

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

**ЗЕМНАЯ КОРА
И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ
ПАМИРА, ГИМАЛАЕВ
И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1984

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ



RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL
GEOPHYSICAL PROJECTS



*RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS*

THE EARTH'S CRUST
AND THE UPPER MANTLE
OF THE PAMIRS, HIMALAYAS
AND SOUTHERN TIEN SHAN

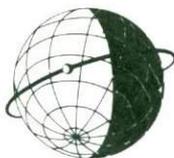
Editors-in-chief

Academician I.Kh. KHAMRABAEV,
candidate of geology and mineralogy F.Kh. ZUNNUNOV



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»

Moscow 1984



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

4223

ЗЕМНАЯ КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ ПАМИРА, ГИМАЛАЕВ И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Ответственные редакторы
академик АН УзССР И.Х. ХАМРАБАЕВ,
кандидат геолого-минералогических наук Ф.Х. ЗУННУНОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1984

Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984.

В сборнике приведены результаты работы совещания по итогам первого этапа международного Памиро-Гималайского проекта (Ташкент, 1980 г.). Освещено строение земной коры и верхней мантии Памира, Гималаев, Каракорума, Гиндукуша и Южного Тянь-Шаня, главным образом, вдоль геолого-геофизических профилей, выполненных в 1974—1979 гг. Значительное место занимает изложение результатов сейсмических работ. Приведены особенности изостатических аномалий, а также геотермические, геоэлектрические особенности земной коры и верхней мантии орогенических областей Средней Азии. Сделана попытка построения модели новейшего горообразования. Обсуждаются вопросы геологического строения, магматизма, метаморфизма и металлогении Памира и Южного Тянь-Шаня в связи со строением земной коры и верхней мантии.

Сборник представляет интерес для геологов, геофизиков, специалистов по тектонике и сейсмологии.

Рецензенты:

М.А. АХМЕДЖАНОВ, И.А. ФУЗАЙЛОВ

ЗЕМНАЯ КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ ПАМИРА, ГИМАЛАЕВ И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Утверждено к печати

Межведомственным геофизическим комитетом при Президиуме Академии наук СССР

Редактор *Г.В. Скяткина*. Редактор издательства *М.А. Яценко*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*. Технический редактор *Л.В. Русская*
Корректор *И.Г. Мартынова*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28014

Подписано к печати 31.07.84. Т — 14623. Формат 70 x 100 1/16. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,0. Усл.кр.-отт. 13,2. Уч.-изд.л. 16,4
Тираж 1000 экз. Тип.зак. 1782. Цена 2р. 50к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ВВЕДЕНИЕ

Первые попытки исследования глубин Памиро-Гималайской горной области были сделаны в 1913—1914 гг. д-ром ди Филипи с сотрудниками, которые работали в составе экспедиции, организованной итальянской Национальной академией деи Линчеи. Эта экспедиция, возглавляемая Джорджо Абетти и Альберто Алессии, пересекла Гималаи, Памир и Синьцзян (Кашгарию). На всем пути следования экспедиция проводила измерения силы тяжести. В результате были получены первые сведения о гравитационном поле этой обширной области.

Однако более полные и комплексные геологические и геофизические исследования этого региона стали возможными лишь в 70-е годы благодаря улучшению научных контактов между странами и развитию технических средств для научных исследований, чему способствовали возросший интерес к этой высокогорной области и активизация дискуссии между сторонниками гипотезы тектоники плит и так называемого фиксизма.

В геолого-геофизических исследованиях, проведенных по инициативе Советского (Межведомственного) геофизического комитета при Президиуме АН СССР по единой программе международного Геодинамического проекта, участвовали представители СССР во главе с членом-корреспондентом АН СССР В.В. Белоусовым — председателем этого комитета, Научного совета по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии, ученые Италии из Института геодезии и геофизики Триестского университета во главе с членом итальянской Национальной академии деи Линчеи проф. А. Марусси; индийские ученые во главе с председателем Рабочей группы № 6 международного Геодинамического проекта д-ром Х. Нарайном и заместителем директора Национального института геофизических исследований в Хайдарабаде д-ром К.Л. Кайла, а также ученые Пакистана. Кроме того, в полевых работах 1978 г. принимали участие сотрудники Сельскохозяйственного университета и Утрехтского королевского университета Нидерландов (д-р Дж. В. Бредеут и др.).

