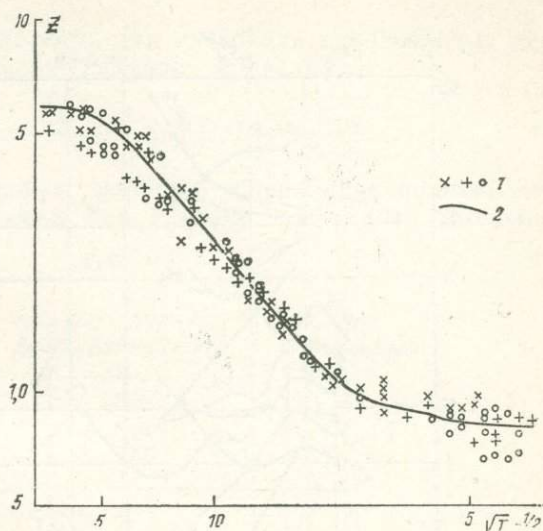


Рис. 79. Памир—Аличур. МТЗ-5/м-78. Импедансная кривая Z ху.

1 — отсчеты Z , 2 — усредненное значение Z , взятая для последующих вычислений электросопротивления и других параметров.

T_h — единичное пересечение асимптотической линии H с абсциссой $T \left(\rho \frac{1}{T} \right)$,

ρ_T^1 — значение кажущегося сопротивления, равное 1;

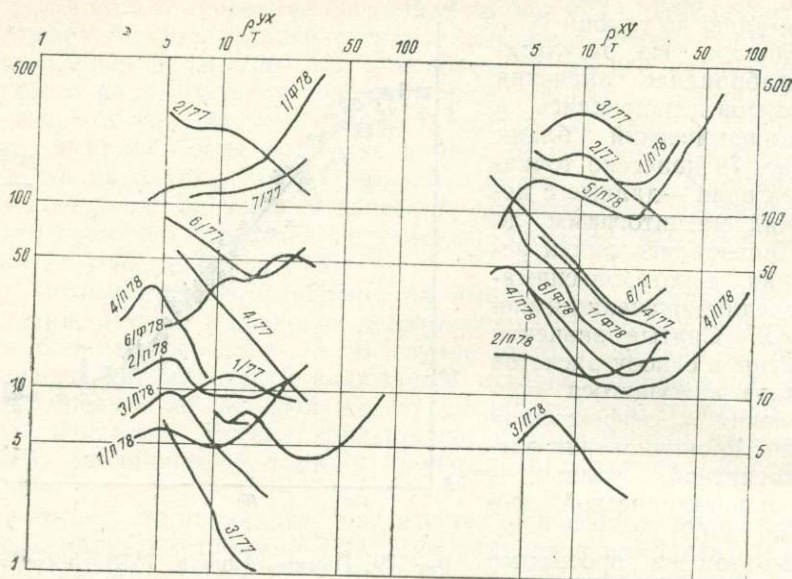


Рис. 80. Амплитудные кривые магнитотеллурического зондирования на Памире и Тянь-Шане.

Таблица 19

МТЗ 4/п (Кызылрабат), 1978 г.

$\sqrt{T}$	T	$0,2 \cdot T$	Z	$ Z ^2$	ρ_T	$H_1 \div n$ км	ΔH	$S_1 \div n$, сим	ΔS , см	ρ_i Ом
3	9	1,8	4,5	20,25	36,45	6,45	1,7	176,6	12,6	138,8
3,5	12,25	2,45	4,2	17,64	43,2	8,2	1,7	189,5	14,6	116,4
4	16	3,2	3,9	15,2	18,64	9,9	1,2	204,1	80,2	15
5	25	5	2,8	7,8	39	11,1	1,5	284,3	77,5	19,4
6	36	7,2	2,2	4,8	34,56	12,6	0,7	361,8	106,4	6,58
7	49	9,8	1,7	2,9	28,42	13,3	1,08	468,2	100,4	10,8
8	64	12,8	1,4	1,96	25,09	14,3	1,3	568,6	243,6	53
10	100	20	0,98	0,96	19,2	15,6	1,4	812,2	263,5	5,31
12	144	28,8	0,74	0,55	15,84	17,0	1	1075,7	296,7	3,4
14	196	39,2	0,58	0,34	13,3	18	2,2	1372,4	436,6	5,04
17	289	57,8	0,44	0,19	10,98	20,2	1,5	1809	532,2	2,8
20	400	80	0,34	0,12	9,6	21,7	4,9	2341,2	403,6	12,1
24	576	115,2	0,29	0,08	9,2	26,6	4,7	2744,8	203,3	23,1
27	829	145,8	0,27	0,07	10,21	31,3	4,5	2948,1	236	9,1
30	900	180	0,25	0,06	10,8	35,8	17,7	3184	1005,5	17,6
40	1600	320	0,21	0,04	12,8	53,5	22,1	3790,5	0	0
50	2500	500	0,19	0,036	18	75,6	21,8	4189,5	492,9	44,2
60	3600	720	0,17	0,029	20,9	97,4	27,4	4682,4	292,6	93,6
70	4900	980	0,16	0,026	25,5	124,8	9,5	4975	331,7	28,6
75	5625	1125	0,15	0,023	25,88	134,3		5306,7		

2) по формулам эффективного проникновения электромагнитной волны в зависимости от электрической проводимости среды

$$H(s) = \frac{\sqrt{10 \cdot \rho_T \cdot T}}{2\pi \sqrt{2}} = \frac{\sqrt{10 \cdot \rho_T \cdot T}}{8.9} = 0,1592 \cdot z \cdot T.$$

Суммарная продольная проводимость для интервала произвольных периодов вычислялась по формулам (Яковлев и др., 1975)

$$S = 356 \cdot \sqrt{\frac{T}{\rho_T}} = 796 \text{ } \Omega \text{ и } S = 520 \sqrt{\frac{T_{\min}}{\rho_{T \min}}}.$$

По каждой точке МТЗ составлены таблицы, содержащие полную информацию по измерительным осям X и Y и ЭФ (табл. 19). Продоль-

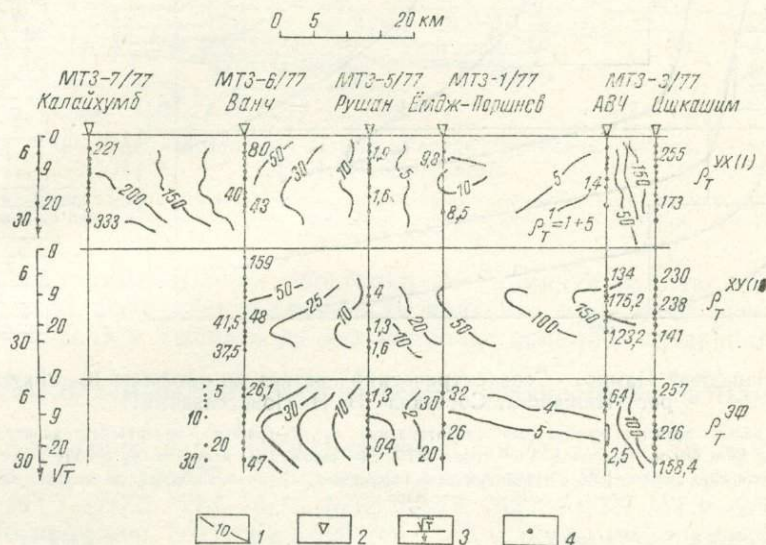


Рис. 81. Западный Памир. МТЗ. Качественные геоэлектрические разрезы по профилю Калайхумб—Хорог—Ишкашим. Составил И. Н. Новосельский.

1—линии равного значения кажущегося сопротивления ρ_T , 2—положение точки МТЗ, 3—квадратный корень из периода T , 4—измеренные значения ρ_T , $\rho_T^{yx}(\perp)$ —геоэлектрический разрез, построенный по значениям ρ_T , измеренным вкострости основных геологических структур, $\rho_T^{xy}(\parallel)$ —геоэлектрический разрез, построенный по значениям ρ_T , измеренным по простиранию основных геологических структур, $\rho_T^{\text{ЭФ}}$ —геоэлектрический разрез средних значений ρ_T^{yx} и ρ_T^{xy} .

ное электрическое сопротивление вычислялось из таблиц в следующем порядке:

$$\rho_l = \frac{S_2 - S_1}{[H_2(S_2) - H_1(S_1)] \cdot 1000}.$$

Значение ρ_e отнесено к середине отсчета двух измерений $H(S)$, т. е.

$$K \approx \frac{H_2(S_2) - H_1(S_1)}{2},$$

где S_1 —кажущаяся электрическая проводимость в симменсах при периоде T_1 ;

S_2 —кажущаяся электрическая проводимость при T_2 ;

$H_1(S_1)$ —глубина эффективного проникновения электромагнитной вол-

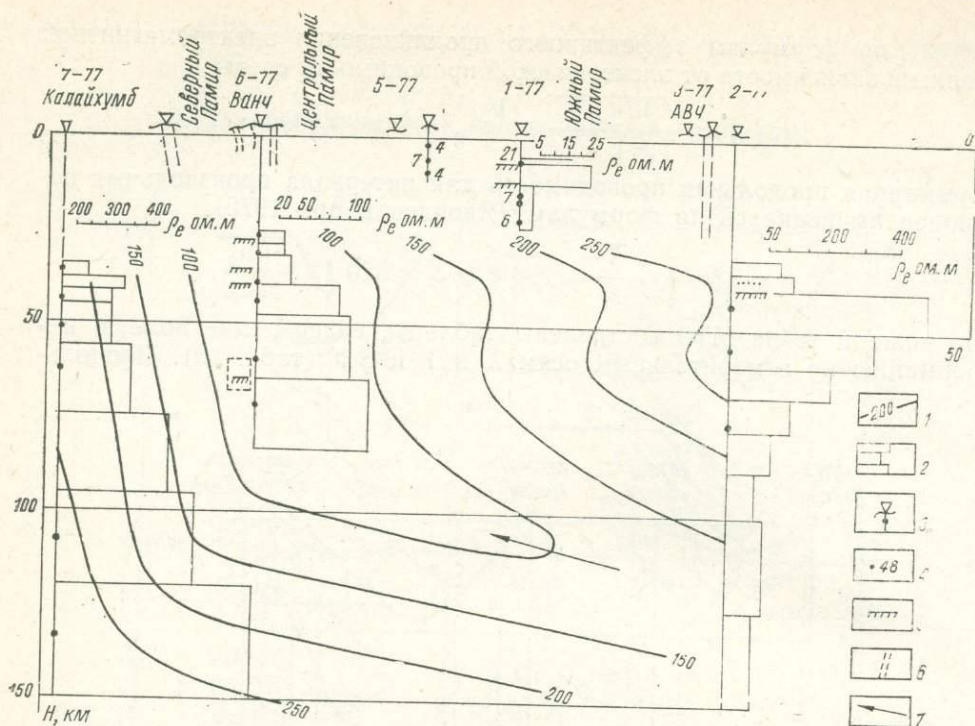


Рис. 82. Западный Памир. Геоэлектрический разрез по профилю Калайхумб—Хорог—Ишкашим. Составил И. Н. Новосельский.

1—изолинии равных значений кажущегося сопротивления ρ_c , 2—графики продольного электрического сопротивления ρ_l в Ом·м, 3—положение точки МТЗ, 4—положение значения ρ_t в точке, 5—граница смены электрических параметров, 6—тектонические нарушения, 7—предполагаемое движение мантийных масс.

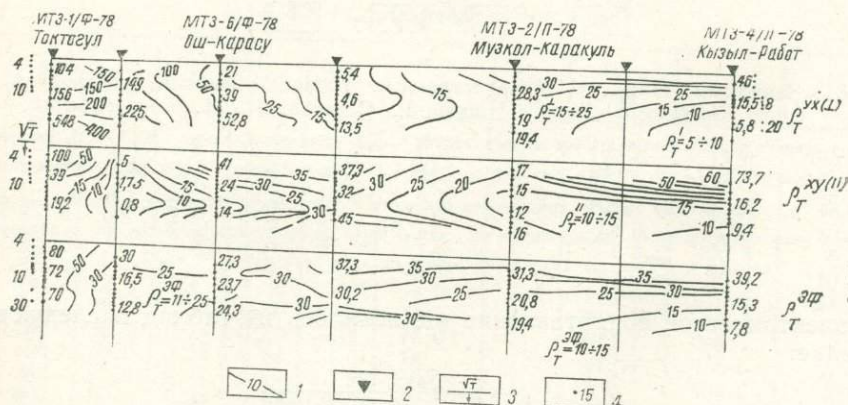


Рис. 83. Тянь-Шань, Восточный Памир. Качественные геоэлектрические разрезы по профилю Токтогул—Каракуль—Зоркуль (по Кызылрабату).

Составил И. Н. Новосельский.

1—линия равного значения кажущегося сопротивления ρ_c , 2—положение точки МТЗ, 3—квадратный корень из периода T , 4—измеренное значение ρ_t , $\rho_t^x(\perp)$ — геоэлектрический разрез, построенный по значениям ρ_t , измеренным вкосте простирания основных геологических структур, $\rho_t^x(\parallel)$ — геоэлектрический разрез, построенный по значениям ρ_t , измеренным по простиранию основных геологических структур, $\rho_t^{\text{эф}}$ — геоэлектрический разрез средних значений ρ_t^x и ρ_t^y .

ны в зависимости от электрической проводимости слоев в земной коре и мантии $H_1(S_1)$ при T_1 ; $H_2(S_2)$ — то же при T_2 . Здесь $T_1 < T_2$.

В результате математических преобразований составлены качественные разрезы, упомянутые выше, и разрезы продольных удельных сопротивлений (рис. 81—84).

В заключение следует отметить, что цифровая регистрация магнито-теллурического поля наиболее перспективна при исследованиях земной коры и верхней мантии. Только цифровая регистрация, поз-

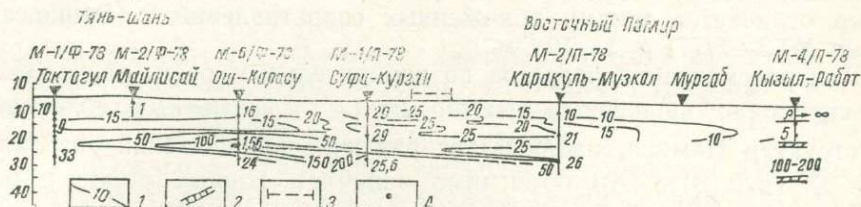


Рис. 84. Тянь-Шань — Восточный Памир. Геоэлектрический разрез МТЗ. Составил И. Н. Новосельский.

1 — изолинии равных значений продольного электрического сопротивления ρ_L , Ом/м, 2 — граница смены электрического параметра, определенная по асимптотической линии H_1 , 3 — Алаская дотта, 4 — значения ρ_L , Ом/м.

волившая применить для обработки ЭВМ, минуя ручную обработку полевых записей, дает возможность получить множество решений обратной задачи и выбрать из них наиболее приемлемый вариант.

Результаты магнито-теллурического зондирования на Памире

На обзорной карте расположения точек МТЗ (рис. 79) по профилю Калайхумб — Хорог — Ишкашим (Западный Памир) расположены точки МТЗ—7/77, МТЗ—6/77, МТЗ—5/77, МТЗ—1/77, МТЗ—2/77.

По профилю Токтогул — Узген — Каракуль — Зоркуль (Восточный Памир) находятся точки МТЗ—1/ф—78, МТЗ—2/ф—78, МТЗ—6/ф—78, МТЗ—1/п—78, МТЗ—2/п—78, МТЗ—3/п—78, МТЗ—4/п—78, МТЗ—284 Т.

В Южной части Памира между Восточным и Западным профилями расположены МТЗ—4/77, МТЗ—5/п—78, МТЗ—285Т (МТЗ—284Т и МТЗ—385Т выполнены геофизиками Таджикистана, остальные — в Институте геологии и геофизики АН УзССР).

В данной работе представлены амплитудные кривые ρ_t , спектр которых находится в интервале периодов 10—1000 сек и отдельных — до 10 000 сек. (рис. 80). Этот частотный интервал перекрывает глубины от 2 до 140 и до 555 км. На различных точках интервал глубин меняется в зависимости от электропроводности приповерхностных горных пород. Здесь наблюдается обратная зависимость между электропроводностью и глубиной проникновения электромагнитной волны.

Качественные геоэлектрические разрезы кажущегося электросопротивления по профилю Калайхумб — Хорог — Ишкашим (рис. 81) дают обобщенное представление о распределении электросопротивления с увеличением периодов без учета влияния приповерхностных неоднородностей.

Электросопротивление по профилю варьирует от 0,5 до 289 Ом, что свидетельствует о наличии зон повышенной электропроводности

и электросопротивления. Сопоставляя разрезы по осям y , расположенным близко к меридиональному направлению, и по осям X , находящимся близко к широтному, можно сказать о наличии горизонтальных неоднородностей, присутствующих почти повсеместно по Памиру. Рассмотрение этих разрезов дает следующие результаты: высокоомными отмечены районы Западного Дарваза (МТЗ—7/77, Калайхумб) и Южного Памира (МТЗ—2/77, Авч: МТЗ—3/77, Ишкашим, рис. 81). Восточнее Калайхумба (Ванчский хребет МТЗ—6/77) значения ρ_t сравнительно понижены и варьируют в пределах 40—80 Ом. Центральный Памир отличается зонами пониженных сопротивлений (Рушанский хребет, МТЗ—5/77) ρ_t 1—10 Ом.

При рассмотрении разрезов по измерительным осям, расположенным вкрест ($\rho_t^{yx(1)}$) и вдоль простираия ($\rho_t^{xy(1)}$) основных геологических структур Памира, наблюдается различие в положении изолиний ρ_t^{xy} и ρ_t^{yx} (рис. 81). Это объяснимо наличием горных пород с различной электрической проводимостью вкрест или вдоль простираия, именуемой в МТ методах E или H поляризацией.

Северный Памир. Для построений нами взяты данные, полученные с направлений измерительной установки, ориентированной вкрест простираия структур Памира, так как по этим направлениям получена наиболее полная информация.

При оценке глубинности и мощности зон пониженных и повышенных сопротивлений можно сказать следующее: Западный Дарваз (Северный Памир, МТЗ—7/77) характеризуется увеличением сопротивления с глубиной. На амплитудной кривой ρ_t резких границ не наблюдается (рис. 80). При пересчете на продольное сопротивление ρ_l (рис. 82) появилась возможность более дифференцированно проанализировать кривую ρ_t . Отмечаются границы смены электрического параметра на следующих глубинах, считая от уровня мирового океана: 42—43 км с $\rho_{lv} < \rho_{ln}$; 47—48 км с $\rho_{lv} > \rho_{ln}$; 63 км с $\rho_{lv} > \rho_{ln}$. Более глубокие интервалы также имеют дифференциацию на глубинах ориентировочно 78 км с $\rho_{lv} < \rho_{ln}$; 99 км с $\rho_{lv} < \rho_{ln}$ (в интервале 85—100 км ранее А. М. Насыров отмечал границу по сейсмическим данным); 120 км с $\rho_{lv} < \rho_{ln}$; 169 км с $\rho_{lv} < \rho_{ln}$. Здесь ρ_{lv} — сопротивление в вышележащем слое, ρ_{ln} — то же в нижележащем в значениях продольного электрического сопротивления Ом.

Восточнее Дарваза в районе Ванчского хребта расположена точка МТЗ—6/77. Здесь наиболее резко выделяется граница на глубинах 38 км с параметрами $\rho_{lv} < \rho_{ln}$. Следует отметить границы с пониженной дифференциацией на следующих глубинах: 16 км с $\rho_{lv} > \rho_{ln}$; 23 км с $\rho_{lv} > \rho_{ln}$; 62 км с $\rho_{lv} < \rho_{ln}$ (рис. 82).

На Центральном Памире (Рушан, Хорог) приповерхностный слой в пределах 10—15 км отмечается зоной пониженных сопротивлений МТЗ—5/77, Рушан. Амплитудные кривые ρ_t получены по измерительным осям XU и UX $\rho_t^{эф}$ (рис. 80). Зарегистрированы и обработаны периоды от 36 до 729 сек. При этих периодах ρ_t находится в пределах 1—5 Ом или проводимости от 1244—7581 сименс. Перекрыты глубины от 5 до 12 км. Амплитудные кривые ρ_t содержат две

восходящие ветви и одну нисходящую. Слой пониженных электрических сопротивлений наблюдается от 7,3 до 10,9 км.

По оси УХ ρ_T изменяется от 1 до 2.

Как видно, в данной точке на амплитудных кривых ρ_T проявлен приповерхностный слой низкого электрического сопротивления.

Южнее точки МТЗ—5/77 расположена МТЗ—1/77 Емдж — Поршнево. Здесь продольное кажущееся электрическое сопротивление ρ_l варьирует от 6 до 30 Ом. Выделена граница на глубинах 14 км, где сверху находятся породы со значениями $\rho_{l_B} \approx 30$ Ом, внизу — с $\rho_{l_H} \approx 6$ Ом. Здесь $\rho_{l_B} > \rho_{l_H}$.

Центральный Памир характеризуется в основном низкими сопротивлениями. Но и здесь отмечаются границы. В точке МТЗ—6/77 на глубинах 18 км и 35 км соотношение сопротивлений $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$, по МТЗ—1/77 $\rho_1 > \rho_2$ (рис. 80, 82).

На Южном Памире наблюдения проведены в районе поселка Авч — МТЗ—3/77 и южнее, в 12 км от Ишкашима — МТЗ—2/77. Наиболее хороший результат получен по МТЗ—2/77 (рис. 82). Здесь резко выделяются границы на глубинах 37—38 км с параметрами $\rho_{l_B} < \rho_{l_H}$ (от уровня мирового океана) и 36—37 с $\rho_{l_B} < \rho_{l_H}$. Глубже наблюдается более ослабленная дифференциация. Можно отметить границу на глубинах 108 км с $\rho_{l_B} > \rho_{l_H}$. По точке МТЗ—3/77 в связи с наличием поверхностной низкоомной неоднородности информация о глубинности отсутствует. По другой измерительной оси наблюдается различие в глубинных положениях слоев с равными значениями ρ_l . Это позволяет судить о наличии сброса по Ишкашимскому разлому с амплитудой порядка 5—10 км.

При оценке распределения электрического сопротивления по профилю Калайхумб — Хорог — Ишкашим можно отметить, что здесь преобладают в основном породы с низким электрическим сопротивлением. Высокоомные слои распределены главным образом в нижних слоях земной коры Памира между границами Конрада и Мохоровичича с отдельными разрывами (рис. 82).

По Восточному Памиру профиль МТЗ охватывает часть Тянь-Шаня и собственно Памир. Точки МТЗ расположены в Токтогуле, Майлисае, под городом Ош, в Суфикургане, Каракуле, Мургабе, Кызылрабате (в створе оз. Зоркуль). Расположение точек наблюдения по этому профилю, как и на Западном Памире, в большинстве случаев определялось рельефными особенностями (рис. 76).

При составлении качественного геоэлектрического разреза по вертикали отложены измеренные станцией ЦЭС-1 значения ρ_T , по горизонтали — точки МТЗ в масштабе (рис. 83).

Изменение ρ_T по Тянь-Шаню наблюдается в пределах 5—500 Ом. Наиболее высокоомным является район Токтогула (МТЗ—1/ф—78). Здесь следует отметить наличие E и H поляризации.

С приближением к Памиру значения ρ_T понижаются до 10—50 Ом. Зона Памира имеет наиболее низкие значения ρ_T —4—50 Ом (рис. 80).

Граница сочленения Памира и Тянь-Шаня характеризуется низкими значениями ρ_T . По форме изолиний можно предположить ограниченное распространение разлома Алайской долины на глубину (рис. 84).

При рассмотрении распределения ρ на глубину в значениях кажущегося продольного сопротивления ρ_l выделена граница под Тянь-

Шанем на глубине 26—27 км, при этом сверху лежат породы со значением $\rho_l \approx 10$ Омм, ниже — $\rho_l \approx 30$ Омм (МТЗ—1/ф, Токтогул). При прослеживании на юг по профилю породы нижней зоны переходят в более высокоомные с ρ_l до 250 Омм. Южнее эта граница выделяется по точке МТЗ—6/ф—78 на глубине 24—25 км с $\rho_l \approx 0$ Омм сверху и $\rho_l \approx 66$ снизу. Здесь по этой же точке можно отметить вторую границу с переходом ρ_l со 156 на 24 на глубине 38—40 км.

В зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня выделены границы на глубине 37 км со значениями $\rho_l \approx 29$ Омм сверху и $\rho_l \approx 250$ ниже (МТЗ—1/п—78).

Собственно Памир представлен низкоомными породами со значениями продольного сопротивления $\rho_l \approx 5$ —26 Омм (МТЗ—2/п—78). При прослеживании на юг к точке МТЗ—4/п—75 Кызылрабат $\rho_l \approx 3$ —7 Омм. Здесь глубина H до кровли проводящего слоя определена по асимптотической линии «Н» (Бердичевский, 1968)

$$\begin{aligned} \sqrt{T^{10}} &= 10,5 \quad H_m = n \cdot 10 \sqrt{T^{10}} \\ n \cdot 10 &= 1,14 \quad H_m = 1,14 \cdot 10,5 = 11,97. \end{aligned}$$

Восточный Памир на юге имеет низкоомную зону на глубине 11—13 км (рис. 84). К северу эта зона выклинивается, становится многослойной с преобладанием более высокоомных пород. К западу в районе Аличур разрез (МТЗ—5/п—78, рис. 80) представляется трехслойным с границами 22—25 км и на 53—54 км интервал от 22—54 км является низкоомным. Этот интервал с некоторым различием глубинных границ отмечен и таджикскими геофизиками (МТЗ—285Т, рис. 76).

Юго-западнее Аличура в районе перевала Койтезек разрез в интервале 23—49 км низкоомный с тенденцией к увеличению сопротивления кверху, наблюдается граница на глубине 31 км. При прослеживании еще юго-западнее до Ишкашима появляется высокоомная толща на глубине 40—69 км.

Наиболее резко по всем параметрам отличается Дарваз, здесь наблюдаются высокие значения сопротивлений.

При рассмотрении полярных диаграмм (рис. 85, 86) на Западном Памире простирание глубинных структур юго-восточное (45°) на севере и юго-западное (30 — 45°) на юге. В Центральном Памире наблюдаются две оси простирания, более глубокие слои имеют простирание с юга на север, вышележащие — юго-западное (30°). Коэффициент горизонтальной неоднородности $M=1,2$ — $1,5$, в отдельных случаях доходит до 5.

При прослеживании к востоку простирание основных структур юго-западное (МТЗ Койтезек) и юго-восточное (МТЗ Аличур; 10 — 15°). В Аличуре несколько южнее таджикские геофизики провели МТЗ—285Т станций МТЛ (рис. 76). Мы сравнили результаты и получили хорошую сходимость с некоторым различием (в пределах погрешностей) граничных глубин.

В Кызылрабате более глубокие слои имеют юго-восточное ($\approx 70^\circ$) простирание, вышележащие — северо-западное ($\approx 60^\circ$). В Каракуле простирание с запада на восток.

Верхняя мантия по профилю Калайхумб — Хорог — Ишкашим является слабо дифференцированной. Продольное электрическое сопротивление в Центральном и Юго-Западном Памире изменяется в пределах 70—150 Омм, М-6-77, М-2-77 (рис. 82).

Высокие значения ρ_l установлены в районе Дарваза — до 600 ОмМ МТЗ-7-77. Здесь определены границы на глубинах 120—130 км с $\rho_{lv} < \rho_{ln}$ и 150—170 км с $\rho_{lv} > \rho_{ln}$.

При общем рассмотрении распределения линий изоом в границах М и астеносфере наблюдаются разрывы. Можно предположить нали-

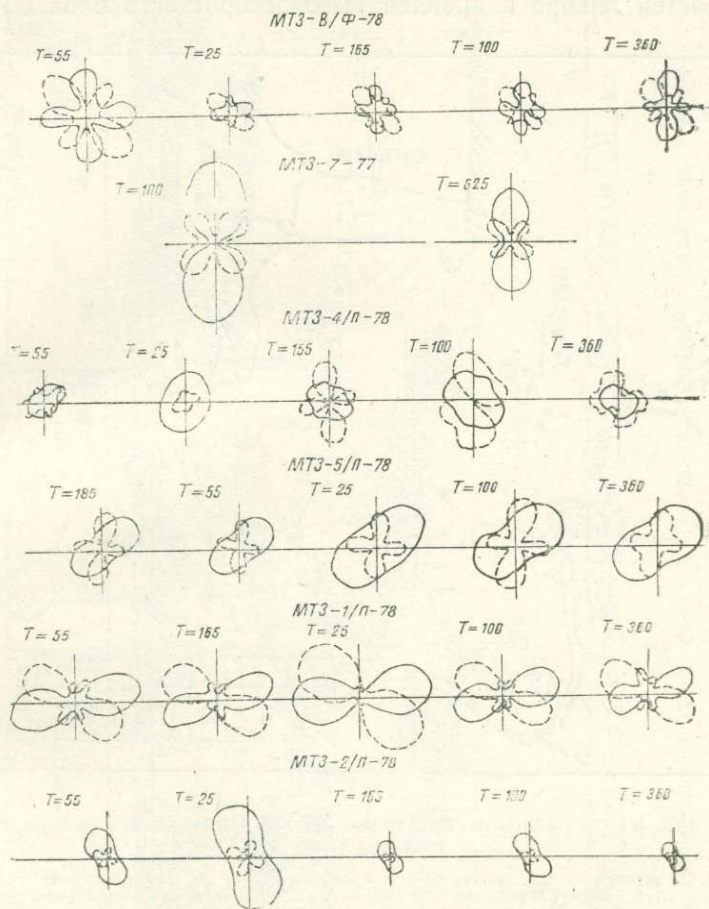


Рис. 85. Памир, Тянь-Шань. Полярные диаграммы МТЗ.

чие каналов движения коро-мантийной смеси (на рис. 82 указано стрелками).

В заключение хочется пожелать продолжения изучения геоэлектрических характеристик Памира, что необходимо для познания глубинного строения с целью разведки полезных ископаемых. При поиске полезных ископаемых следует обращать внимание на зоны сочленения низкоомных и высокоомных пород, так как резко отличающиеся по параметрам среды, как правило, служат центром локализации полезных ископаемых.

Мы сравнили границы МТЗ с сейсмическими данными вдоль Западно- и Восточно-Памирского профилей. Данные о скоростях по сей-

смическим измерениям здесь довольно верные, а многочисленные значения ρ известны в виде неполных колонок в дискретных точках профиля. Тем не менее удалось найти некоторые связи между значениями V_p и ρ .

На Восточно-Памирском профиле (рис. 84) сгущение изолиний, символизирующее увеличение ρ , совпадает с подошвой зоны пониженных скоростей в коре и кровлей высокоскоростного слоя с $V_p=6,9$ —

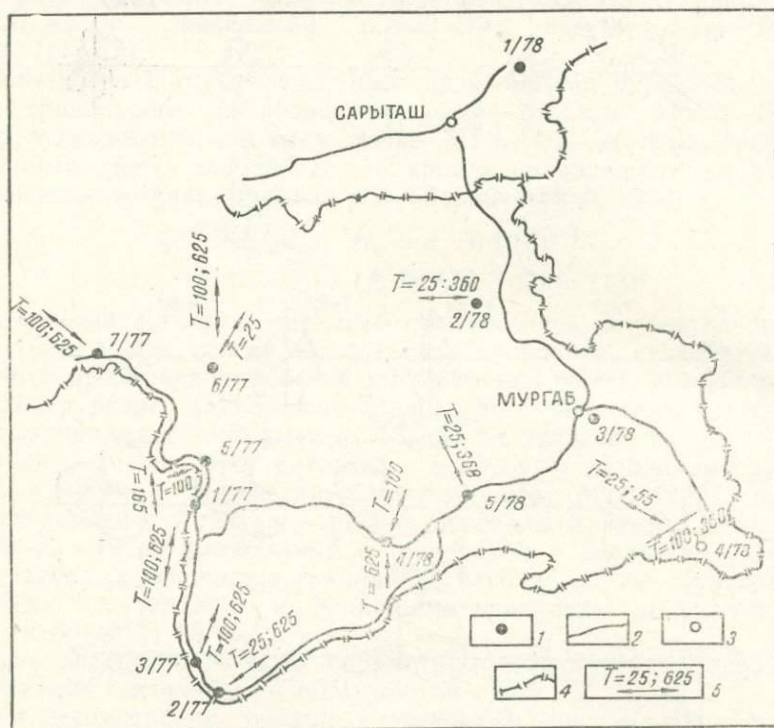


Рис. 86. Памир. Карта расположения точек МТЗ с направлением малых осей полярных диаграмм.

1—точка МТЗ, 2—автомобильные дороги, 3—населенные пункты, 4—государственная граница, 5—протяжение глубинной геологической структуры: $T=25; 625$ —период полярной диаграммы.

7,2 км/с. На Западно-Памирском (рис. 82) профиле ряд резких границ по данным МТЗ совпадает со скачками значений V_p . При этом обычно повышению скорости соответствует повышение ρ_t . На скоростном разрезе вдоль Западно-Памирского профиля, полученного по сейсмологическим данным, в некоторых точках в виде ломаной прямой нанесены значения ρ_t (рис. 87). В большинстве точек повышению значений ρ_t соответствует на близком уровне скачок в величинах V_p .

Результаты магнито-теллурического зондирования показывают, что в общем Памир характеризуется породами с низкими электросопротивлениями. Значения кажущегося электрического сопротивления колеблются в пределах 0—10, 10—100, 100—500 Ом. На фоне этих вариаций выделяются локальные зоны повышенной электропроводности, приповерхностные, внутрикоровые и со слабыми изменениями в мантии.

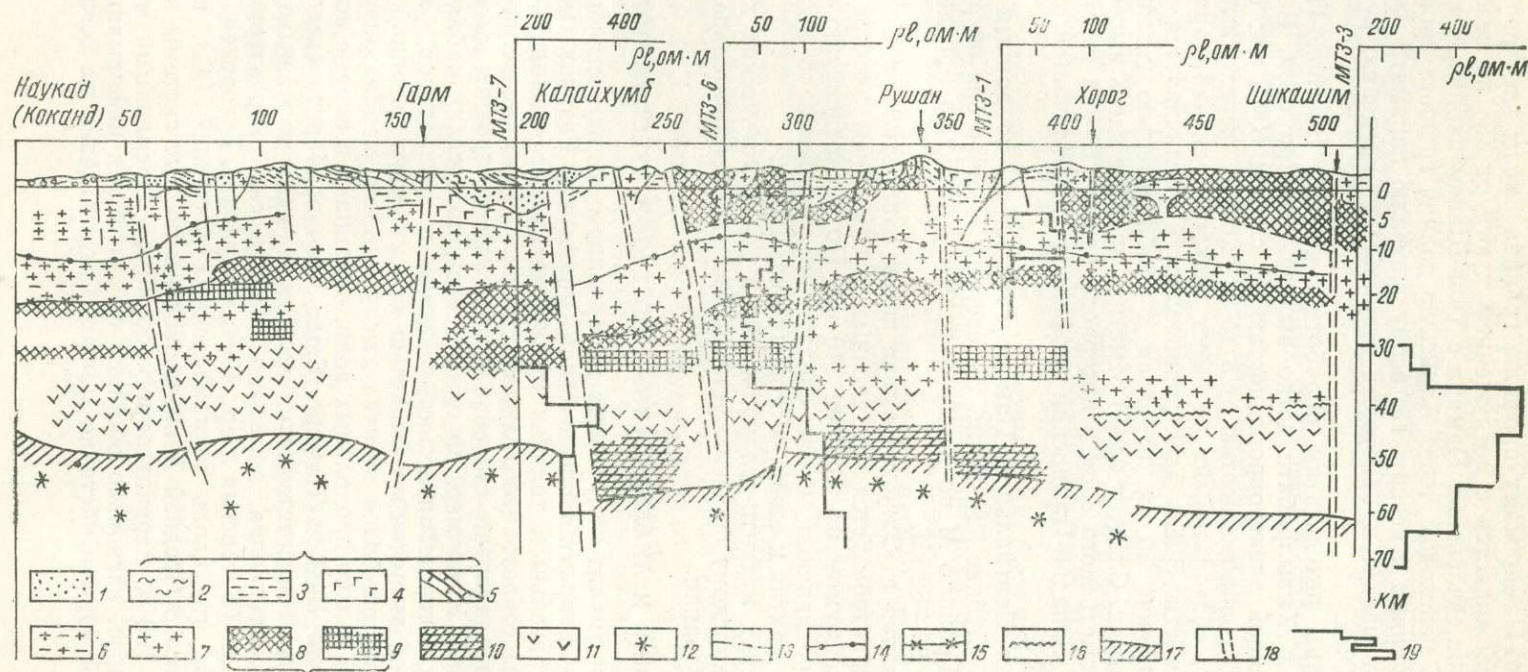


Рис. 87. Сопоставление скоростного разреза вдоль Западно-Памирского профиля со скачками в значениях ρ_l .

1-3,5-4,0, 2-4,0-4,5, 3-5,0-5,3, 4-4,5-5,0, 5-5,5-5,6, 6-5,6-5,9, 7-6,0-6,4, 8-6,4-6,7, 9-6,7-6,8, 10-6,8-7,2, 11-7,2-8,0, 12-7,9-8,0, 13-16-изоповерхность; $v_p = 5,6-5,9$, $v_p = 6,0-6,4$, $v_p = 6,4-6,7$, $v_p = 6,9-7,2$. 17-граница М, 18-разломы, 19-график изменения ρ_l с глубиной в некоторых точках разреза.