В настоящем сборнике публикуются материалы совещания по итогам Памиро-Гималайского проекта, состоявшегося в Ташкенте 18—23 ноября 1980 г. В сборник в основном вошли работы советских участников проекта. Из работ иностранных коллег включены доклады А. Марусси, К.Л. Кайла, а также краткое содержание доклада Б. Коломби и др. Работы других иностранных ученых не включены в сборник в связи с тем, что они вошли в монографию по данному проекту, подготовленную к изданию итальянскими коллегами. Значительная часть материалов, накопленных советскими и зарубежными учеными в ходе осуществления работ по названному проекту (1973—1976 гг.) и обработанных до 1977 г., вошла в монографию Памир—Гималаи: Глубинное строение земной коры [Памир—Гималаи..., 1982]. Поэтому предлагаемый читателю труд в известной степени является дополнением к названной монографии. Он учитывает изложенные в ней результаты и освещает геолого-геофизическую информацию, полученную по Памиро-Гималайскому проекту в 1977—1980 гг.

В.В. Белоусов, Б.С. Вольвовский, И.С. Вольвовский,
Б.Б. Таль-Вирский, И.Х. Хамрабаев

ИТОГИ МЕЖДУНАРОДНОГО ПАМИРО-ГИМАЛАЙСКОГО ПРОЕКТА И НАПРАВЛЕНИЕ БУДУЩИХ РАБОТ

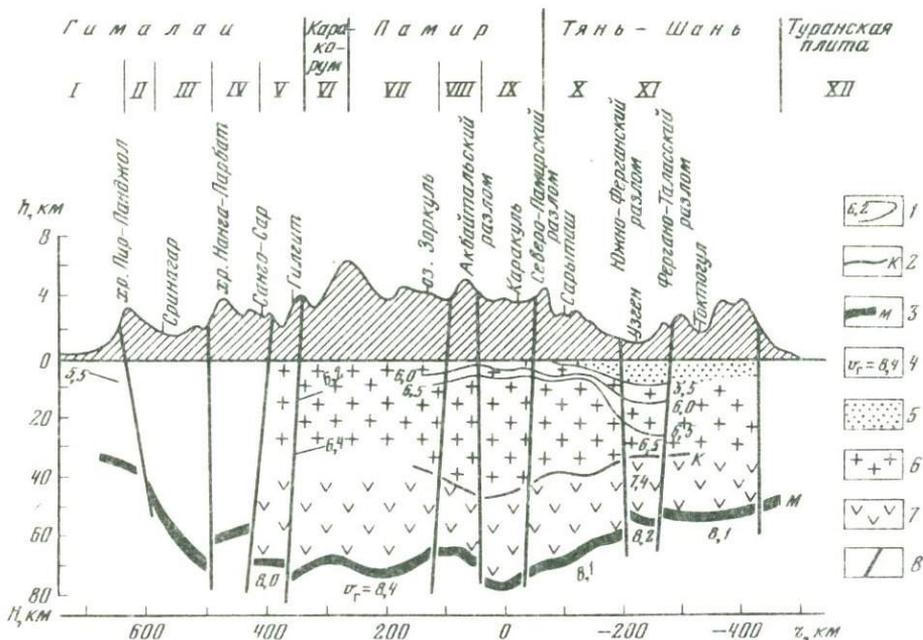
Исследования, о которых ниже пойдет речь, выполнялись в рамках международного Геодинамического проекта, программа которого включала выяснение строения земной коры и подстилающей ее верхней мантии районов Центральной Азии.