По Восточно-Памирскому профилю граница смены электрического параметра прослеживается с погружением к югу от 35 на севере до 53 на юге. В зоне сочленения Памира с Тянь-Шанем наблюдается разрыв границы. С переходом через Алайскую долину граница прослеживается с погружением к северу. По всему профилю параметр электропроводности изменяется в некоторых стабильных пределах: $\rho_T = 10 \div 35$, $\rho_l = 5 \div 25$ Омм.

По последним результатам обработки, на юге Восточно-Памирского профиля в Кызылрабате четко выделяются три слоя. Верхняя часть с пониженной электропроводностью до глубин $H \approx 8$ км; слой с повышенной электропроводностью от 8 до 23—26 км; переходный слой от 23 до 53 км; «базальтовый» не имеет резкого скачка параметра электропроводности. Здесь электропроводность увеличивается с глубиной на протяжении 30 км, переходя к приблизительно устойчивым значениям в мантии. Следует особо отметить наличие здесь высокопроводящего 9-километрового слоя в интервале глубин 13—22 км. По результатам МТЗ Западно-Памирский профиль резко отличается от Восточно-Памирского.

В Южном и Центральном Памире граница K , по данным МТЗ, наблюдается на глубине 32—35 км. В Северном Памире она погружена до 42—45 км. Граница M по всему Западному профилю прослеживается на глубине 60—62 км.

Верхняя мантия в Южном Памире почти однородная, в Северном Памире она характеризуется постепенным увеличением электросопротивления с максимумом на глубине 140 км. По распределению изолиний электросопротивления можно сделать предположение о выдавливании вещества мантии к северу в сторону Тянь-Шаня.

При сравнении магнито-теллурических и сейсмологических данных по Западно-Памирскому профилю установлена удовлетворительная корреляция резких границ.

СОПОСТАВЛЕНИЕ И АНАЛИЗ ДАННЫХ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПОЛЯМ

Мы провели анализ полученных материалов с целью установления связи между различными геофизическими полями. Результаты этого анализа предварительные, так как нужны детальные многолетние наблюдения, чтобы собрать необходимые сведения. Решение вопроса затрудняет также различная степень детальности построения схем геофизических полей. Например, по сумме сейсмологических наблюдений (над взрывами и коровыми землетрясениями с аппаратурой «Земля» или региональной экспедиционной сетью сейсмических станций Средней Азии) мы имеем более десятка тысяч данных, характеризующих времена пробега только продольных волн, вышедших в первые вступления, из них около 1000 на Памире. Сюда надо прибавить сведения о временах пробега, соответствующих волнам S , ряду волн, выходящих в последующие вступления, данные о динамических характеристиках сейсмических волн (Бутовская и др., 1974; Абдуллаев, Бутовская, 1979). Если вспомнить, что вдоль многочисленных профилей ГСЗ, пересекающих территорию Средней Азии, проведены полные системы наблюдений с шагом 100 м, переинтерпретированные современными методами, то станет ясно, насколько обширна сейсмическая информация о строении земной коры и частично мантии Средней Азии на сегодняшний день.

Параллельно с этим экспериментальные данные о геотермическом поле на всей территории Памира и Южного Тянь-Шаня ограничиваются замером в нескольких десятках скважин. Магнито-теллурические исследования на Памире осуществлены всего в 15 пунктах. Отсюда ясно, насколько трудно провести хотя бы качественное сопоставление различных геофизических полей. Мы попытаемся сделать это, расположив различные группы данных в порядке убывания их информативности.

Профильные и площадные сейсмические наблюдения и ГСЗ при различных методах обработки.

Если оставаться в рамках рассмотрения поля скоростей и границ раздела, следует констатировать, что различные методы сейсмических наблюдений и обработки данных дают схожие результаты. Взрывная сейсмология и детальное ГСЗ по сравнению с данными площадной сейсмологической съемки и метода поля скоростей давали еще 10 лет назад разные картины распределения скоростей в земной коре. В настоящее время получена согласованная картина поля скоростей и расположения границ раздела на ряде профилей ГСЗ, где перекрывались обе группы наблюдений (Фараб — Тамдыбулак, Ленинабад — Караунгур, Токтогул — Узген — Каракуль — Зоркуль — Нанга Парбат). Благодаря наличию глубоких очагов большой интенсивности при площадной сейсмологической съемке в коре удалось выделить такие образования, как волноводные слои, коромантийные смеси и такие элементы поля, как мутность, чешуйчатость границ и др. Вместе с тем ГСЗ более детально и точно дало картину строения верхней части коры.

Результаты наблюдений вдоль Западного и Восточного Памирских профилей, полученные методом поля скоростей с использованием данных площадной съемки и методами МОВЗ и ГСЗ (преимущественно по данным отраженных волн с применением только взрывов), тоже совпадают в пределах ошибок наблюдений. Исключением являются данные Т. Э. Эргешева и Г. Г. Каримовой о глубине границы М в Алайской долине — 47—50 км по данным отраженных и преломленных волн площадной съемки и комплекса ГСЗ, 65 км по данным проходящих волн от глубоких очагов (Пак и др., 1977).

На Западно-Памирском профиле конфигурация границ раздела, найденная по данным отраженных и обменных волн, точно совпадает с той, что дает поле скоростей. Определение границ по этим двум группам данных на некоторых участках профиля различное, но здесь следует помнить, что методами ГСЗ и МОВЗ можно только очень грубо определить значения пластовых скоростей. Таким образом, определение границ раздела более верное, когда используется метод поля скоростей, зато конфигурация границ точнее устанавливается по отраженным волнам.

Совпадение сейсмологических и гравиметрических данных находится в пределах ошибок наблюдений. Так, вдоль Западного и Восточного Памирских профилей близки друг к другу конфигурации изоповерхностей с характеристиками:

$$v_p = 5,6 - 5,8 \text{ км/с}, \quad \rho = 2,7 \text{ г/см}^3$$

$$v_p = 6,0 - 6,4 \text{ км/с}, \quad \rho = 2,8 \text{ г/см}^3$$

$$v_p = 6,9 - 7,2 \text{ км/с}, \quad \rho = 3,0 \text{ г/см}^3.$$

Совпадают и данные о глубине залегания границы М по сейсмологическим и гравиметрическим данным. Исключение составляет южная часть западного профиля в районе Ишкашима, где по гравиметрическим данным $H_m=56-57$ км, по сейсмологическим — $62-63$ км.

Расхождение на Западном профиле в районе Гарм — Қалайхумб по гравиметрическим ($H_m=45$ км) и сейсмологическим ($H_m=50$ км) результатам объясняется тем, что здесь сейсмологические данные относятся к участку, сдвинутому на восток на $10-12$ км по сравнению с тем отрезком профиля, для которого приведена схема H_m по гравиметрическим наблюдениям.

Картина соотношения мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев с дифференциацией по территориям Южного, Центрального, Северного Памира и Южного Тянь-Шаня по гравиметрическим и сейсмологическим данным одна и та же.

Неполнота знаний о глубине залегания изоповерхностей заданных значений V_p , отсутствие данных или неуверенность в них по ряду участков не позволяют пока провести количественную корреляцию результатов сейсмологических и гравиметрических построений. Но качественно эти результаты согласуются удовлетворительно.

С тепловым полем данные о глубинном строении коры не коррелируются. Это естественно, так как на поля тепловых потоков и температур, описанные в этом разделе, существенно влияют тектонические процессы, происходящие в самой верхней части разреза. Исключением является отмеченная в некоторых областях связь между исключительно высоким тепловым потоком и низкой сейсмичностью, с одной стороны, замутненностью высокоскоростными включениями в верхней части

разреза и зависимыми значениями коэффициента $K = \frac{v_p}{v_s}$ — с другой.

Такая связь наблюдается в западной части Северо-Ферганского разлома, где сейсмическая активность составляет $A=0,1-0,2$. Для сравнения можно констатировать, что вдоль Южно-Ферганского разлома, где неоднородности коры такие же, как на Северо-Ферганском, но замутненность значительно меньше, значение K — нормальное. Здесь мы наблюдаем гораздо более низкое тепловое и гораздо более интенсивное сейсмическое поле (сейсмическая активность A порядка $0,5-0,6$).

Если воспользоваться картой глубин изотерм Кюри, составленной С. О. Борисовым для всей Средней Азии и характеризующей в основном поток тепла и температуру в низах коры (Таль-Вирский, Борисов, 1981), то выявляется корреляция с коэффициентом $r=65\%$ между глубиной изотермы Кюри и глубиной самого мощного волновода в земной коре Средней Азии, кровля которого залегает в интервалах глубин $H=24-38$ км от дневной поверхности, а мощность составляет $5-10$ км.

Очень высок коэффициент корреляции между неоднородностями в коре и элементами сейсмического режима. Коэффициент корреляции r между градиентом нагрузок на кровлю волновода в коре и величиной максимальной сейсмической энергии, выделенной при одном землетрясении, составляет $80-90\%$, а величиной энергии E , выделяемой землетрясениями средних классов ($\lg E=10-13$), — $60-70\%$ (Бутовская и др., 1977). Таким образом, несомненно существует генетическая связь между неоднородностью нагрузок на кровлю волновода в коре и коровыми землетрясениями. Следует отметить, что волновод отделяет сейсмическую верхнюю часть коры от полностью асейсмичной нижней.

Существует связь между особенностями строения коры и металлогеническими признаками. Районам полиметаллического и золотого оруденения (рис. 46), видимо, свойственна замутненность и контрастность скоростного поля в верхней части разреза (Бутовская, 1974). Эта связь установлена по особенностям строения коры в Алмалык-Ангренском и Мурунтауском районах. Однако сопоставление остается качественным, так как данных по двум районам недостаточно для проведения количественной корреляции.

Качественный характер имеет также связь между пониженными скоростями сейсмических волн и малыми значениями удельных сопротивлений по данным МТЗ. Как уже было сказано, гравиметрические результаты на территории Памира и Южного Тянь-Шаня удовлетворительно сопоставляются с сейсмологическими. Количественную корреляцию удалось провести пока только для таких элементов гравиметрического, магнитного и сейсмического полей, как аномалии ΔT , Δg и глубины границы M .

На территории Памира сопоставление аномалии ΔT , локальных полей силы тяжести и остаточных изостатических аномалий указывает на наличие двух крупных субмеридиональных структур (рис. 61, 63). Одна из них совпадает с простиранием ледника Федченко и очень хорошо коррелируется с локальным полем силы тяжести и остаточных изостатических аномалий (рис. 61).

Вторая структура совпадает с линией Б. А. Петрушевского и В. Н. Крестникова (Памиро-Гималайский поперечный разлом) и на севере прерывается Рушано-Пшартским разломом. Судя по характеру поля силы тяжести и остаточных изостатических аномалий (рис. 61), эти две структуры являются частями единой структуры, смещенной в центре в результате альпийского орогенеза.

Одна из характерных особенностей этой структуры то, что она разделяет Памир на две части — западную и восточную. Это деление отражается и в геофизических полях. Так, Северный и Центральный Памир в восточной части характеризуются положительными магнитным и локальным гравитационными полями, которые, по-видимому, связаны с породами мантийного происхождения (трубками взрывов, особенно в восточной и юго-восточной частях Центрального Памира).

Восточная часть Южного Памира резко отличается от северной и центральной строением геофизических полей. Здесь наблюдаются отрицательные магнитное (умеренное) и локальное поля силы тяжести, вероятно связанные с осадочным образованием.

Сопоставление поведения аномалии силы тяжести и границы M показало наличие слабой корреляции $r(\Delta g, H_M) = 0,65$. Корреляция аномального магнитного поля с глубиной границы M фактически сводится к нулю — $r(\Delta T, H_M) = 0,11$, точно также отсутствует корреляция между глубиной поверхности «базальтового» слоя и полем силы тяжести — $r(H_K, \Delta g) = 0,29$.

Западный Памир, в отличие от Восточного, характеризуется более устойчивой корреляцией глубины поверхности M с полем силы тяжести — $r(H_M, \Delta g) = 0,73$, а также хорошей корреляцией глубины поверхности K с аномалией ΔT — $r(H_K, \Delta T) = 0,69$.

Корреляция для параметров H_M и Δg на Памире выражается формулой

$$H_M = 51,5 + 0,036\Delta g + 0,00017 \Delta g^2$$

и в целом подтверждает результаты сейсмических и гравиметрических исследований.

Магнитные аномалии (особенно интенсивные Андербагская и Рушанская) приурочены к градиентным зонам локального поля силы тяжести (рис. 63). Эти зоны связаны с меловыми габброидными интрузиями (Зайчский и др. массивы) и базальтоидными вулканитами третичного возраста.

Тепловое поле имеет причинно-следственные связи с широким спектром геолого-геофизических явлений. Использование корреляционных связей и функциональных зависимостей теплового поля от различных статических и динамических геолого-геофизических параметров во многом уменьшает неоднозначность его интерпретации, еще шире раскрывает информационные возможности.

Геологическая интерпретация теплового поля основана на решении обратных задач. Примером решения статической задачи с построением модели теплового поля и его дополнительного источника в земной коре является модель Адрасмано-Чустской термоаномалии в северной окраине Ферганской депрессии. При ее построении проводилось сопоставление с геолого-геофизическими особенностями района развития этой аномалии. При сопоставлении геотермических и гравиметрических данных по району аномалии установлено, что максимум плотности теплового потока совпадает с минимумом силы тяжести, обнаруженным при трансформации поля силы тяжести в верхнее полупространство ($H=20$ км). Корреляция этих полей позволила определить в первом приближении глубинные границы магматического очага и время его возникновения.

Четкие пространственно-генетические связи теплового поля установлены с тектоникой. Все значительные по плотности теплового потока аномалии расположены в области неотектонической активизации, в зонах реактивизированных или вновь образованных глубинных разломов. Функциональные связи тепловых аномалий обусловлены высокой проницаемостью зон разлома, энергичным в них тепломассопереносом, некоторой спецификой геохимической обстановки и динамических условий. Все это в совокупности может привести к рекуррентному разогреву земной коры, возникновению очагов гранитизации. Вопросы формирования новых систем геологических тел, в том числе очагов гранитообразования и рудных комплексов (петрометаллогенических рядов, по Х. М. Абдуллаеву, 1960), в дейтероорогенную стадию развития Центрально-Азиатского пояса теоретически рассмотрены в трудах В. А. Кузнецова и А. Л. Яншина, К. В. Боголепова, А. А. Смылова и др.

Процессы локального нагревания пород и регрессивного метаморфизма приводят к очаговому разуплотнению и терморасширению в «гранитном» слое на глубине 10—20 км.

Формирование таких термомобилизационных и высокоэнергонизированных систем должно привести к возникновению локальных тектонических движений и структурообразованию.

Анализ новейших тектонических форм и движений в пределах Джаркамарского максимума Адрасмано-Чустской термоаномалии показывает возможность развития новых дискордантных дислокаций, вызванных появлением новейшей локальной механической системы на глубине. Новейшая тектоника здесь проявляется в возникновении нового

секущего поднятия и трансформациях ранее образованных складчатых и разрывных структур.

В районе Адрасмано-Чустской аномалии высокая плотность теплового потока уверенно коррелируется с минимальной плотностью сейсмической энергии.

Региональные элементы теплового поля потока коррелируются с основными элементами новейшей тектоники, а также распределением силы тяжести в подкоровом субстрате.

В низах коры орогена температура больше, чем в пределах Туранской плиты. Здесь же отмечается региональное разуплотнение пород в верхней мантии.

Некоторые элементы разреза, найденные по МТЗ, согласуются с теми же элементами в сейсмическом разрезе. Именно вдоль профиля Зоркуль — Токтогул самая резкая в коре — граница между волноводом, кровля которого лежит на глубине 25—30 км, и кровлей гранулит-базитового слоя на глубине 30—40 км. Эта же резкая граница представлена областями сгущения изолиний значений ρ — удельных электрических сопротивлений (рис. 84). Глубины залегания границы по сейсмологическим данным и МТЗ коррелируются с коэффициентом $r \approx 80\%$.

Вдоль Западно-Памирского профиля резкие границы в разрезе МТЗ и сейсмическом совпадают на одиннадцати отрезках, где по данным МТЗ удалось установить специальные перепады в значениях ρ . Из них в десяти случаях увеличению скорости волн V_p соответствует увеличение ρ .

Поверхность M по данным МТЗ, судя по характеру изолиний, лежит в пределах, установленных по сейсмическим материалам. В более общем плане можно констатировать, что на Памире, где пластовые и средние скорости волн P понижены по всей толще разреза, величины ρ в среднем очень низкие. Но для установления здесь количественной корреляции данных по МТЗ пока очень мало.

Остановимся на сопоставлении результатов, полученных по сейсмологическим и МТЗ данным для верхней мантии. Сначала посмотрим, как согласуются сейсмологические результаты, полученные различными исследователями.

На территории Южного Тянь-Шаня данные Ф. Х. Зуннунова, полученные по записям мощных промышленных взрывов, хорошо совпадают с более ранними результатами по ГСЗ. Для территории Центральных Кызылкумов изолиния $V_p = 8,4—8,5$ км/с на глубине $H = 55—60$ км в верхней мантии, построенная по материалам площадной сейсмологической съемки, совпадает с найденной В. З. Рябым по данным ГСЗ. Для Памира результаты изучения скоростного поля очень противоречивы. В данной работе скоростной разрез в мантии найден по изучению записей колебаний от глубоких Памиро-Афганских очагов станциями, установленными на Западно-Памирском профиле в 1977—1978 гг. Здесь зарегистрировано только 18 очагов Афгано-Памирских землетрясений. Сами землетрясения были сравнительно слабыми. Построенные на основании их данных для мантии скоростные разрезы, относящиеся в основном к Афганской области, следует рассматривать пока как предварительные. Тем не менее, надо отметить, что в пределах ошибок наблюдений они совпадают с построенными Н. Н. Матвеевой и А. А. Лукком на основании изучения огромного количества

записей толчков от глубоких Афганских очагов (Матвеева, Лукк, 1968).

Основные противоречия возникают при сравнении скоростных полей V_p на глубинах 100—200 км по данным Л. П. Винника, А. А. Лукка (1975) и А. А. Лукка, И. Л. Нерсесова (1965) с одной стороны и В. А. Пака и др. с другой. Л. П. Винник и А. А. Лукк дают для фокальной зоны Афгано-Таджикских очагов повышенные скорости волн P в мантии. Следует отметить, что их данные получены по огромному экспериментальному материалу при хорошем окружении эпицентров станциями. Результаты В. А. Пака и др., а также Т. Э. Эргешева относятся к периоду, когда координаты очагов глубоких афганских землетрясений определялись неточно из-за плохого окружения эпицентров станциями. Но противоречие здесь кажущееся, так как данные Л. В. Винника, А. А. Лукка относятся к собственно фокальной зоне глубоких афганских землетрясений, а данные В. А. Пака и др. — к полосе, тянущейся от этой зоны на северо-восток к Каракулю, т. е. к части территории Восточного Памира.

Из вышеизложенного вытекает, что данных о скоростном поле в верхней мантии пока мало.

Итоги геофизических исследований на Памире, по крайней мере тех, результаты которых трактуются однозначно, можно представить в виде следующей краткой сводки, к сожалению преимущественно качественного характера:

1) мощность земной коры на Памире достигает максимальных для земного шара значений — 75—80 км, а на Южном Тянь-Шане она варьирует от 40 до 65 км;

2) пластовые скорости волн P понижены и границы раздела погружены на Памире по сравнению с Южным Тянь-Шанем;

3) в Южном Тянь-Шане средние и пластовые скорости в коре растут, а глубины границ раздела уменьшаются с северо-востока на юго-запад, от Таласо-Ферганского разлома приблизительно до участка Уратюбе — Самарканд;

4) от участка Уратюбе — Самарканд для средних и пластовых скоростей и границ раздела наблюдается та же зависимость, только в направлении с юго-востока на северо-запад;

5) область Памира отмечена огромным гравитационным минимумом;

6) картина распределения плотностей в земной коре на Памире коррелируется со схемой распределения скоростей до границы M ;

7) электрические сопротивления пород, составляющих кору Памира, резко понижены. Несмотря на различную детальность данных, можно считать, что картина их изменения по глубине и в плане соответствует картине изменения поля скоростей;

8) значения скоростей вдоль границы M и в мантии на Памире ниже, чем в Южном Тянь-Шане;

9) скоростное поле в мантии на Памире высоко контрастное, обладает сильными горизонтальными и вертикальными неоднородностями;

10) тепловое поле на Памире повышенное;

11) тепловое поле в Южном Тянь-Шане пестрое, контрастное. Картина распределения тепловых потоков по измерениям в верхней части разреза увязывается с элементами тектоники и только ограниченно с глубинным строением. В противоположность этому гипсометрическая

схема изотермы Кюри, найденная С. О. Борисовым по особенностям глубинного магнитного поля (Таль-Вирский, Борисов, 1981), коррелируется с элементами глубинного строения с коэффициентом $r \approx 65\%$;

12) неоднородности строения коры коррелируются с распределением очагов сильных коровых землетрясений с коэффициентом $r = 90\%$ и сейсмичностью, определенной средними энергетическими классами очагов ($K=10-13$), — с $r \approx 65-70\%$.

Глубокие Афганские очаги связаны с гравитационным минимумом и контрастным скоростным полем в мантии.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКИ ЛИТОСФЕРЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ПАМИРА

В этом, заключительном, разделе обобщаются основные итоги исследований, а также обсуждаются некоторые общие вопросы тектогенеза. При попытке обобщения авторы сталкиваются со значительными трудностями, связанными с известной фрагментарностью первичных материалов и недостаточной разработанностью геотектонических гипотез. Геофизические поля и данные, полученные различными методами, не всегда имеют отчетливую корреляцию. Тем не менее, чтобы определить вклад авторов в познание строения и развития литосферы Памира и Тянь-Шаня и выбрать правильное направление дальнейших исследований необходимо обобщение.

Существовали субширотные структурно-фациальные зоны, представляющие собой складчато-глыбовые структуры и имеющие различную историю развития литосферы. Это зоны Южного Тянь-Шаня, Северного, Центрального и Южного Памира. Зоны глубинных (краевых) разломов, ограничивающие эти складчато-глыбовые структуры, являются крутопадающими. Некоторые из них (Ванч-Акбайтальская, Рушано-Пшартская, Гунт-Аличурская и др.) прослежены геофизическими методами на глубину до 200—300 км. Многие из этих разломов в области Памира и Гиндукуша являются сейсмогенными. Сейсмичность, по мнению К. Л. Kaila (1978), вызывается дифференциальными (ступенчатыми) вертикальными перемещениями блоков, ограниченных двумя системами глубинных разломов, имеющих друг относительно друга встречное, крутое падение.

Существуют поперечные субмеридиональные или диагональные (юго-запад-северо-восточные, по Marussi) разломы, имеющие характер зон растяжения. Наряду с субширотными разломами, представляющими области сжатия, эти поперечные также являются сейсмогенными.

Очаги землетрясений в Южном Тянь-Шане располагаются в сфере указанных разломов только в пределах «гранитного» слоя, а на Памире — и в «гранитном» слое, и в верхней мантии (до глубин 250—300 км). В обоих регионах «базальтовый» (гранулито-базитовый) слой является несейсмогенным и представляет своего рода «зону молчания», природа которой еще не раскрыта.

Область Южного Тянь-Шаня и Памира в новейшее время испытывала воздымание. Это движение, особенно усилившееся в конце неогена, продолжается и в настоящее время. Амплитуды воздымания возрастают в целом с севера на юг и юго-восток. Отмечается грубая положительная корреляция между мощностями земной коры и интенсивностью новейших тектонических движений. Эта корреляция выявлена нами для Памира, а индийскими коллегами — для Гималаев. Вся об-

ласть одновременно характеризуется отрицательным полем силы тяжести, которая достигает экстремальных значений в Центральном Памире и юго-восточной части Южного Памира.

Имеет место общая (не строгая) корреляция между интенсивностью новейших тектонических движений, сейсмичностью, тепловыми потоками и магматизмом. Последний в виде наземного магматизма (вулканы, трубки взрывов и дайки щелочных базальтоидов) в третичное и раннечетвертичное время установлен в юго-восточном и Центральном Памире, отчасти в северной окраине Ферганы. В настоящее время он, по данным Ю. Н. Зуева и А. Н. Поликарпова, проявляется в зонах некоторых глубинных разломов (например, Северо-Ферганского) в криптомагматической форме (аномальные тепловые поля, термальные источники с выносом бора, фтора, гелия, редких щелочей и др.), связанных с очагами частичного плавления.

Мощность земной коры в целом возрастает с севера на юг от Ферганской депрессии (50—55 км) до Центрального Памира (70—75 км) и далее в сторону Гималаев (до 80 км).

При этом мощность коры западной части Памира на 10—15 км меньше восточной. Это уменьшение происходит ступенчато и, по-видимому, вызвано влиянием поперечных глубинных разломов. Такое изменение коры отражается на специфике и интенсивности металлогении западной и восточной территорий одних и тех же субширотных геологических и металлогенических зон Памира.

Земная кора в разных частях Памира имеет разное строение. Это заключается в различных мощностях «гранитного», «гранулито-базитового» слоев, степени их неоднородности, электропроводности слоев, а также наличии или отсутствии «коро-мантийной смеси». Граница К во многих случаях выделяется плохо. Несмотря на это, мы на примере Памира имеем дело с разрезом земной коры, характерным для континентов.

Здесь нет отчетливых признаков, по которым можно было бы говорить (как это пытаются делать некоторые исследователи) об удвоении коры какими-то горизонтальными движениями.

На предыдущих этапах установлена золото-колчеданно-полиметаллическая рудная специализация Северного Памира, редкометалльно-ртутно-флюоритовая, кварц-самоцветовая Южного и Центрального. Наши исследования, подтверждая наличие такой специализации, устанавливают признаки железо-титановой и редкощелочной, связанной с меловым и третичным проявлениями базальтоидного магматизма. Подтверждается внезональное проявление субщелочных базальтоидов в палеогеновое и неоген-четвертичное время по всему Южному и Центральному Памиру, несущих с собой железо-титановую и редкощелочную минерализацию.

В настоящее время в трактовке результатов исследования земной коры и верхней мантии имеются две альтернативные точки зрения — неомобилизм и фиксизм. Согласно первой, тектонические процессы, в частности образование Памирского синтаксиса (скупивания) и аномально большая мощность земной коры в этом регионе, рассматриваются как результат субдукции в связи со столкновением индостанской плиты и ее пододвигания под горные сооружения Памиро-Гималайского пояса. Согласно другой, упомянутые процессы обусловлены главным образом вертикальными перемещениями вещества. Наши исследования показывают большую правомерность второй точки зрения.

Выше мы перечислили главнейшие результаты комплексных геолого-геофизических работ на советской территории. Теперь попытаемся их рассмотреть с более общих позиций, привлекая при этом данные зарубежных коллег.

При взгляде на план тектонических элементов Памира и Тянь-Шаня обращает внимание их дугообразность и резкое сгущивание структур. Это нашло отражение в работах первых исследователей (Д. В. Мушкетов, Э. Арган, Д. В. Наливкин, А. П. Марковский и др.). Отсюда возникло представление о Памирском синтаксисе и давлении «Пенджабского клина». Имелись также взгляды о сочленении тянь-шаньских и памирских дуг как результате надвигания Гондваны на Ангариду. Эти идеи отразились и в новейших воззрениях сторонников неомобилизма.

Вышеперечисленные факты о характере новейших тектонических движений и история развития поверхностных структур приводят к выводу о том, что эти структуры (включая Памирский синтаксис) — результат действия мощнейших эндогенных сил преимущественно вертикального направления. Рассмотрим сначала особенности развития поверхностных структур, а затем глубинного строения земной коры изученного региона.

Анализ скоростей новейших тектонических движений, основанный на изучении изменения палеорельефа, показывает, что интенсивность движения во времени синхронна интенсивности движения в пространстве, но имеет различные значения. Так, в раннем плейстоцене средняя скорость вертикальных движений была относительно невысокой и имела для Восточной Ферганы 0,51 мм/год, для Южного Тянь-Шаня — 1,66 и для Восточного Памира — 2,12. В среднем плейстоцене она несколько возросла и составила соответственно 0,8, 1,19 и 4,35 мм/год.

Наблюдается некоторое уменьшение скорости вертикальных движений блоков земной коры в позднплейстоценовое время, — соответственно 0,59, 0,94 и 3,00 мм/год. В голоцене (10000 лет назад) скорость поднятий всего региона вновь заметно возросла и достигла соответственно 4,45, 6,8 и 13 мм/год. В настоящее время эта тенденция продолжается. Так, в Южном Тянь-Шане скорость по прецизионным измерениям группы И. Л. Нерсесова в зоне Сурхобского (Южно-Тянь-шаньского) разлома составляет 11—12 мм/год, в Восточном и Юго-Восточном Памире — 50—60.

В раннеплейстоценовое время орография района резко отличалась от ландшафта бактрийской эпохи. В этот период Южный Тянь-Шань представлял собой предгорный шельф, и горные массивы с превышением более 3000 м располагались на Памире. В это время на северном склоне Южного Тянь-Шаня формируются Сугандинское, Намаздекское, Алдыярское, Восточно-Алайское поднятия с отметками в водораздельных частях от 1100 до 3000 м, причем в районе хребта Кичик-Алай это значение превышает 3500 м. Алайская долина представляла собой межгорную впадину и имела асимметричное строение. Высота рельефа ее северного борта составляла около 2000 м, а южного — 2500.

В раннеплейстоценовое время (500000 лет тому назад) Восточный Памир располагался гипсометрически выше Южного Тянь-Шаня; рельеф его имел облик плоскогорья с относительно небольшим превышением хребтов (Музкол, Южный Аличур, Северный Аличур) — 1000—2400 м. Абсолютная отметка этих хребтов достигает 4200 м.

В среднеплейстоценовое время продолжались вертикальные тектонические движения, но существенных изменений в структурном плане региона не произошло. В это время четко выделялись субширотные хребты Суганды, Алдыяр, Кичик-Алайский, Восточно-Алайский в Южном Тянь-Шане и Музкольский, Северо-Южно-Аличурский на Памире, обособился Заалайский. Межгорные впадины Куршабская, Алайская, Мургабская, Каракульская за счет вовлечения в поднятия их бортов приобрели вид суженных долин.

Гипсометрическая отметка этих поднятий и впадин равнозначна и составляет в Сугандинском и Намаздеком хребтах 2000 м, Алдыярском — 2100, Кичик-Алайском и Восточно-Алайском — 3700. В Заалайском хребте водораздельная часть поднятия располагалась на отметке 4600 м, на хр. Музкол — 5500, на Северном и Южном Аличуре — 5300 м. Во впадинах рельеф дна был неровным и находился на следующих высотах: в Куршабской — 1000 м, Алайской — 2400, Каракульской — 3600, Мургабской и Зоркульской — 3800 м.

В заключительный горообразовательный этап рельеф горной области Южного Тянь-Шаня и Памира приобретает современный облик и испытывает усиление восходящих движений. В этот период в Южно-Тяньшаньской зоне образованы крупные структуры, складчатые блоки и подзоны, такие как Куршабская, Туркестано-Алайская и Зарафшано-Гиссарская. Максимальная амплитуда восходящих движений в отдельных местах достигала 500—550 м, на остальной территории составляла 255—300 м.

В пределах Алайской впадины в результате тектонического процесса произошло усложнение структурного плана, однако амплитуда восходящих движений не превышала 200—250 м. Эта впадина на фоне более интенсивно воздымающихся поднятий (с юга — Памир, с севера — Алайский хребет) оставалась областью относительного прогибания.

На Памире в позднплейстоценовое и голоценовое время значительно усилились вертикальные движения, которые развивались по унаследованному плану. Суммарная амплитуда их 600 м.

Таким образом, неотектонические процессы проявились в виде глыбовых, глыбово-складчатых, преимущественно вертикальных движений с прогрессирующим возрастанием поднятий за счет депрессий и с выделением сейсмической энергии, которое продолжается и в настоящее время. Как правило, депрессии ограничены от поднятий разломами. Данные других исследователей (Чедия, 1971; Костенко, 1972; Белоусов, 1975) согласуются со сделанным выводом.

Обратимся к характеристике глубинной структуры. Как отмечено, областям новейшего горообразования свойственна утолщенная земная кора. Однако не следует забывать и другую сторону этого процесса. Горообразование сопровождается не менее интенсивным прогибанием, что обуславливает появление глубочайших впадин. Оказалось, что по строению эти области резко отличаются от смежных зон поднятий. Толщина земной коры в депрессиях близка к нормальной (40—48 км), однако, если вычесть мощность выполняющих эти депрессии осадков, то она едва превысит 30—35 км. Таким образом, для депрессионных областей мы имеем сокращенную мощность консолидированной коры. Долгое время Ферганская депрессия рассматривалась как впадина с согласным залеганием глубинных границ раздела.

Однако результаты повторной интерпретации материалов ГСЗ показали (Зуннунов, 1976), что земная кора в пределах впадины также сокращена. В целом четко отмечается обращенный характер рельефа поверхности М: горным хребтам соответствуют прогибы, а впадинам — воздымания границы М. Следует также отметить, что для орогена мы имеем типичный разрез земной коры континентального типа без видимых признаков ее удвоения, с несколько пониженными сейсмическими скоростями (5,9—6,4 км/с). Так, в депрессионных зонах (Ферганская, Южно-Таджикская и др.) верхнюю половину разреза составляет мощная толща (до 9—12 км) рыхлых осадков мезозоя и кайнозоя, из которых большую часть составляют неоген-четвертичные молассы. Ниже залегают осадочно-вулканогенные образования палеозойского основания. Они широко распространены и выходят на дневную поверхность в горных областях.

Породы палеозойского складчатого основания подстилаются древними (докембрийскими) сериями кристаллического фундамента, сильно дислоцированными, метаморфизованными и прорванными интрузиями. Эта верхняя часть собственно «гранитного» слоя («гранито-гнейсовый» подслон) отмечается по сейсмическим данным.

Если рассматривать в целом «гранитный» слой, то верхняя его гранито-гнейсовая часть вследствие широкого развития гранитоидных интрузий имеет неоднородное строение, поэтому нижнюю в Средней Азии обычно выделяют под названием «диоритового» подслоя. Эта картина, основанная на известных геологических материалах, при ближайшем рассмотрении оказывается в сильной степени усложненной. Как показали данные магнитотеллурического зондирования, электрическое сопротивление пород верхней части земной коры значительно ниже, чем можно было предполагать, если породы кристаллического фундамента были широко распространены. Зоны резких повышенных электрических сопротивлений (более 1000 Ом) выделяются лишь там, где известны выходы их на поверхность (Курама, Гиссары и их юго-западные отроги, Юго-Западный Памир). Можно предположить, что породы кристаллического фундамента или глубоко погружены, или в близповерхностных условиях резко меняют геофизические параметры.

Нижнюю половину коры составляют породы «базальтового» или «гранулито-базитового» слоя. Здесь мы сталкиваемся с еще неясной ситуацией, прежде всего с границей между «гранитным» и «базальтовым» слоями.

Как известно, границу Конрада, выделенную в 1923 г. по преломленной волне, впоследствии некоторые геофизики считали фиктивной и принимали за отраженную от поверхности М. Неопределенность характера и нечеткость границы К наблюдается и во многих разрезах по Памиру и Тянь-Шаню. Как показали работы Е. М. Бутовской, названные слои с точки зрения сейсмичности ведут себя неодинаково. Сейсмические очаги приурочены к верхнему «гранитному» слою.

В последние годы стали проводить границы между «гранитным» и «базальтовым» слоями по динамически четко выделяемой отраженной волне, которая прослеживается не повсеместно. Мы этим широко пользовались. Мощность «базальтового» слоя сильно изменчива. В депрессиях (Ферганская, Южно-Таджикская) она составляет всего 5—10 км, тогда как в зонах поднятий достигает 15—30 км. Максимальные мощности «базальтового» слоя мы отмечаем в восточной части Центрального Памира. На отдельных площадях ниже «базальтового» слоя вы-

деляется «коро-мантийная смесь», характеризующаяся скоростью 7,4—7,7 км/с (Хамрабаев и др., 1974, 1977).

В пределах верхней мантии на глубине более 100 км имеется «астеносферный» слой. Однако данные Т. Э. Эргешева свидетельствуют о наличии не одного, а по крайней мере двух слоев с пониженной скоростью сейсмических волн на глубинах 127—160 и 240—280 км.

Кроме того, В. А. Пак отмечает пониженные скорости в области Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны, которая мощностью порядка 30—50 км субвертикально простирается на глубину 300 км. Наличие крупных субвертикальных зон в верхней мантии предполагается вдоль глубинных разломов (Северо-Ферганского, Южно-Ферганского, Гиссаро-Кокшальского и др.). В целом вырисовывается картина блоковой структуры верхней мантии вследствие развития «каркасной» системы, образованной субгоризонтальными астенозонами и субвертикальными каналами пониженной вязкости.

Результаты исследований показали, что в новейшей структуре существенная роль принадлежит глубинным разломам, которые являлись зонами дискорданогенеза при отложении кайнозойских осадков. Детальным геолого-геофизическим исследованием Южно-Ферганского глубинного разлома выявлен субвертикальный характер его залегания. В сущности мы имеем здесь типичный взрез В. В. Белоусова. Близкие данные получены при исследовании Северо-Ферганского, Южно-Гиссарского, Ванч-Акбайтальского, Северо-Памирского и Гунт-Аличурского глубинных разломов. Создается впечатление, что указанные крутопадающие разломы, разделяющие зоны поднятий и депрессий, типичны для описываемой орогенической зоны в целом. Если мы обратимся к рассмотрению структурного плана, то увидим, что направление хребтов в значительной мере определяется расположением впадин. На Тянь-Шане узловое положение занимает Ферганская депрессия. Ее восточное обрамление составляет Ферганский хребет, а на северо-западе — Чаткало-Кураминские горы. На юге протягивается система Южно-Тяньшаньских гор. Периферические зоны орогена окаймлены системами предгорных впадин: Чу-Илийских — на севере, Приташкентских и Кашкадарьинских — на западе. Памир также ограничен на западе Афгано-Таджикской впадиной, а на востоке — крупнейшим Предкуэньлуньским предгорным прогибом. Представляет интерес изучение границы между Памиром и Тянь-Шанем, которая проходит вдоль узкой Алайской долины. Новые данные, полученные Т. Э. Эргешевым, показывают, что вдоль нее земная кора, вероятно, сокращена на 10—15 км. Если это так, то представление о надвиговом характере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня отпадает.