Одна из рабочих групп этого проекта изучала геодинамические процессы, происходившие в области между Гималаями и Памиром, привлекавшей к себе особое внимание в связи с мощностью протекания здесь такого выразительного геодинамического процесса, как горообразование. Процессы горообразования в этой области не только геологически молоды, но и продолжают до сих пор. На грандиозное сжатие горных хребтов в этом районе геологи обратили внимание давно. Установлено, что горы здесь представляют собой крупные глыбы (блоки) земной коры, поднятые внутренними силами Земли на максимальную на нашей планете высоту. Рядом с горными хребтами соседствуют впадины, также представляющие собой блоки земной коры, но только опущенные на большую глубину. Примечательно, что в этих районах очень высокие (местами экстремальные) значения теплового потока и самые высокие на Земле отрицательные аномалии силы тяжести. Эта же область выделяется высокой сейсмичностью. Первоочередными вопросами, которые интересуют геологов, является выяснение сил, производящих такую гигантскую работу, т.е. вопросы зависимости геологических процессов, происходящих на поверхности Земли, от глубинных процессов, вопросы изучения механизма движения громадных масс, механизмы их роста. И еще одно обстоятельство представляло большой интерес. Известно, что своеобразное строение "Высокой Азии" и ее эндогенная активность вызвали к жизни ряд геолого-геофизических гипотез, из которых наибольшее распространение получила гипотеза давления Индостанской платформы на Евразийский материк [Бархатов, 1963; Резвой, 1969]. С точки зрения сторонников популярной в настоящее время гипотезы "тектоники плит" предполагается, что массив Индостана не только давит на Евразию, но и погружается под нее, вызывая на поверхности видимое надвижение Гималаев на юг. Предполагается также, что и горные хребты, расположенные к северу от Гималаев (вплоть до оз. Байкал), поднялись под давлением Индостана на Евразию.

Несмотря на столь большой интерес, представляемый этой областью, и на столь смелые геодинамические гипотезы, высочайший горный узел Центральной Азии до сих пор остается чрезвычайно мало изученным. Причина прежде всего — в трудной доступности этой отдаленной области, природа которой дика и негостеприимна. Немалое значение имеют также и политические причины: здесь сходятся окраинные территории ряда стран — СССР, Афганистана, КНР, Пакистана, Индии — и любое исследование, чтобы быть эффективным, должно перебрасываться по сложным маршрутам из одной страны в другую.

Исследования, о которых идет речь, должны были в какой-то мере восполнить пробел наших знаний о глубинном строении этого грандиозного новейшего орогенического поднятия. Они оказались возможными благодаря значительному прогрессу, достигнутому в последние годы в развитии геофизических методов (в первую очередь метода глубинного сейсмического зондирования), а также благодаря сотрудничеству советских, индийских, пакистанских и итальянских ученых [Памир-Гималаи..., 1982].

Центральной задачей исследования было проведение профиля глубинного сейсмического зондирования вкост простирания всей Памиро-Гималайской горной цепи от Ферганской депрессии на севере до Индостанской платформы на юге через район так называемого Пенджабского синтаксиса. Полученный сейсмический разрез (см. рису-



Сейсмический разрез земной коры по профилю Токтогул—Сринагар

I—V — Гималаи: I — Предгималайский краевой прогиб, II — Низкие (Внешние) Гималаи, III — Сринагарская депрессия, IV — Высокие (Большие) Гималаи, V — офиолитовый пояс Инда; VI — Центральный Каракорум; VII—IX — Памир: VII — Юго-Восточный Памир, VIII — Центральный Памир, IX — Дорваз-Сарыкульский блок; X—XI — Тянь-Шань: X — Алайский блок, XI — Ферганский блок; XII — Чуйская депрессия.

1 — линии равных скоростей; 2 — поверхность "базальтового" слоя; 3 — поверхность Мохоровичича; 4 — граничная скорость, км/с; 5 — платформенный чехол; 6 — "гранитный" слой; 7 — "базальтовый" слой; 8 — глубинные разломы

нок) устанавливает, что важной особенностью глубинного строения Памиро-Гималайского региона является мощность земной коры, почти в два раза большая, чем на стабильных плитах (65–75 и 35–37 км соответственно). При этом отмечается, что отсутствуют какие-либо признаки удвоения толщи земной коры. Это позволяет отрицать гипотезу поддвига жесткой Индостанской плиты под геосинклинальные складчатые сооружения Пенджабского синтаксиса Гималаев. Против этой гипотезы также свидетельствует крутизна падения всех основных разломов, пересекающих земную кору и часто нарушающих поверхность Мохоровичича.

Глубинные разломы характеризуются временем развития, совпадающим с эпохами формирования геосинклинальных структур на протяжении многих сотен миллионов лет. Ряд разломов отражает динамику и условия становления глубинных слоев литосферы. Например, структурный шов Инда, падающий почти отвесно и проникающий в подкоревые глубины, является каналом, по которому из мантии были выжаты офиолитовые ассоциации кристаллических пород. Предгималайский и Южный (Главный) Гималайский разломы служат границами между разными структурно-фациальными зонами. Для них, как и для ряда других крупных разломов, характерны крупные смещения по надвигам, развивающимся одновременно с ростом горных сооружений. Явления надвигообразования, сопутствующие глубинным разломам, свойственны приповерхностным частям земной коры. На глубине они характеризуются крутым падением. Лишь для Главного надвига во внешних Гималаях, как видно на разрезе, имеются некоторые сейсмические данные о продолжении его в глубоких слоях земной коры под Сринагарской депрессией.