Область проявления новейших горообразовательных процессов достаточно четко отмечается грандиознейшим минимумом силы тяжести в редукции Буге. Как показывают результаты его интерпретации, это связано в значительной степени с наличием зон разуплотнения в верхней мантии. По данным других геофизических методов, в частности сейсмических и магнито-теллурических, в верхней мантии отмечаются зоны пониженных скоростей и повышенной электрической проводимости. Все это свидетельствует о наличии хорошо развитой астеносферы. Эти глубинные аномалии находят отражение в поведении геоида. Как показали исследования А. Marussi (1980), здесь наблюдается наложение широтной зоны повышенных отметок геоида, отвечающего Альпийско-Гималайской складчатой области и северо-восточной Ин-

дийско-Байкальской зоне геoidalного минимума. Эти особенности позволили А. Marussi высказать интересные идеи об особенностях тектоники указанных областей. В первой из них, по его мнению, преобладают явления сжатия, а во второй — растяжения, что согласуется с результатами исследований В. И. Попова и др. (1978).

С представлениями о столкновении Индийского щита и Евразии, а также о явлениях субдукции, отстаиваемыми сторонниками идей о тектонике плит, не согласуется также мнение о наличии грандиознейшей поперечной Индо-Памирской субмеридиональной структуры, выделенной Б. А. Петрушевским (1969), Д. П. Резвым (1964) и более основательно охарактеризованной В. Н. Крестниковым и Д. В. Штанге (1977).

В. Н. Крестников и Д. В. Штанге называют эту структуру поперечным Памиро-Гималайским разломом и описывают его как сдвиго-сброс, который и определил клиновидную деформацию в районе Пенджабского (Хазаринского) синтаксиса. А. Marussi (1980), анализируя снимки, сделанные спутниками серии Ландсэт, показал, что здесь трещины не образуют плавных изгибов, а взаимно пересекаются под острым углом в виде систем субмеридионального северо-западного и северо-восточного направлений. Сам Памирский синтаксис, по его мнению, возник в позднеэретичное время в результате наложения на субширотные структуры сжатия, активизированные в новейшую эпоху горообразования, почти субмеридиональной зоны растяжения, протянувшейся с юго-запада на северо-восток от Аравийского залива через Памир до Ферганы и далее в сторону озера Байкал.

Индо-Памирская структура проявляла себя почти в течение всей истории геологического развития исследуемой территории. В современном плане Памира наличие этой структуры проявляется в резко различных мощностях коры по обе его стороны и значительном отличии металлогенического облика Западного и Восточного Памира. Так, наибольшие мощности коры (65—75 км) отмечены на Восточном Памире. В то же время поверхность *М* на Западном Памире приподнята на 10—15 км. Граница областей с такими мощностями коры проходит приблизительно вдоль вышеназванной структуры (разлома).

В области верхней мантии также отмечается латеральная неоднородность в субширотном направлении. Приблизительно в зоне упомянутого разлома, по В. Н. Крестникову, проходит граница в верхней мантии с различными скоростями.

Эти особенности поверхностного и глубинного строения позволяют объяснить тектонику Памиро-Гималайской зоны с точки зрения преобладания вертикальных тектонических движений.

Горизонтальные движения, также имевшие место в этом районе, проявились в ограниченных масштабах.

Рассмотрим возможные глубинные причины новейших горообразовательных движений. В целом модель этих процессов, по мнению В. А. Пака, представляется в следующем виде.

«Возбужденная» атмосфера, расширяясь, выталкивает вверх разбитые глубинными разломами блоки твердой верхней мантии. По некоторым ослабленным зонам (каналам) более легкие, пластичные и флюидные дифференциаты, выделенные из астеносферного слоя, прорывают мантию и, проникая в земную кору снизу в виде огромных диапиров, наращивают ее. Некоторые струи и порции дифференциатов в виде даек и трубок взрывов проникали к поверхности земли в неоген-

четвертичное время. Возникающее в результате «возбуждения» неравновесное состояние астеносферы приводит к дифференцированным движениям блоков системы.

В результате в более пластичном «базальтовом» слое возникают процессы горизонтального перераспределения материала, сводящиеся к перетеканию материала — оттоку в зонах приподнятых блоков верхней мантии и нагнетанию — в опущенных по типу вертикального раздавливания. Однако этот процесс не может продолжаться долго, так как он приводит к повышению потенциала изостатических сил. Как только они превысят некоторый порог, система испытает инверсию, ранее поднимающиеся блоки мантии начнут оседать и, наоборот, опущенные блоки начнут подниматься. Полагаем, что эти поступательно-возвратные движения в процессе горообразования осуществлялись неоднократно, обусловив ритмичность в строении кайнозойских моласс. В результате в области приподнятых блоков мантии возникнут на дневной поверхности впадины, а в опущенных — земная кора будет воздыматься и станет ареной интенсивных эрозионных процессов.

Следует отметить, что большая роль в горообразовательном процессе принадлежит изостатическим движениям, связанным с разгрузкой областей поднятия за счет денудации, приводящим к изостатическому всплыванию и накоплению осадков в депрессиях, вызывающих их погружение.

Территория Памира и Южного Тянь-Шаня характеризуется весьма неравной степенью геологической и геофизической изученности. Наши познания о геологическом строении, довольно детальные и достоверные в площадном отношении, ограничиваются малой глубиной (10—15 км). Геофизическая информация, позволяющая судить о внутреннем строении литосферы до 100—150 км и даже глубже, недостаточно детальна. Все это позволяет делать выводы о глубинном строении рассматриваемого сегмента нашей планеты пока весьма общие, а сопоставление связей геологических структур с глубинным строением литосферы может быть сделано лишь на уровне крупных тектонических единиц: депрессий и структурно-формационных зон, таких как Южный Тянь-Шань, Северный Памир и др.

На этом уровне сопоставления отмечается, что зоны Южного Тянь-Шаня, Северного, Центрального и Южного Памира выступают как части единого орогенического пояса с постепенным и закономерным изменением плотностных, тепловых и электрических характеристик коры с севера на юг. Вместе с тем каждая из названных зон отличается определенными плотностными значениями, параметрами электропроводности и тепловых потоков. С такой схемой не коррелируется пока толщина земной коры под различными зонами.

В этом направлении (с севера на юг) на Памире наблюдается постепенное возрастание степени метаморфизма докембрийских пород от зеленосланцевой фации до гранулитовой. Вместе с тем происходило неоднократное наложение гранулитов более поздних метаморфических процессов низких ступеней (диафтореза). Этот фактор сказывается на физических параметрах пород, слагающих глубинные слои коры (например, скорости в таких породах уменьшаются на 20—35%).

В этом же направлении намечается возрастание активности тектонических (вертикальных) процессов, степени сейсмичности и проявлений магматизма. В этом плане интересным фактом, впервые установленным в процессе проведенных работ, является отсутствие очагов мантийных землетрясений под герцинскими сооружениями Северного Памира и Тянь-Шаня, в то время как они свойственны Центральному и Южному Памиру (так же, как соседним Гиндукушу, Каракоруму и Гималаям). Они располагаются на глубинах 100—200, 200—240, 250—300 км.

Геофизическая информация, полученная нами в результате проведенных работ, подтверждает ранее сделанные (Косминская и др., 1958) предположения и выводы о большой мощности коры на Памире.

Полученные данные позволяют уточнить значения упомянутых параметров. Так, мощность земной коры Памира составляет 60—75 км, Алайской депрессии — 50—60, Южного Тянь-Шаня — 55—60, Ферганской депрессии — 45—50. Кора под западной частью Памира на 10—15 км тоньше, чем под восточной.

Совокупность геофизических данных позволяет отрицать определяющую роль крупных горизонтальных смещений в тектоносфере Памиро-Гималайского региона, в частности концепцию об утолщении коры за счет поддвига (субдукции) Индостанской плиты под Евроазиатский материк. Крутое падение разломов, характер строения коры с нормальным возрастанием скоростных параметров сверху вниз к границе *М*, наличие в мантии вертикальных неоднородностей (Лукк, Винник, 1975; Крестников, Штанге, 1977), древний характер заложения и плана линейных структур (Кухтиков, Винниченко, 1979) позволяют подойти к решению вопроса о скупивании Памиро-Гималайского сегмента. В основу может быть положена модель вертикальных процессов с чередованием областей сжатия и растяжения, возникающих под влиянием астеносферы.

Устанавливается ряд особенностей регионального плана в геологической структуре Памира и Тянь-Шаня: отсутствие накоплений нефти, газа, угля (промышленного); развитие минерализации редких металлов (отчасти золота, железа), горного хрусталя и минеральных источников; развитие в районах выхода высокометаморфизированных толщ в Центральном и Южном Памире проявлений магнезиальных силикатов и камней самоцветов.

Геохимическая специализация пород и минеральных источников на редкие щелочи, титан, золото, свинец, цинк, медь, серебро, бор, фтор, гелий и роль в этой «специализации» (особенно бора, фтора и гелия) сферы глубинных разломов позволяют предположить наличие явлений дегазации внутриземного вещества вдоль таких разломов. Установлена геохимически отрицательная специализация пород Памира на уран и калий, особенно домеловых формаций.

Вместе с тем остается необъясненным ряд факторов:

1) причина утолщения коры и связь ее с тектоническими движениями;

2) механизм связи между особенностями глубинного строения литосферы и спецификой магматизма и металлогении;

3) причина отрицательной геохимической специализации пород Памира на уран и некоторые другие элементы;

4) роль меридиональных (поперечных) структур в развитии земной коры и проявлении специфики геологических процессов.

На решение этих и многих других вопросов нацелена программа второго этапа исследований Памира и соседних регионов, принятая на рабочем совещании по итогам Международного Памиро-Гималайского проекта в Ташкенте в ноябре 1980 г.

- Абдуллаев Н. Х., Бутовская Е. М. Некоторые особенности динамики сейсмических волн Центральных Кызылкумов. «Узб. геол. ж.», 1979, № 4.
- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., 1954.
- Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. М., 1957.
- Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, 1960.
- Азбель И. Я., Кондорская Н. В. Об особенностях скоростных разрезов мантии по наблюдениям над землетрясениями СССР. В кн. «Теоретическая и вычислительная геофизика», вып. 2. М., 1974.
- Аверьянов Г. С. [и др.]. Некоторые закономерности распределения урана и тория в интрузивных породах Памира. В кн. «Радиоактивные элементы в горных породах». Новосибирск, 1975.
- Акимов А. П., Семенов Г. С. Геохимия радиоактивных элементов в глубинных породах. В кн. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Киев, 1971.
- Акрамов М. Б. [и др.]. Интрузивный магматизм западной части Центрального Памира. Душанбе, 1977.
- Алиев С. А. [и др.]. Сейсмические исследования земной коры Памира и Южного Тянь-Шаня. М., 1977.
- Алексеев А. С. О кинематических и динамических свойствах основных глубинных волн в случае некоторых теоретических моделей земной коры. В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л., 1962.
- Алексеев А. С., Гельчинский Б. Я. Об определении интенсивности головных волн в теории упругости лучевым методом. ДАН СССР, т. 118, 1958, № 4.
- Алексеев А. С. [и др.]. Результаты изучения горизонтальных неоднородностей мантии по профилю Памир — Байкал. В сб. «Математические проблемы геофизики», вып. 2. Новосибирск, 1971а.
- Алексеев А. С. [и др.]. Численный метод определения структуры верхней мантии Земли. В кн. «Математические проблемы геофизики», вып. 2. Новосибирск, 1971б.
- Алексеев А. С. [и др.]. Схема астеносферных зон Советского Союза. ДАН СССР, т. 234, 1977, № 4.
- Андреев С. С. Изучение глубинного строения земной коры при помощи обменных волн PS, регистрируемых при землетрясениях. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1957, № 1.
- Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М., 1975.
- Артюшков Е. В. Геодинамика. М., 1979.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР (Европейская и Среднеазиатская части). М., 1932.
- Архангельский А. Д., Федынский В. В. Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1936, № 1.
- Архангельский В. Т. [и др.]. Аппаратура и методика наблюдений на сейсмических станциях СССР. М., 1961.
- Атабаев Х. А. Специфические годографы для Ферганской долины по данным землетрясений. Тр. Ин-та математики им. В. И. Романовского АН УзССР вып. 25, 1962.

- Атабаев Х. А., Захарова А. И., Фленова М. Г. К определению энергетических характеристик землетрясений Узбекистана. Тр. Ин-та математики им. В. И. Романовского АН УзССР, вып. 27, 1963.
- Атлас Таджикской ССР. Душанбе — Москва, 1968.
- Афиногенова Л. Н. Поперечные структуры Памира и их рудоконтролирующее значение. «Изв. АН ТаджССР», 1973, № 3 (49).
- Афиногенова Л. И. Основные черты эндогенной металлогении Южного Памира. Душанбе, 1979.
- Ахмеджанов М. А. [и др.]. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана, т. I. Ташкент, 1967.
- Ахмеджанов М. А. [и др.]. Докембрий Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1975.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Тектоника домезозойских образований Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1977.
- Ахмеджанов М. А. [и др.]. Нижний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1979.
- Ахмеров Р. З. [и др.]. Применение аппаратуры «Земля» для изучения строения земной коры. В кн. «Земная кора Узбекистана». Ташкент, 1974.
- Бабаев А. М., Мирзоев К. М. Сейсмогенные зоны Таджикистана. В сб. «Сеймотектоника некоторых районов СССР». М., 1976.
- Бабаев А. М., Мирзоев К. М. Сейсмогенные зоны Таджикистана. В сб. «Сеймотектоника некоторых районов юга СССР». М., 1976.
- Бакиров А. Б., Добрецов Н. Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, 1972.
- Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы Южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, 1966.
- Баратов Р. Б., Буданов В. И. Метаморфические и гранитоидные серии в эволюции земной коры (на примере Памира и Тянь-Шаня). В кн. «Петрология». Гр. МГК, 26 сессия. Докл. сов. геологов. М., 1980.
- Баратов Р. Б. [и др.]. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе, 1970.
- Баратов Р. Б., Мушкин И. В. Гипербазитовые включения в трубках взрыва и некоторые вопросы глубинного строения Южного Гиссара (Юго-Западный Тянь-Шань). ДАН СССР, т. 201, 1971, № 6.
- Баратов Р. Б. [и др.]. Субщелочные габброиды и базальтоиды — индикаторы глубинного строения Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). В кн. «Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли». Всесоюз. петрограф. совещ. часть I. М., 1972.
- Баратов Р. Б. [и др.]. Полиметаморфические комплексы Таджикистана. «Изв. АН СССР», сер. геол. 1973, № 6.
- Баратов Р. Б., Афиногенова Л. Н., Сальникова Р. Н. Некоторые различия магматизма и оруденения геосинклинальных активизированных зон Центрального Таджикистана и Памира. «Геол. рудн. месторожд.», 1974, № 4.
- Баратов Р. Б., Сальникова Р. Н., Афиногенова Л. Н. Систематика рудных образований Центрального Таджикистана и Памира. «Изв. АН ТаджССР», отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1974, № 1, (51).
- Баратов Р. Б., Козырев В. И., Шукин С. И. Радиогеохимические провинции восточной части Средней Азии. АН ТаджССР, т. XX, 1977, № 4.
- Баратов Р. Б. [и др.]. Докембрий Таджикистана. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы». Отд. геол., 52, 1977, № 5.
- Баратов Р. Б. [и др.]. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссара—Алая. Душанбе, 1978.
- Баратов Р. Б., Буданов В. И. Метаморфические и гранитоидные серии в эволюции земной коры (на примере Памира и Тянь-Шаня). В кн. «Петрология». Тр. МГК, XXVI сессия. Докл. сов. геологов. М., 1980.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л., 1963.
- Баратов Б. П. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР. Л., 1971.
- Беликов Б. П. [и др.]. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., 1970.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., 1966.
- Белоусов В. В. Современные представления о строении и развитии земной коры и верхней мантии материалов. В кн. «Глубинное строение Урала». М., 1968.
- Белоусов В. В. О связи глубинных процессов с поверхностными. В кн. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Киев, 1971.

- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., 1975.
- Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М., 1978.
- Белоусов В. В. Эндогенные режимы и общие закономерности развития материков. В кн. «Тектоносфера Земли». М., 1978.
- Белоусов В. В. [и др.]. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань—Памир—Каракорум—Гималаи. «Сов. геология», 1979, № 1.
- Белоусов Т. П. Тектонические движения Памира в плейстоцене—голоцене и сейсмичность. М., 1976.
- Белькова Л. И. Докембрий Тянь-Шаня и проблема регионального метаморфизма. Л., 1978.
- Бельский В. А. Новейшая тектоника зоны сочленения Северного Памира и Таджикской депрессии. Душанбе, 1978.
- Беляевский Н. А. Геологические результаты глубинных сейсмических исследований земной коры. В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование». Алма-Ата, 1973.
- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., 1974.
- Бердичевский М. Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М., 1968.
- Бердичевский М. Н., Безрук И. А., Чинарева О. М. МТЗ с использованием математических фильтров. «Изв. АН СССР», сер. «Физика Земли», 1973, № 3.
- Бердичевский М. Н. [и др.]. МТЗ горизонтально-неоднородных сред (эффект обтекания и концентрации). «Прикладная геофизика», вып. 76. М., 1974.
- Берг Ф. Скорость продольных волн в горных породах при давлениях до 10 кбар. В кн. «Ультразвук в геофизике». М., 1969.
- Больших С. Ф. О приближенном представлении годографа отраженных волн в случае многослойной покрывающей среды. «Прикладная геофизика», вып. 15. М., 1956.
- Бослер Г. И. [и др.]. Магнитное поле Памира. ДАН ТаджССР, т. XXI, 1978, № 5.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., 1967.
- Борисов А. А., Федьинский В. В. Геофизическая характеристика геосинклиналей Средней Азии. В сб. «Активизированные зоны земной коры. Новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., 1964.
- Борисов О. М. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня. «Узб. геол. ж.», 1962, № 2.
- Борисов О. М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Западного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс. Ташкент, 1970.
- Борисов О. М., Ниязов Р., Якубов Д. Х. О связях гравитационных явлений с регионально-геологическими особенностями строения и развития эпиплатформенного орогена Западного Тянь-Шаня. Сейсмология Узбекистана. Ташкент, 1975.
- Буданов В. И., Буданова К. Т. Петрологические особенности метаморфических пород и проблемы изучения метаморфизма Юго-Западного Памира. Мат-лы II Среднеаз. регион. петрогр. совещ. Душанбе, 1971.
- Буданов В. И., Мушкин И. В. Геолого-петрологические модели земной коры и верхней мантии Памира и Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 242, 1978, № 1.
- Буданов В. И., Чернер Э. С., Соколова В. А. О протрузивной природе Баяндкинского массива. ДАН ТаджССР, т. 21, 1978, № 4.
- Буданова К. Т. Даршайский гипербазитовый комплекс (Юго-Западный Памир). «Изв. АН ТаджССР», отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1974, № 1 (51).
- Буданова К. Т. Гранитоиды чарнокитовой формации Юго-Западного Памира. ДАН СССР, т. 230, 1976, № 3.
- Буданова К. Т., Буданов В. И. О явлениях чарнокитизации на территории Юго-Западного Памира. «Изв. АН ТаджССР», отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1975а, № 3.
- Буданова К. Т., Буданов В. И. Юго-Западный Памир — новая провинция гранатосодержащих гипербазитов. ДАН СССР, т. 222, 1975б, № 5.
- Буданова К. Т., Буданов В. И. Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976а.
- Буданова К. Т., Буданов В. И. Термодинамический режим диафореза гранулитовой фации на примере метапелитов и метабазитов Юго-Западного Памира. В сб. «Термодинамический режим метаморфизма». Л., 1976б.
- Булин Н. К. О мощности земной коры на Памире. ДАН СССР, сер. геол., т. 204, 1972, № 1.

- Булин Н. К., Сытин Ю. И. Опыт применения сейсмических исследований для изучения глубинного строения земной коры на территории Туркмении. М., 1960.
- Булин Н. К., Сытин Ю. И. Использование обменных волн типа PS для исследования глубинных интервалов разреза земной коры на территории Центральной Туркмении. В кн. «Состояние и перспективы развития геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых». М., 1961.
- Булмасов А. П. О связи региональных магнитных аномалий Сибирской платформы с базальтовым слоем земной коры. «Геология и геофизика», 1962, № 7.
- Бунэ В. Н., Бутовская Е. М. О годографе и строении земной коры в Средней Азии по записям мощных взрывов. Тр. ГеоФИ АН СССР, 1955, № 30 (157).
- Бурмаков Ю. А. [и др.]. Скоростные разрезы верхней мантии Тянь-Шаня и прилегающих с севера геоструктур «Узб. геол. ж.», 1981а, № 6.
- Бурмаков Ю. А. [и др.]. Скоростные вариации в верхней части верхней мантии Средней Азии по данным взрывной сейсмологии. ДАН УзССР, 1980, № 8.
- Бурмаков Ю. А. [и др.]. Скоростное строение верхней мантии каледонид и герцинид Тянь-Шаня. ДАН УзССР, 1981б, № 11.
- Буртмак В. С. [и др.]. О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1968, № 9.
- Бурьянов В. Б. [и др.]. Комплексная геофизическая модель юга Европейской части СССР. В кн. «Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли». Киев, 1979.
- Бутовская Е. М. О волне P*S при близких землетрясениях. Тр. ГеоФИ АН СССР, 1952, № 16(143).
- Бутовская Е. М. Методика и результаты построения скоростных разрезов последовательными приближениями на примере некоторых районов Узбекистана. «Изв. АН СССР», сер. «Физика Земли», 1968, № 8.
- Бутовская Е. М. Сейсмические данные о строении земной коры Юго-Восточного Узбекистана. Региональные сейсмологические исследования. В кн. «Земная кора Узбекистана», Ташкент, 1974.
- Бутовская Е. М., Уломов В. И. Годографы сейсмических волн и некоторые особенности строения земной коры в Средней Азии по данным записей мощных взрывов. В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР», Л., 1962.
- Бутовская Е. М., Кузнецова К. И. Зависимость характера графиков повторяемости от глубины очага и ее возможное истолкование. «Изв. АН СССР», сер. «Физика Земли», 1971, № 2.
- Бутовская Е. М., Соколова И. А. О режиме выделения сейсмической энергии. В кн. «Земная кора и верхняя мантия Средней Азии». М., 1972.
- Бутовская Е. М., Атабаев Х. А., Фленова М. Г. Строение земной коры территории Восточного Узбекистана и сопредельных районов по сейсмологическим данным. В кн. «Глубинное строение коры территории Узбекистана», Ташкент, 1971.
- Бутовская Е. М., Зуннунов Ф. Х., Суров В. П. Методика и результаты интерпретации материалов глубинных сейсмических исследований на примере некоторых геоструктур востока Средней Азии. «Геофизический журнал», 1981, т. III, № 2.
- Бутовская Е. М., Соколова Л. И., Павлов А. Б. О выделении сейсмической энергии. В кн. «Земная кора и верхняя мантия Средней Азии». Ташкент, 1977б.
- Бутовская Е. М. [и др.]. Результаты применения специфических годографов для определения эпицентров некоторых районов Средней Азии. Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1963, № 15.
- Бутовская Е. М. [и др.]. Глубинное строение некоторых районов Средней Азии по данным сейсмологической съемки. В кн. «Земная кора и верхняя мантия Средней Азии». М., 1977а.
- Бутовская Е. М. [и др.]. Распределение очагов тектонических землетрясений Восточного Узбекистана и его горного обрамления по слоям земной коры. «Узб. геол. ж.», 1980, № 6.
- Вавакин В. В. [и др.]. Соответствие результатов акустических измерений на образцах горных пород со скоростным разрезом литосферы Воронежского кристаллического массива. В кн. «Физические свойства горных пород и материалов при высоких давлениях и температурах». М., 1978.
- Васильковский Н. П. Ученые о геосинклиналях в свете современной геологии. Тр. Сибирского НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, вып. 13, Иркутск, 1960.
- Варенцов М. И., Алешина З. И., Корниенко Г. Е. Тектоника и нефтегазоносность Таджикской впадины. М., 1977.

- Введенская И. А. О точности определения положения очага землетрясения методом засечек. *Тр. Геофиз. ин-та АН СССР*, 1955, № 30.
- Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., 1969.
- Вейцман П. С., Косминская И. П., Ризниченко Ю. В. Новое о строении земной коры и о корнях гор в Средней Азии по данным ГСЗ. Тезисы докл. на XI генер. ассамблее Междунар. союза геодезии и геофизики, 1957.
- Вейцман П. С. [и др.]. Основные характеристики глубинных волн, зарегистрированных в районах Северного Тянь-Шаня, Памиро-Алая и Юго-Западной Туркмении. В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л., 1962.
- Вилли П. Д. и Таттл О. Ф. Плавление в земной коре. Труды XXI Международного геологического конгресса, вып. II. Тектоника и петрография. М., 1963.
- Винник Л. П. Исследования мантии Земли сейсмическими методами. М., 1976.
- Винник Л. П. Глубинная сейсмичность континентов. «Природа», 1978, № 9.
- Винник Л. П., Лукк А. А. Латеральные неоднородности верхней мантии под Памиро-Гиндукушем. «Изв. АН СССР», сер. «Физика Земли», 1974, № 1.
- Винник Л. П., Лукк А. А. Горизонтальные неоднородности верхней мантии в районах платформенной активизации Центральной Азии. «Изв. АН СССР», сер. «Физика Земли», 1975, № 7.
- Винник Л. П., Лукк А. А., Мирзакурбонов М. Количественный анализ скоростных неоднородностей верхней мантии Памиро-Гиндукуша. «Изв. АН СССР», сер. «Физика Земли», 1978, № 5.
- Винник Л. П., Егоркин А. В. Волновые поля и модели литосферы — астеносферы по данным сейсмических наблюдений в Сибири. *ДАН СССР*, т. 250, 1980, № 2.
- Винниченко Г. П. Тектоническая зональность и основные черты строения и развития Центрального Памира в мезозое. Автореф. канд. дисс. Душанбе, 1970.
- Винниченко Г. П. К проблеме горизонтальных движений в районе Центрального Памира. Бюл. МОИП, отд. геол., 1973, № 4.
- Винниченко Г. П. Тектоника Центрального Памира. Душанбе, 1979.
- Винниченко Г. П., Кухтиков М. М. Новые данные о возрасте палеозойских толщ правобережья р. Ванч. *ДАН ТаджССР*, т. 17, 1974, № 2.
- Власов Н. Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Средней Азии. В кн. «Вопросы стратиграфии палеозоя», Л., 1969.
- Власов Н. Г., Тарасенко А. Т. Сопоставление доюрской истории геологического развития Южного Гиссара и Северного Памира. В кн. «Вопросы геологии Средней Азии», Тр. ВСЕГЕИ, вып. 168, нов. сер. Л., 1970.
- Власов Н. Г., Гниловский Г. В. Древнейшие метаморфические образования Северного Памира. В кн. «Вопр. геол. Сред. Азии». Тр. ВСЕГЕИ, т. 168, нов. сер. Л., 1970.
- Волярович М. П. [и др.]. Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях. М., 1966а.
- Волярович М. П. [и др.]. Физико-механические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Тр. ИФЗ АН СССР, вып. 37, М., 1966.
- Волярович М. П. Физические свойства горных пород при высоких температурах и давлениях. М., 1975.
- Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Характер волновой картины при исследованиях методом глубинного сейсмического зондирования в Узбекистане. В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л., 1962.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Таль-Вирский Б. Б. Строение земной коры восточных районов Средней Азии. Геофиз. бюлл., № 26, М., 1975.
- Воронич Т. М. [и др.]. Металлогения центральной части Средней Азии, Ташкент, 1979.
- Гамбурцев Г. А. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. *ДАН СССР*, т. 87, 1952, № 6.
- Гамбурцев Г. А. [и др.]. Корреляционный метод преломленных волн. М., 1952.
- Гамбурцев Г. А. [и др.]. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры на Северном Тянь-Шане. Бюлл. Совета по сейсмологии, 1957, № 3.
- Геология СССР, т. XXV, Киргизская ССР, кн. 1 и 2. М., 1972.
- Геология и рудные месторождения Среднего Востока. Тр. Ниизарубежгеологии, вып. 24. Под ред. В. М. Муратова. М., 1973.
- Геология СССР, т. XXIV, ТаджССР. М., 1959.
- Геология и полезные ископаемые Афганистана. М., 1980.
- Глубинное строение и землетрясения Таджикистана. Душанбе, 1968.
- Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент, 1971.
- Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., 1975.

- Гзовский М. В., Михайлова А. В. Энергетика тектонических процессов. В кн. «Энергетика геологических и геофизических процессов». М., 1972.
- Гизе П., Павленкова Н. И. О природе последующих волн в ГСЗ при больших удалениях от источника. «Геофизический сборник АН УССР», вып. 66, Киев, 1975.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в районе Ферганской межгорной впадины. ДАН СССР т. 133, 1960а, № 6.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в Бухарском районе Узбекской ССР. ДАН СССР, т. 134, 1960б, № 5.
- Гогель Ж. Геотермия. М., 1978.
- Горшков Г. П. Промежуточные землетрясения Северо-Восточного Афганистана и закон скалывающих напряжений. В кн. «Физические основы поисковых методов прогноза землетрясений», М., 1970.
- Горянов В. Б. [и др.]. О возрасте некоторых метаморфических серий Южного Тянь-Шаня. Вестн. ЛГУ, сер. геол., т. 18, вып. 3, 1973.
- Грин Д. Х. О сейсмичности Кок-Шаала. Фрунзе, 1958.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. В кн. «Петрология верхней мантии». М., 1968.
- Губин И. Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М., 1940.
- Губин И. Е. Памир и сопредельные страны (схема тектонического районирования юга Средней Азии). «Изв. Тадж. ФАН СССР», (геология), 1943, № 2.
- Губин И. Е. О картах сейсмического районирования с сейсмогенными (очаговыми) зонами. В сб. «Сейсмоструктура некоторых районов Юга СССР». М., 1976.
- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., 1975.
- Денисов А. Л. Стадийность геологического развития и рудообразования в Туркестано-Алае. В кн. «Геология и полевые ископаемые Киргизии». Фрунзе, 1974.
- Дмитриев Э. А. Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов. Памир. В кн. «Глубинные ксенолиты и верхняя мантия». Новосибирск, 1975.
- Дмитриев Э. А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе, 1976а.
- Дмитриев Э. А. Трубки взрыва на Восточном Памире. ДАН ТаджССР, т. 19, 1976б, № 5.
- Дмитриев Э. А., Могаровский В. В. Редкие элементы в щелочных породах Памира — новой щелочной провинции. «Геохимия», 1976, № 3.
- Добрецов Г. Л., Добрецова Т. Г. Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах Казахстана и Северного Тянь-Шаня. В кн. «Глубинные ксенолиты и верхняя мантия». Новосибирск, 1975.
- Довжиков А. Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. М., 1977.
- Додонова Т. А., Горецкая Е. Н. Интрузивные формации. В кн. «Геология СССР», т. XXV, Киргизская ССР, кн. 2. М., 1972.
- Дронов В. И. О южной границе Центрального Памира. Мат-лы по геологии Памира, вып. II. Душанбе, 1964а.
- Дронов В. И. Структурно-фациальные подзоны Центрального и Юго-Восточного Памира. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., 1964б.
- Дронов В. И. О южной границе распространения толщ Рушанско-Пшартского комплекса. ДАН ТаджССР, т. VIII, 1965, № 2.
- Дронов В. И., Андреева Г. Ф., Кушлин Б. К. Стратиграфия и история развития Центрального и Юго-Восточного Памира в мезозое. В кн. «Докл. сов. геол. на XXII сессии Международного геол. конгресса. Проблема 16а. Стратиграфия палеозоя и мезозоя южных биогеографических провинций». М., 1964.
- Егоркин А. В., Астафьева М. И., Абрамсон Р. И. Глубинное строение Юго-Западного Узбекистана по данным региональных сейсмических исследований. «Сов. геология», 1965, № 6.
- Захаров С. А. Стратоструктура мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Тр. АН ТаджССР, т. 95, 1958.
- Захарова А. И. Специфические годографы для Приташкентского района по данным землетрясений. Тр. Ин-та математики им. В. И. Романовского АН УзССР, 1962, № 25.
- Земная кора Узбекистана. Под ред. И. Х. Хамрабаева. Ташкент, 1974.
- Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. Под ред. И. Х. Хамрабаева. М., 1977.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. П., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., 1976.

- Зорин Ю. А., Голубев В. А., Новоселова М. Р. Геофизические данные о позднекайнозойских интрузиях под Байкалом. ДАН СССР, т. 249, 1979, № 1.
- Зуев Ю. Н. [и др.]. О теплофизических свойствах горных пород некоторых районов Западного и Южного Тянь-Шаня и геотермических условиях Ферганской впадины. В кн. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана». Ташкент, 1971.
- Зуев Ю. Н. [и др.]. Глубинный тепловой поток и некоторые его источники. В кн. «Земная кора и верхняя мантия Средней Азии». М., 1977.
- Зуннунов Ф. Х. Об одном примере определения эффективных скоростей способом подбора. «Разведочная геофизика», вып. 36, 1969.
- Зуннунов Ф. Х. Об интерпретации отраженных волн при глубинном сейсмическом зондировании. ДАН УзССР, 1970, № 10.
- Зуннунов Ф. Х. Земная кора Южного и Восточного Узбекистана. Географический сборник АН УзССР, вып. 72, Киев, 1976.
- Зуннунов Ф. Х., Перельман И. И., Суров В. П. Сейсмическая модель земной коры Восточного и Южного Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1975, № 5.
- Зуннунов Ф. Х. [и др.]. Строение земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ. В кн. «Земная кора и верхняя мантия Средней Азии». М., 1977.
- Зуннунов Ф. Х., Эргешев Т. Э. Некоторые особенности строения земной коры Западного Узбекистана по данным ГСЗ и КМПВ. В кн. «Земная кора Узбекистана». Ташкент, 1974.
- Иванов Г. А. Сейсморазведка КМПВ при геокартировании и изучения глубинной структуры домезозойского фундамента Центральных Кызылкумов (Западный Узбекистан). Автореферат канд. дисс. Алма-Ата, 1979.
- Искандаров Э., Мусаев А., Хамрабаев И. Х. Экспериментальное моделирование процессов магматогенного породо- и рудообразования. Ташкент, 1976.
- Искандаров Э., Абубакиров И. К., Нурмаматов О. Х. О взаимосвязи плотностных и упругих свойств горных пород. Зап. Узб. отд. ВМО, 1980.
- Карапетов С. С. О тектонической границе между Центральным и Северным Памиром. Тезисы докл. Душанбинской сессии II Всесоюз. тектонического совещания. Душанбе, 1962.
- Карапетов С. С. Среднекаменноугольные отложения Центрального Памира. Матлы по геол. Памира, вып. 2. Душанбе, 1964а.
- Карапетов С. С. О главной тектонической линии Памира. В сб. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., 1964б.
- Карапетов С. С. Бокситоносные породы Центрального Памира. «Сов. геология», 1968, № 9.
- Каратаев Н. И., Павленкова И. И. Анализ и пути дальнейшего совершенствования методики построения гравитационных моделей земной коры и верхней мантии. В кн. «Гравитационная модель земной коры и верхней мантии». Киев, 1979.
- Караушев А. В. Общие и некоторые частные вопросы теории русловых процессов и склоновой эрозии. Тр. ГГИ, вып. 191, 1972.
- Карякин А. П. Особенности докембрийского метаморфизма Северного Памира. ДАН ТаджССР, т. XXI, 1978, № 10.
- Карякин А. П. Контактные ореолы габбро-перидотитовых интрузий Северного Памира. ДАН ТаджССР, т. XXII, 1979, № 2.
- Каталог интрузивных массивов Узбекистана, ч. II. Ташкент, 1975.
- Кензин И. А., Юсупходжаев Х. И. Глубинное строение земной коры юго-западных отрогов Гиссарского хребта и прилегающих районов по данным гравиметрии. В кн. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана». Ташкент, 1971.
- Кларк С. П. [и др.]. Справочник физических констант горных пород. М., 1969.
- Клушников С. И., Попов А. И. Метаморфические толщи Юго-Западного Памира. Тр. ТПИ, 1934, вып. 69, М., 1936.
- Кнауф В. И., Королев В. Г. Северо-Тяньшаньская складчатая система. Сырдарьинский и Муңкумский массивы. В кн. «Структура фундамента платформенных областей СССР». Л., 1974.
- Ковязин А. Н. Гидротермально-осадочные борсодержащие отложения Тибета и Памира и особенности их минерального состава. В кн. «Соленосные формации и критическое значение их изучения». Новосибирск, 1979.
- Колесникова Г. А. Благородная шпинель, клиногумит и манасеут месторождения Кухи-Лал (Памир). В кн. «Драгоценные и цветные камни», М., 1980.
- Коновальцев Ю. Б. [и др.]. Донбасс. В кн. «Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР». М., 1980.