Земная кора Памиро-Гималайского региона характеризуется невысокими значениями средней скорости ($\bar{v} = 6,2\text{--}6,4$ км/с). При этом отмечается повышение значений \bar{v} в южном направлении, от Тянь-Шаня к Памиру. В этом же направлении возрастает мощность нижнего высокоскоростного слоя ($v_{пл} = 7$ км/с), который в Южном Тянь-Шане

составляет одну треть, а на Памире — половину мощности земной коры. На Памире, кроме того, в разрезе консолидированной коры появляется 10-километровый слой со скоростью 6,8 км/с.

Перепад скоростей между земной корой и верхней мантией составляет 0,7—1 км/с, вследствие чего подошва земной коры здесь представляется как достаточно "сильная" сейсмическая граница.

Изученность верхней части мантии значительно меньшая. Определены границы астеносферного слоя — его кровля фиксируется на глубинах 100—150 км, подошва отмечена на севере и юге региона на глубинах 200 км, в центральной части региона (Южный Памир, Каракорум) — на глубине 300 км. Под Индийским щитом астеносфера залегает на глубине 100 км. По направлению к Индийскому океану она поднимается до 50—60 км. В средней части астеносферного слоя скорости распространения сейсмических волн составляют 7,1—7,5 км/с, в то время как в наастеносферной части верхней мантии они изменяются от 8,2 до 8,4 км/с, а под подошвой астеносферы достигают 8,6 км/с. Астеносферный слой, выделяемый только с поле продольных сейсмических волн и имеющий отражение в аномалиях электропроводности, обусловлен, очевидно, частичным плавлением вещества верхней мантии, в то время как еще один волновод в верхней мантии, фиксируемый близ ее кровли по изменению скоростей распространения продольных и поперечных сейсмических волн, вероятно, связан с вертикальными неоднородностями вещества, находящегося в твердом состоянии. Большая мощность астеносферы в районах Памира и, вероятно, Каракорума коррелируется, с одной стороны, с размещением глубочайших минимумов аномалий поля силы тяжести, а с другой — со значительным понижением в рельефе поверхности геоида.

Особый интерес представляет строение верхней мантии в зоне скопления очагов Памиро-Гиндукушских землетрясений. Это одно из немногих на земном шаре мест, где регистрируются глубокофокусные землетрясения, не связанные непосредственно с зонами перехода от континента к океану. Как показали проведенные исследования, Памиро-Гиндукушская эпицентральная зона протягивается в виде неширокой (60—80 км) полосы от Файзабада через Мургаб до Хорога. На глубинах ~100—150 км здесь существует мощный волновод с $v_{пл} = 7,1-7,5$ км/с. В плане выделенная низкоскоростная зона совпадает с мантийной фокальной зоной Л.П. Винника и А.А. Лукка [1974]. Этой зоне в более глубоких частях мантии (100—300 км) соответствуют очень высокие (8,32—8,57 км/с) для этих глубин скорости, тогда как в остальных районах Центральной Азии пластовые скорости сейсмических волн близки к нормальным значениям (8,2—8,4 км/с). Аналогичная картина наблюдается на Курило-Камчатской островной дуге [Тараканов, 1972]. Там, однако, в настоящее время имеет место активная вулканическая деятельность, чего нет на Памире и Гиндукуше. По-видимому, в континентальных условиях при наличии весьма мощной коры прорыв магматических продуктов затруднен. Поэтому на Памире и Гиндукуше мы имеем лишь отголоски ныне продолжающихся глубинных магматических процессов в виде термальных источников. На это указывает и повышенное поглощение сейсмических волн в фокальной зоне.

Таким образом, наличие фокальной зоны глубоких землетрясений свидетельствует о том, что источники молодых тектонических напряжений расположены как в толще литосферы, так и в более глубоких слоях верхней мантии. Относительно небольшая протяженность фокальной зоны (400—500 км) определяет локальный характер этой структуры.