- Козленко В. Г. [и др.]. Строение коры и верхней мантии по гравиметрическим данным. В кн. «Тектоносферы Земли». М., 1978.
- Королев А. В. Эндогенное рудообразование в развитии Земли. Тр. Среднеаз. политехн. ин-та, вып. 6. Ташкент, 1959.
- Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования. «Изв. АН СССР», сер. «Геофизика», 1958, № 10.
- Костенко Н. П. Анализ рельефа четвертичных отложений и неотектоники горных стран юга Средней Азии. Автореф. докт. дисс. М., 1966.
- Костенко Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., 1972.
- Краковский С. С. О зависимости между плотностью и скоростью упругих волн пород консолидированной коры и верхней мантии. В кн. «Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли». Киев, 1979.
- Крестников В. Н. История геологического развития Памира и сопредельных с ним частей Азии в мезо-кайнозое. «Сов. геология», 1961, № 7.
- Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., 1962.
- Крестников В. Н., Нерсесов И. Л. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. «Сов. геология», 1962, № 11.
- Крестников В. Н., Штанге Д. В. О зоне Памиро-Гималайского глубинного разлома. «Изв. АН СССР», сер. «Физика Земли», 1977, № 7.
- Крестников В. Н. [и др.]. Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., 1979.
- Крутиховская З. А. Проблема создания магнитной модели земной коры древних щитов. Геофиз. сб., вып. 73. Киев, 1976.
- Кулагин В. К. О строении земной коры центральной части Таджикской депрессии и южного склона Гиссарского хребта. В кн. «Глубинное строение и землетрясения Таджикистана». Душанбе, 1968.
- Кулагина М. В. Особенности рельефа поверхности Мохоровичича в пределах Афгано-Таджикской впадины Памира и Южного Тянь-Шаня. ДАН ТаджССР, т. XIV, 1971, № 8.
- Кулагина М. В. [и др.]. Блоковое строение земной коры Таджикистана. В кн.: «Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах». М., 1974.
- Кунии Н. Я., Иванов А. П., Шацлов В. И. Глубинное строение Южного Казахстана по результатам глубинного сейсмического зондирования. Бюл. МОИП, отд. геол., т. XV, вып. 6, 1970.
- Кутас Р. И. Распределение температур в земной коре и роль осадочного слоя в формировании геотермического режима. Геофизический сборник, вып. 1(12). Киев, 1965.
- Кутас Р. И. Распределение температур на территории УССР. Геофизический сборник, вып. 70. Киев, 1976.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. Киев, 1971.
- Кутас Р. И., Смирнов Я. Б. Карта теплового потока европейской части СССР и геолого-геофизические приложения данных теплового потока. В кн. «Глубинный тепловой поток европейской части СССР». Киев, 1974.
- Кухтиков М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза. Уч. зап. Тадж. гос. ун-та, т. 12, Тр. фак-та естеств. наук, вып. 2, 1956.
- Кухтиков М. М. Тектоническое районирование Памира в альпийской структуре. Уч. зап. фак-та естеств. наук. Тадж. гос. ун-та, вып. 3, 1958.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, 1968.
- Кухтиков М. М. Характер дислокаций поверхностей углового несогласия в складчатых комплексах геосинклинальных областей (на примере Памира). Бюл. МОИП, отд. геол., 1973, № 1.
- Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Об Акбайтальской зоне разломов (Памир). Бюл. МОИП, Отд. геол., т. 45, 1970.
- Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Возраст Памирско-Шугнанского интрузива (Юго-Западный Памир) по геологическим данным. ДАН ТаджССР, т. 16, 1973, № 5.
- Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Краевые долгоживущие разломы Памира. Душанбе, 1977.
- Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Палеозойская тектоническая зональность Памира. «Сов. геология», 1979, № 12.
- Кушлин Б. К. О возрасте Рушанско-Пшартского комплекса. Материалы по геологии Памира, вып. 2. Душанбе, 1964.

- Лаврусевич В. И., Карякин А. П. Возраст, состав и степень метаморфизма висхарвской свиты Юго-Западного Дарваза. В кн.: «Новые данные по геологии Таджикистана», вып. 4. Душанбе, 1977.
- Лебедев Т. С. [и др.]. Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. Киев, 1972.
- Левин Э. Я. К стратиграфии метаморфических толщ Северного Памира. Изв. высш. учебн. заведений. Геол. и разведка, 1960, № 11.
- Левин Э. Я. Стратиграфия и фузулины пермских отложений Памира. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 167, 1967.
- Линник Ю. В. Метод наименьших квадратов и основа обработки наблюдений. М., 1962.
- Литвиненко К. И., Безуглый М. М., Парфенов Ю. И. Ртутеносность Гиндукуш-Памирской металлогенической провинции. «Изв. АН ТаджССР», Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1977, № 3 (65).
- Лицарев М. А. [и др.]. Фиолетовая шпинель Юго-Западного Памира. В кн. «Драгоценные и цветные камни». М., 1980.
- Ломакин В. В. О динамической классификации речных отложений. Землеведение, 1950, № 3 (43).
- Лукк А. А. Строение верхней мантии Земли вдоль профиля Памир — река Лена. «Сов. геология», 1966, № 2.
- Лукк А. А. Некоторые особенности неупругого разреза верхней мантии под Памиро-Гиндукушской эпицентральной зоной. Тр. X генеральной ассамблеи ЕСК, М., 1970.
- Лукк А. А., Нерсесов И. Л. Строение верхней части оболочки Земли по наблюдениям над землетрясениями с промежуточной глубиной очага. ДАН СССР, т. 162, 1965, № 3.
- Лукк А. А., Нерсесов И. Л. Глубокие Памиро-Гиндукушские землетрясения. В кн. «Землетрясения в СССР в 1966 г.». М., 1970.
- Лукк А. А., Винник Л. П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира. «Геотектоника», 1975, № 5.
- Лутков В. С., Аверьянов Г. С., Козырев В. И. Интрузивные комплексы Северного Памира и их геохимические особенности. «Сов. геология», 1971, № 2.
- Лутков В. С., Халилов М. Х., Козырев В. И. О минералого-геохимических критериях корреляции магматических комплексов (на примере Северного Памира). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1972, № 5.
- Лутков В. С., Могаровский В. В. Петролого-геохимические аспекты формирования высокоглиноземистых гранитов Памира (на примере Памирско-Шугнанского плутона). Деп. «Изв. АН ТаджССР», Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1976. (рукопись депонирована в ВИНТИ, № 3186—76. Деп.).
- Лутков В. С., Могаровский В. В. К геохимии метаморфических пород Северного и Южного Памира. ДАН ТаджССР, т. XXIII, 1980, № 5.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., 1968.
- Любимова Е. А., Власов В. К., Оснач А. И. «Тепловой поток из недр Земли в зависимости от внутренних параметров». В кн. «Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли». «Верхняя мантия», 1973, № 12.
- Макарычев Г. И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М., 1978.
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., 1948.
- Марковский А. П. О взаимоотношениях Памира и Тянь-Шаня. Научные итоги ТПЭ. М.—Л., 1936.
- Масленников В. А. Докембрийские кристаллические толщи Юго-Западного Памира. Тр. лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 5, 1955.
- Матвеева Н. Н., Лукк А. А. Оценка точности построения годографов Памиро-Гиндукушской зоны и машинный поиск скоростного разреза верхней мантии. «Изв. АН СССР», сер. «Физика Земли», 1968, № 8.
- Меджитова З. А., Сабитова Г. М. Изучение сейсмических скоростей и строение земной коры Чуйской впадины и прилегающих к ней районов. В кн. «Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины (Северный Тянь-Шань)». Фрунзе, 1975.
- Мельканович И. М. Глубинное геологическое строение советской части Тянь-Шаня по геофизическим данным. В кн. «Геологические результаты прикладной геофизики», М., 1965.
- Мельканович И. М. [и др.]. Особенности строения земной коры Средней Азии по данным гравиметрических исследований. ДАН УзССР, 1967, № 2.
- Месторождения хризотил-асбеста СССР. М., 1967.

- Могаровский В. В. Геохимическая и металлогеническая асимметрия пегматитового Памирско-Шугнанского комплекса (Южный Памир). ДАН СССР, т. 209, 1973, № 1.
- Могаровский В. В., Лутков В. С. О геохимической неоднородности интрузивных комплексов (на примере Памира). ДАН СССР, т. 208, 1973, № 5.
- Могаровский В. В., Мельниченко А. К., Давыдов З. М. Геохимия олова в щелочных базальтоидах на примере Зарафшано-Гиссарской горной области (Южный Тянь-Шань). ДАН ТаджССР, т. XIX, 1976, № 3.
- Могаровский В. В., Кутенев В. А., Маджи Л. А. Геохимия редких элементов магматических пород Восточного Каратегина (Центральный Таджикистан). ДАН ТаджССР, т. XXI, 1978, № 7.
- Могаровский В. В., Буданова К. Т., Буданов В. И. Редкие элементы в породах грануито-базитового слоя Южного Памира. ДАН ТаджССР, т. XXII, 1979, № 6.
- Мозженко А. Н. Аппаратура магнитной записи для регистрации землетрясений и удаленных взрывов. «Изв. АН Туркм.ССР», сер. физ.-тех. хим. и геол. наук, 1961, № 3.
- Моисеенко Ф. С. Современные представления о земной коре. Вестник ЛГУ, 1975, № 24.
- Молочнов Г. В. Интерпретация МТЗ с использованием эффективной глубины проникновения электромагнитного поля. «Изв. АН СССР», сер. «Физика Земли», 1968, № 9.
- Молочнов Г. В., Секриеру В. Г. Исследование эффективной глубины проникновения электромагнитного поля в слоистой среде и возможности приближенной интерпретации МТЗ. Вопросы геофизики, вып. 24, Л., 1974.
- Муминов Ш. А. Петролого-геохимические особенности и рудоносность основных и ультраосновных пород Юго-Восточной Ферганы. Автореф. канд. дис. Ташкент, 1973.
- Мушкетов Д. И. Тектоника Средней Азии. Ташкент, 1936.
- Мушкин И. В. Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов. Южный Тянь-Шань. В кн. «Глубинные ксенолиты и верхняя мантия». Новосибирск, 1975.
- Мушкин И. В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1979.
- Мушкин И. В., Ярославский Р. И. Новое свидетельство мантийной природы пироксенитовых включений в щелочных базальтоидах Южного Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 229, 1976, № 2.
- Наливкин Д. В. Очерки геологии Туркестана. Ташкент—Москва, 1926.
- Нарижнев В. В., Стеблова В. М., Давидсон Р. С. Об эффузивной природе и возрасте ультраосновных пород Северного Памира. «Сов. геология», 1977, № 4.
- Нарижнев В. В. [и др.]. Магматические формации Юго-Западного Дарваза (Северный Памир) и их рудоносность. В сб. «Магматизм, метаморфизм и оруденение» (Мат-лы к III Среднеаз. петрогр. совещ.). Фрунзе, 1978.
- Нарижнев В. В., Стеблова В. М. Первые сведения о расслоенной интрузии перидотит-анортозит-габбрового состава на Памире. «Сов. геология», 1979, № 1.
- Николаев В. А. Петрология Памира. В кн. «Тадж. комплекс. экспедиция 1932 г. ОНТИ, 1933а.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. ЗВМО, т. 62, вып. 2, 1933б.
- Николаев Н. И., Шенкарева Г. А. Карта градиентов скорости новейших тектонических движений территории СССР. Проблемы неотектоники. М., 1964.
- Николаев Н. И. Тектонические и тектонофизические условия возникновения землетрясений, связанных с инженерной деятельностью человека. «Изв. АН СССР», сер. «Физика Земли», 1976, № 10.
- Павленкова Н. И. Волновые поля и модель земной коры (континентальная часть). Киев, 1973.
- Павленкова Н. И., Пилипенко В. Н., Роман В. А. Методика составления скоростных разрезов. Киев, 1972.
- Пак В. А. [и др.]. Региональное изучение земной коры с применением аппаратуры «Земля». В кн. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана». Ташкент, 1971.
- Пак В. А. [и др.]. Гравитационное поле Узбекистана в связи со строением земной коры. В кн. «Земная кора Узбекистана». Ташкент, 1974.
- Пак В. А. [и др.]. Строение земной коры по данным дискретных наблюдений со станциями «Земля». В кн. «Земная кора и верхняя мантия Средней Азии». М., 1977.

- Пак В. А. [и др.]. Об одном алгоритме решения обратной задачи гравиметрии. «Изв. АН УзССР», сер. техн. наук, 1979, № 6.
- Пак В. А. [и др.]. Автоматизированная система обработки данных типа «Земля», Ташкент, 1980.
- Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М., 1972.
- Пашков Б. Р. О древнепалеозойских отложениях Центрального Памира. Изв. вузов. геол. и разведка, 1962, № 7.
- Пашков Б. Р. Стратиграфия, метаморфизм и некоторые черты тектоники музкольского комплекса метаморфических пород. В кн. «Мат-лы по геологии Памира», вып. 2, Душанбе, 1964а.
- Пашков Б. Р. О возрасте отложений зорабатской свиты в Центральном Памире. В кн. «Мат-лы по геологии Памира», вып. 2, Душанбе, 1964б.
- Пашков Б. Р. О некоторых особенностях тектонического развития Памиро-Гиндукушской области в раннем палеозое «Изв. АН ТаджССР», отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1973, № 1 (47).
- Пейве А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», отд. мат. и естеств. наук, 1938, № 5—6.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», 1969, № 4.
- Пейве А. В. [и др.]. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». М., 1964.
- Перельман И. И. Аналитический способ подбора в методе отраженных волн. Тр. Ин-та математики АН УзССР, вып. 2. Ташкент, 1963.
- Перельман И. И., Зуннунов Ф. Х., Иванцов Ю. Ф. Влияние экранирования высокоскоростного пласта на волновое поле ВСП. «Разведочная геофизика», вып. 63, 1974.
- Петрашень Г. И. Распространение упругих волн в слоисто-изотропных средах. Уч. записки ЛГУ, 1952.
- Петрашень Г. И. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, сб. II и III. Л., 1959.
- Петрушевский Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 4, 1961.
- Петрушевский Б. А. Индо-Памирская глубинная зона и Западно-Деканское землетрясение. «Геотектоника», 1969, № 2.
- Петрушевский Б. А. О геотектоническом соотношении Средиземноморского и Тихоокеанского складчатых поясов. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, № 2.
- Петрушевский Б. А. Индо-Памирская зона — одна из важнейших поперечных элементов Азии. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1977, № 5 (52).
- Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая. Под ред. Р. Б. Баратова. Душанбе, 1978.
- Покровский А. В. Метаморфические комплексы Южного Узбекистана. Ташкент, 1974.
- Померанцева И. В. Методика интерпретации обменных проходящих волн, регистрируемых станциями «Земля». В сб. «Прикладная геофизика», вып. 68, М., 1968.
- Померанцева И. В., Шумилина Л. С. Некоторые результаты работ со станциями «Земля» в Ташкенте. ДАН СССР, 1968.
- Померанцева И. В., Шумилина Л. С. Результаты изучения станциями «Земля» строения земной коры и афтершоков Ташкентского землетрясения. В кн. «Ташкентское землетрясение». Ташкент, 1971.
- Попов В. И. Южные склоны Дарвазского хребта. Тр. Тадж. компл. экспед. 1932 г. Л., 1933.
- Попов В. И. Полезные ископаемые Южного Таджикистана. Материалы ТКЭ, вып. 28, 1936.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.
- Попов В. И. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент, 1960.
- Попов В. И. Ядра и междуядерные зоны Средней Азии — основа ее геологического районирования. В сб. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., 1964.
- Попов В. И. Ритмостратиграфия докембрия Памирского смятия. Ташкент, 1979.
- Попов В. И., Таль-Вирский Б. Б., Попов А. И. Трансасиатский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент, 1978.
- Поршняков Г. С. О проблемах тектоники Южного Тянь-Шаня. «Геотектоника», 1971, № 2.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1973.

- Похвиснева Е. А. Глубинные поперечные структуры Памира и их металлогенические значения (руть, бор). В сб. «Металлогенические и геологические исследования», вып. 2, М., 1972.
- Похвиснева Е. А. Геология Памира в свете новых данных. Бюлл. МОИП, отд. геол. т. 51, вып. 4, 1976.
- Разломы и горизонтальные движения. М., 1977.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Под ред. Р. Б. Баратова. Душанбе, 1976.
- Раутиан Т. Г. Затухание сейсмических волн и энергия землетрясений. Тр. Ин-та сейсмост. стр-ва и сейсм. АН ТаджССР, 1960, № 7.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. В кн. «Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня», т. I. Львов, 1959.
- Резвой Д. П. О Западно-Тяньшанском поперечном глубинном шве. Вест. Львов. гос. ун-та, сер. геол., 1962, № 1.
- Резвой Д. П. О тектонической природе западной части Памиро-Гималайско-Кузнь-Луньского неотектонического поднятия. В сб. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., 1964.
- Резвой Д. П. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня, т. I. Львов, 1973.
- Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород. М., 1967.
- Ризниченко Ю. В. Об изучении сейсмического режима. «Изв. АН СССР», серия геофиз., 1958, № 2.
- Ризниченко Ю. В. Связь течения горных масс с сейсмичностью. ДАН СССР, 1965а, № 1.
- Ризниченко Ю. В. Сейсмическая активность и энергия максимальных землетрясений. Тр. выездной сессии ИФЗ АН СССР в Средней Азии. М., 1965б.
- Ризниченко Ю. В. Расчет деформации при сейсмическом течении горных масс. «Изв. АН СССР», сер. «Физика Земли», 1977, № 10.
- Ризниченко Ю. В. [и др.]. Корреляция элементов сейсмического режима с неоднородностями земной коры Восточного Узбекистана. В кн. «Вопросы количественной оценки сейсмической опасности». М., 1975.
- Розова Е. А. Составление годографов и определение основных сейсмических элементов для Средней Азии. Тр. Сейсм. ин-та АН СССР, 1936, № 72.
- Розова Е. А. Строение земной коры Средней Азии. Тр. Сейсм. ин-та АН СССР, 1939, № 94.
- Розова Е. А. Землетрясения Средней Азии. Тр. Сейсм. ин-та АН СССР, 1947.
- Россовский Л. Н. [и др.]. О новых полях и полосах редкометалльных пегматитов Гиндукуша (Восточный Афганистан). «Геол. рудн. месторожд.», 1975, № 5.
- Руженцев С. В. Тектонические покровы Музкольского хребта (Центральный Памир). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 3.
- Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М., 1968.
- Рябой В. З. Строение земной коры и верхней мантии по профилю Копетдаг—Аральское море. «Советская геология», 1966, № 5.
- Рябой В. З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М., 1979.
- Саваренский Е. Ф., Кирнос Д. П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.—Л., 1947.
- Садыков Р. А. Количественная оценка тектонических деформаций и энергии их образования (на примере южного борта Ферганской впадины, для голоценового времени). В кн. «Земная кора и верхняя мантия Средней Азии». М., 1977.
- Садыков Р. А., Зияханов З. К. К методике анализа современных деформаций Узбекистана на примере Южной Ферганы. В сб. «Современные движения земной коры на геодинамических полигонах». Алма-Ата, 1972.
- Садыков Р. А., Авзалов С. А., Мурдахоева Н. М. «Моделирование четвертичного рельефа (на примере Кашкадарьинской впадины и ее горного обрамления)». «Узб. геол. ж.», 1978, № 6.
- Сапов О. П. Поперечные структуры на Памире. ДАН ТаджССР, 1968, № 9.
- Сейдузова С. С., Соколова И. А. Вероятностные методы оценки точности определения очага землетрясения. «Узб. геол. ж.», 1966, № 6.
- Сейдузова С. С. [и др.]. Сейсмическая сотрясаемость территории СССР, Раздел «Средняя Азия», М., 1979.
- Сейсмическое районирование территории СССР. Раздел «Узбекистан». М., 1966.
- Сейсмическое районирование территории СССР. Раздел «Узбекистан». М., 1980.
- Сейсмичность Восточной Ферганы. Ташкент, 1966.
- Сейсмичность Узбекистана, вып. I. Ташкент, 1961.
- Сейсмичность Узбекистана, вып. II. Ташкент, 1964.

- Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Типы металлогенических провинций. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8. М., 1967.
- Симоненко Т. Н. О привлечении данных магнитометрии для целей выявления глубинного строения земной коры платформенных областей. «Сов. геология», 1962, № 8.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы и ее влияние на пространственное размещение эпitherмального оруденения. Автореф. докт. дисс. Л., 1949.
- Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. Вестник ЛГУ, сер. геол. и геоф., вып. 2, 1957, № 12.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., 1960.
- Славин В. И. Тектоника Афганистана. М., 1976.
- Смыслова А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. «Тепловой режим и радиоактивность Земли» Л., 1979.
- Соколова Л. С. Об интерпретации Байкальской аномалии теплового потока. В кн. «Методика и результаты геотермических исследований» (сборник научных трудов ИГиГ СО АН СССР). Новосибирск, 1979.
- Справочник химика. М.—Л., «Химия», 1964.
- Стеблова В. М. О раннекаменноугольных вулканогенных образованиях западной части Северного Памира. ДАН ТаджССР, т. XVIII, 1975, № 9.
- Стеблова В. М., Наричнев В. В. Первые данные о рифейских метаморфических породах Северного Памира. ДАН ТаджССР, т. XIX, 1976, № 11.
- Стеблова В. М., Наричнев В. В. К характеристике каменноугольных образований Юго-Западного Дарваза (Северный Памир). ДАН ТаджССР, т. XXI, 1978, № 3.
- Страхов В. А., Лапина М. И. Некоторые результаты интерпретации материалов аэромагнитных съемок с помощью аналитического продолжения в нижнее полупространство. В кн. «Теоретические обоснования и практика трансформаций потенциальных геофизических задач». М., 1969.
- Сытин Ю. Н. Проблемы изучения глубинного строения областей завершенной складчатости. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 176, 1972.
- Таджидинов Х. С. К стратиграфии бартангского вулканогенного комплекса. «Изв. АН ТаджССР». Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1963, № 3 (12).
- Таджидинов Х. С. Магматизм и некоторые геохимические особенности магматических образований мезо-каинзойской складчатой системы Центрального Памира. В сб. «Магматизм и металлогения Таджикистана». Душанбе, 1968.
- Таджидинов Х. С. Вулканизм Центрального Памира. В сб. «Эволюция вулканизма в истории Земли». Мат.-лы I Всес. палеоулк. симпозиума. М., 1973.
- Таджидинов Х. С. Олигоцен-четвертичный магматизм и некоторые вопросы геологии Памира. Тр. конф. молодых учен., посвящен. 50-летию ЛКСМ Таджикистана. Ин-т геол. АН ТаджССР. Душанбе, 1975.
- Таджидинов Х. С. Эволюция магматических процессов Южного Памира. «Изв. АН ТаджССР», Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1977. Рукопись деп. в ВИНТИ 13 дек. 1977 г., № 4419—77 Деп.
- Таджидинов Х. С. Докембрийский вулканизм Центрального Памира. В кн. «Палеовулканизм и его продукты. Систематика, геол. петрол., металлогения». Петрозаводск, 1977.
- Таджидинов Х. С. Магматогенно-рудные узлы и перспективы локального металлогенического анализа Южного Памира. «Изв. АН ТаджССР», Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1978, № 2. Рукопись деп. в ВИНТИ 13 дек. 1977 г., № 4420—77 Деп.
- Таджидинов Х. С. [и др.]. Радиогеохимические особенности геосинклинальных магматических формаций Северного Памира. ДАН ТаджССР, т. XVI, 1973, № 4.
- Таиров Э. З. Палеозойская тектоническая зональность восточной части Северного Памира. Автореф. канд. дисс. Душанбе, 1970.
- Таиров Э. З. [и др.]. К вопросу о тектоническом районировании Памира. «Изв. АН ТаджССР», Отд. физ.-мат. и геол. хим. наук, 1972, № 4 (46).
- Таль-Вирский Б. Б. Строение земной коры Южного и Западного Узбекистана и сопредельных районов по данным взрывной сейсмологии. В кн. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана». Ташкент, 1971.
- Таль-Вирский Б. Б. Тектоника и геофизические поля нефтегазоносных областей центральной части Средней Азии. Автореф. докт. дисс. М., 1972.
- Таль-Вирский Б. Б., Борисов С. О. Гипсометрия изотермы в Средней Азии. ДАН УзССР, 1981, № 4.

- Тарков А. П. Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. Мат-лы IV Всесоюзного совещания 9—13 октября 1974 г. Тбилиси, 1974.
- Тектоносфера Земли. М., 1978.
- Тезисы докладов Душанбинской сессии II Всесоюзного тектонического совещания, Душанбе, 1962.
- Тектоника Памира и Тянь-Шаня. Мат-лы II Всесоюзн. тектонич. совещ. в Душанбе, М., 1964.
- Тихонов А. Н. О влиянии радиоактивного распада на температуру земной коры. «Изв. АН СССР», сер. геогр. и геофиз. 1937, № 3.
- Удовкина Н. Г. [и др.]. Редкоземельные элементы в коровых эклогитах. В кн. «Геохимия рудообразующих элементов основных и ультраосновных пород». М., 1976.
- Уломов В. И. Некоторые особенности строения земной коры Средней Азии по данным мощного взрыва. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1960, № 1.
- Уломов В. И. О результатах исследований глубинного строения земной коры в Средней Азии по данным сейсмологии. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1962, № 10.
- Уломов В. И. Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии по данным сейсмологии. Ташкент, 1966.
- Уломов В. И. Динамика земной коры и прогноз землетрясений. Ташкент, 1974.
- Ферсман А. Е. Перспективы распространения слезных ископаемых на территории Союза. Л., 1932.
- Фленова М. Г. Сейсмическая активность и глубинное строение юго-восточного борта Ферганской депрессии. Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. Новосибирск, 1969.
- Флинт Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., 1963.
- Фоменко К. Е. Волновая картина при глубинном сейсмическом исследовании земной коры в Юго-Восточной Туркмении. В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л., 1962.
- Фузайлов И. А. Структура консолидированной коры западного погружения Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс. М., 1974.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1973.
- Хамидов М. Х. К петрографии мезозойских интрузий основных пород Западного Памира. «Изв. АН ТаджССР», Отд. естеств. наук, 1955, № 9.
- Хамидов М. Х. К сравнительной характеристике гранитоидных интрузивов Западного Памира, южного склона Гиссарского хребта и Западного Узбекистана. «Изв. АН ТаджССР», Отд. естеств. наук, 1957, № 18.
- Хамидов М. Х. Петрология Ванчского гранитоидного интрузива (Памир). Душанбе, 1967.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, 1958.
- Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент, 1969.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и геофизические поля Средней Азии. В кн. «Материалы II Среднеазиатского петрографического совещания». Душанбе, 1971.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и земная кора Средней Азии. В кн. «Материалы II Среднеазиатского петрографического совещания». Душанбе, 1971.
- Хамрабаев И. Х. Пикриты Южного Тянь-Шаня как продукты вещества мантии. М., 1972а.
- Хамрабаев И. Х. Строение земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня (Средняя Азия). Вестн. АН СССР, 1972б, №№ 11.
- Хамрабаев И. Х. Заключение. В кн. «Земная кора Узбекистана». Ташкент, 1974.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и земная кора Средней Азии. В кн. «Очерки геологической петрологии». М., 1976.
- Хамрабаев И. Х. Генетические типы гранитоидов Средней Азии и их рудоносность. В кн. «Магматизм, метаморфизм и оруденение». Мат-лы к III Среднеаз. петрограф. совещанию. Фрунзе, 1978.
- Хамрабаев И. Х. Земная кора и оруденение Средней Азии. Тезисы IX Всесоюзн. металлогенического совещания, 1979.
- Хамрабаев И. Х. О вольфрамоносных метасоматитах. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 32, 1980.
- Хамрабаев И. Х. Строение земной коры Западного Памира по комплексным геолого-геофизическим данным по профилю Гарм-Калайхумб—Хорог—Ишканим. «Узб. геол. ж.», 1980, №5.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. Офиолитовые пояса Средней Азии. Тезисы симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., 1973.

- Хамрабаев И. Х. [и др.]. Роль теплообмена в избирательной локализации молибденово-вольфрамового оруденения в скарновых залежах месторождений Кситаш и Лянгар (Западный Узбекистан). «Узб. геол. ж.», 1974, № 4.
- Хамрабаев И. Х., Кошляков Г. В. Районирование территории Средней Азии по типам земной коры. В кн. «Земная кора и верхняя мантия Средней Азии». М., 1977.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. Мафиты и ультрамафиты в земной коре Средней Азии. В кн. «Магматизм и глубинное строение земной коры». Ташкент, 1981.
- Хорева Б. Я., Буданова К. Т. Метаморфические толщи Юго-Западного Памира и методика их изучения. II Среднеаз. регион. петрогр. совещ. Ташкент, 1965.
- Хьюс Д., Моретт К. Скорости упругих волн в гранитах при изменении давления и температуры. В кн. «Ультразвук в геофизике». М., 1964.
- Чедия О. К. Новейшие поперечные поднятия, их типы и практическое значение. Мат-лы по геол. Памира, вып. 2. Душанбе, 1964.
- Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе, 1971.
- Чернер Э. С., Буданов В. И. Новые представления о тектонике Памира. ДАН СССР, т. 214, 1974, № 5.
- Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня, М., 1979.
- Чигарев Н. В., Ермилин В. И. Приуроченность денудационных поверхностей хр. Петра Первого (Памиро-Алай) к долине р. Вахш в ее первоначальном уклоне. В кн. «Теоретические и прикладные вопросы географии». М., 1971.
- Шадчиев А. С. Палеозой Зарафшано-Туркестанской подзоны (стратиграфия и тектоника). Автореф. канд. дисс. Душанбе, 1970.
- Шанин Л. Л. [и др.]. Некоторые закономерности «омоложения» радиологического возраста горных пород на Юго-Западном Памире. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1975, № 4.
- Швольман В. А. Меловые и палеогеновые отложения Юго-Восточного Памира и их положение в современной структуре. Бюлл. МОИП, Отд. геол. т. XXVIII (1), 1973.
- Швольман В. А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М., 1977.
- Эргешев Т. Э. Методика и результаты изучения состава и строения погребенного фундамента Западного Узбекистана с помощью сейсморазведки. Автореф. канд. дисс. М., 1970.
- Юров Ю. Г. Результаты глубинных сейсмических исследований по профилю Близнецы—Купянск—Воркута. В кн. «Глубинное строение восточной части Русской платформы», М., 1977.
- Юсупходжаев Х. И., Хасанов П. Х. Изучение строения земной коры по профилю Арысь—Ташкент—Ош—Зоркуль по данным гравиметрии. «Сов. геол.», 1977.
- Юсупходжаев Х. И. [и др.]. Строение земной коры по данным гравиметрии. В кн. «Земная кора и верхняя мантия Средней Азии», М., 1977.
- Юсупходжаев Х. И., Мастов Ш. Р. К исследованию механизма распределения скоростей вертикальных перемещений блоков земной коры. «Узб. геол. ж.», 1978, № 5.
- Яковлев И. А., Шейкман А. Л., Сысоев Б. К. Количественная интерпретация МТЗ с использованием кажущейся проводимости и эффективной глубины проникновения электромагнитного поля. Прикладная геофизика, вып. 79. М., 1975.
- Annual report of the National geophysical research Institute, for 1975—86, Hyderabad, India.
- Birch F. The velocity of compressional wave in rocks to 10 kolobars P 1/2. J. Geophys. Res., 65, 1960, N 4.
- Cook C. L. The problem of mantie crust lateral inhomogeneity in the uppermost part of the Earth's mantle. «Advances in geophysics», 1962, v. 9.
- Cermak V., Rubach L. Terrestrial heat flow in Europ. Springer—Verlag, Berlin Heidelberg — New York, 1979.
- Desio A. Some geotectonic problems of the Kashmir Himalaya—Karakorum—Hindu Kush and Pamir area. In: «Geotettonica delle zone orogeniche del Kashmir Himalaya—Karakorum—Hindu Kush—Pamir». Roma, Acc. Naz. dei Lincei, 1976.
- Fucks K. Structure, physical properties and lateral heterogeneities of the suberrustal lithosphere from long—range deep seismic sounding observations on continents. «Tectonophysics», 1979, v. 56, N 1/2.
- Gutenberg B., Richter C. Earthquake magnitude, intencity, energy and acceleration I. Bull. Seism. Soc. Amer., 32, 1942, N 2.

- Kaila K. L., Krishna V. G., Chawdhury K. R., Narain H. Structure of the Kashmir Himalaya from deep seismic soundings. *Jour. Geological Society India*, v. 19, 1978, N 1.
- Khamrabaev I. Kh., Pack V. A., Yusupkhodjaev H. I. The peculiarities of geophysical fields and deep structure of the Pamir and Tien—Shan. «*Geotettonica delle zone ogogeniche del Kashmir Himalaya—Karakorum—Hindu Kush—Pamir*». Roma, Acc. Naz. dei Lincei, 1976.
- Magnetism of Karakorum and Surrounding regions. Roma, Acc. Naz. dei Lincei, 1976.
- Marussi A. Geophysics of the Karakorum. Brill, Leiden, 1961.
- Marussi A. Gravity in the Karakorum. Roma, Acc. Naz. dei Lincei, 1976.
- Marussi A. Geoidal features and crustal structure in Central Asia. Università di Trieste Istituto di geodesia e geofisica, pubblicazione N 162, 1980.
- Mineral resources of Afghanistan (by Sh. Abdullah, V. M. Chmyriov et. al.). Edition 2, Kabul, 1977.
- Nowroozi A. A. Seismicity of Afghanistan and the Hindu Kush seismic zones. Roma, Acc. Naz. dei Lincei, 1976.
- Pakistan's Saindak Copper project awaits go ahead. «*Mining Magazine*», 138, 1978, N 6.
- Rao R. U. M., Rao G. V., Hari Narain. Radioactive heat generation and Heatflow in the Indian Shield. Amsterdam — Printed in the Netherlands, 30, 1975.
- Srikantia S. V. Geology of antimony occurrence near Barashigri glacier, Lahaul spiti district. Himachal Pradesh. «*Geol. Surv. India*», Misc. publ., 1977, N 27.

Предисловие (И. Х. Хамрабаев).	3
Представления о строении литосферы Южного Тянь-Шаня и Памира (Ф. Х. Зуннунов, И. Х. Хамрабаев).	5
Часть I. Строение верхней части литосферы Южного Тянь-Шаня и Памира по геологическим данным.	10
Основные черты тектоники (И. К. Абубакиров, М. Б. Акрамов, Д. Б. Джамалов).	10
Характеристика тектонических зон и подзон	11
Тектоника кайнозоя.	25
Четвертичная тектоника.	25
Петролого-литологическая характеристика главнейших формаций пород (И. К. Абубакиров, М. Б. Акрамов, Х. С. Таджиудинов, И. Х. Хамрабаев).	31
Осадочно-вулканогенные и метаморфические образования.	31
Интрузивные образования	45
Геохимические особенности главнейших формаций пород (Р. А. Магдиев, И. Х. Хамрабаев).	56
Минерогенные (металлогенные) особенности (И. Х. Хамрабаев, С. М. Бабаходжаев).	75
Часть II. Строение и энергетика литосферы Южного Тянь-Шаня и Памира по геофизическим данным.	87
Физические свойства главнейших формаций пород (Э. И. Искандеров, Х. К. Куддусов, О. Х. Нурмаматов, Ю. Н. Зуев, Б. Ю. Хван, И. Н. Ганнев).	87
Строение литосферы по сейсмическим данным.	103
Взрывная сейсмология (Ф. Х. Зуннунов).	103
Профильные сейсмические наблюдения (Т. Э. Эргешев, Г. Г. Каримова, В. И. Рубайло).	113
Площадные сейсмологические наблюдения (Е. М. Бутовская, Х. А. Атабаев, В. П. Суров, С. А. Алиев, Г. А. Иванов, Р. А. Шарипов, Н. А. Фердман).	144
Комплексная обработка данных ГСЗ и сейсмологии (Е. М. Бутовская, Ф. Х. Зуннунов, В. П. Суров).	157
Элементы энергетического режима (Е. М. Бутовская, М. Н. Атабаева, Д. Б. Джамалов, Л. М. Матасова, С. С. Сейдузова, А. Б. Сираждинов, С. С. Сучкова).	159
Оценка динамических моделей деформирования (Южный Тянь-Шань) (Р. А. Садыков).	166
Неоднородности коры и верхней мантии по гравимагнитным данным (Х. И. Юсупходжаев, П. Х. Хасанов, Р. Р. Мастов).	171
Геотермический режим и тепловая энергетика коры и верхней мантии (Ю. Н. Зуев, А. А. Поликарпов).	183
Геоэлектрическая характеристика земной коры и верхней мантии (И. Н. Новосельский, В. А. Пак).	199
Сопоставление и анализ данных по геофизическим полям (Е. М. Бутовская).	214
Некоторые общие вопросы строения и геодинамики литосферы Южного Тянь-Шаня и Памира (В. А. Пак, Д. Б. Джамалов, Т. Э. Эргешев, И. Х. Хамрабаев).	221
Заключение	229
Литература	231

ЛИТОСФЕРА ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ

*Утверждено к печати
Ученым советом Института геологии и геофизики
и Отделением наук о Земле АН УзССР*

Редактор Р. Б. Якубович
Художник Д. А. Файзрахманов
Художественный редактор Р. И. Кривошей
Технический редактор В. М. Тарахович
Корректор О. В. Вахнина

ИБ № 1868

Сдано в набор 23.07.82. Подписано к печати 10.10.82. P05380. Формат 70×100¹/₁₆. Бумага типограф-
ская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 19,99. Уч.-изд. л. 20,5. Тираж 1000.
Заказ 159. Цена 3 р. 70 к.

Адрес Издательства: 700047. Ташкент, ул. Гоголя, 70.
Типография Издательства «Фан» УзССР, Ташкент, проспект М. Горького, 79.

5076