Если очаги глубоких (мантийных) землетрясений расположены только в Памиро-Гиндукушской части региона, то коровые землетрясения установлены на всем протяжении профиля. Основная часть сравнительно неглубоких очагов приурочена в Индо-Памирской части региона к нижним частям разреза земной коры, а в Памиро-Тяньшаньской части — к верхним горизонтам ее консолидированной толщи и даже к осадочному покрову.

При сопоставлении с сейсмическим разрезом в распределении аномалий сейсмичности опознаются основные крупные блоки земной коры и зоны глубинных разломов, обрамляющие их, т.е. сейсмичность контролируется самими крупными вертикальными или крутопадающими контактами по границам блоков с различными геологическими и геофизическими характеристиками. Наряду с этим отмечается четко выраженная тенденция распределения сейсмической активности вдоль субгоризонтальных границ раздела между основными глубинными структурными комплексами в коре и верхней

мантии, что свидетельствует о тесной генетической связи между структурно-тектоническими и динамическими характеристиками литосферы исследуемого региона.

Таким образом, можно заключить, что сейсмичность литосферы региона обусловлена геодинамическими процессами, выраженными для ее высоких слоев блоковыми перемещениями земной коры и смещением крутопадающих мантийных блоков для нижних этажей. В целом для региона характерна высокая сейсмическая активность, связанная в основном с очагами землетрясений в средней части земной коры.

Все изложенное определяет сложность происходящих в недрах Памиро-Гималайского региона геодинамических процессов. Вещество верхней мантии находится здесь в разуплотненном состоянии. В отдельных районах (Памир) возможно поступление из больших глубин Земли значительных объемов аномально разогретого вещества. По ослабленным зонам — астеносферным каналам — возможно латеральное перемещение этого разогретого вещества на северо-запад, в сторону Памира и Тянь-Шаня. Именно в этом направлении проявляются горизонтально направленные напряжения растяжения в очагах землетрясений. Над такими областями и особенно по их краям могут концентрироваться напряжения механической и тепловой природы, разрядка которых может проявиться в усилении сейсмической активности.

Авторы убеждены в том, что изложенные выше данные не согласуются с положениями теории "тектоники плит", согласно которой развитие Высокой Азии определялось давлением Индийской плиты на Евразийскую платформу и пододвиганием первой под вторую. Глубинные разломы, которые пересекают земную кору, залегают круто, почти вертикально, и не могут интерпретироваться как поддвиги одних блоков коры под другие. Хотя толщина коры под Памиро-Гималайским синтаксисом очень велика, больше, чем где-либо, никаких признаков сдвигания коры с повторением ее слоев не было обнаружено.

Аномальность глубинного строения Памиро-Гималайского региона не ограничивается корой; под ненормально мощной корой находится значительное утолщение астеносферы. Здесь же наблюдается повышенный тепловой поток. Отсюда следует, что особенности строения и развития этой области имеют очень глубокие корни — опускающиеся в верхнюю мантию, что также противоречит положениям теории "тектоники плит", для которой все процессы ограничиваются толщиной литосферы. Скучивание разогретого материала под Высокой Азией — результат не столкновения двух плит, двигающихся горизонтально, а вертикального подъема вещества из глубоких слоев мантии к поверхности.

Что можно сказать о будущих исследованиях в этом направлении? Одним пересечением, конечно, нельзя изучить глубинное строение всего обширного Центрально-Азиатского орогенического пояса.

Советские ученые готовы к выполнению других профилей, рекомендованных международной Рабочей группой. Более того, в 1978, 1979 гг. узбекские геофизики уже начали работы на советской части международного профиля на участке Ишкашим—Калаи-Хумб, а азербайджанские — на профиле Астрахань—Персидский залив. К сожалению, политические события приостановили переговоры, начатые с соответствующими организациями Афганистана и Ирана.

Продолжение наших совместных работ желательно в следующих направлениях: 1) проведение площадных глубинных сейсмических исследований, привязанных к основному геотранверсу; 2) изучение электропроводности астеносферы; 3) изучение особенностей электромагнитного поля региона; 4) разработка методов прогноза землетрясений.

Мы выражаем уверенность, что сложившийся при проведении рассмотренных исследований международный коллектив сделает еще много полезного для науки.

ABSTRACT

Summary results of the research on the International Pamirs-Himalayas Project for 1974 to 1980 are presented. Obtained data of deep seismic study are given and problems of the asthenosphere structure and seismicity of the region are discussed. The paper is supplied by proposals on further possible trends in the research.

- Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 243 с.
- Винник Л.П., Лукк А.А. Латеральные неоднородности верхней мантии под Памиро-Гиндукушем. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 1, с. 9—23.
- Лукк А.А., Нерсесов И.Л. Строение верхней части оболочки Земли по наблюдениям над землетрясениями с промежуточной глубиной очага. — Докл. АН СССР, 1968, т. 162, № 3, с. 559—562.
- Памир—Гималаи: Глубинное строение земной коры / Н.А. Беляевский, Б.С. Вольвовский, И.С. Вольвовский и др. М.: Наука, 1982. 176 с.
- Резвой Д.П. О важнейшей структурной зоне Южного Тянь-Шаня (Южно-Ферганская система глубинных разломов). — Геол. сб. Львов. ун-та, 1969, № 12, с. 72—81.
- Тараканов Р.З. Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972, с. 215—234.

УДК 550.83 (235.211)

А. Марусси

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ПАМИРСКОГО СИНТАКСИСА

Замечательной особенностью Памирского синтаксиса, который охватывает горные системы Тянь-Шаня, Гиндукуша, Куньлуня, Каракорума и Кашмирских Гималаев, является слабая корреляция между поверхностным геологическим строением и геофизическими полями, отражающими строение коры и нижележащей верхней мантии [Marussi, 1979, 1980]. Если геология герцинского и Альпийско-Гималайского поясов имеет субширотное строение, то геофизические поля наводят на мысль о поперечном линеаменте юго-западного—северо-восточного простираения.

Отмеченное простираение свойственно одному из главных тектонических линеаментов Земли [Ebbelin, 1976; 1978; Попов и др., 1978]. Начало его можно наметить на востоке границы Африканской и Аравийской плит. Северо-восточнее, после пересечения Аравийского моря по разлому Оуэн, линеамент продолжается в низовьях долины Инда и пересекается с Альпийско-Гималайским поясом в пределах Памирского синтаксиса. Он, возможно, продолжается вдоль зон Таджикской, Ферганской, Иссык-Кульской, Балхашской, Зайсанской и Джунгарской депрессий, заканчиваясь в пределах Байкальской рифтовой зоны. Убедительное доказательство его существования в поверхностных структурах Памирского синтаксиса отмечено в системе Чаманского разлома, который простирается от Киртхарского хребта до р. Пяндж [Bartole, 1978].

Следует отметить, что в пределах Альпийско-Гималайского пояса преобладают усилия сжатия, в пределах Аравийско-Байкальского линеаента — усилия растяжения.

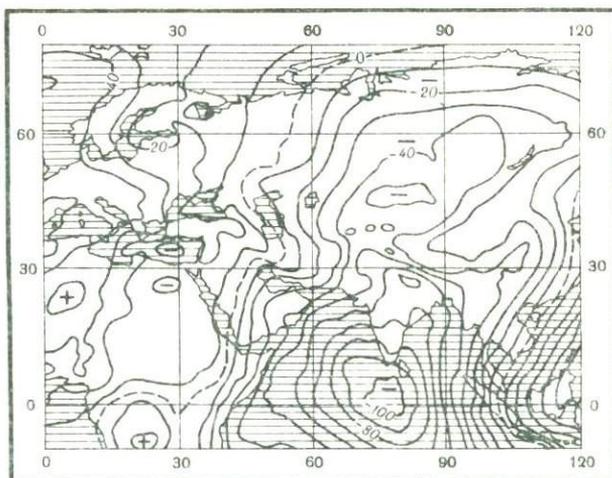
По глобальным и региональным представлениям в статье рассмотрены геодезические и геофизические данные, доказывающие наличие поперечного линеаента в пределах Памирского синтаксиса. Контурная карта геоида с изображением модели Земли *GEM 10B*, составленная в 1980 г. в Центре космических полетов им. Годдарда (США), показывает признаки прогиба геоида южнее мыса Коморин в Индийском океане (рис. 1). Протягиваясь в низовья долины Инда, депрессия геоида проникает в пределы Азиатского континента. Одно из его ответвлений в районе Памирского синтаксиса пересекает поднятие геоида, соответствующее Альпийско-Гималайскому поясу. Далее депрессия протягивается в северо-восточном направлении вдоль Таджикско-Байкальской зоны [NASA, 1977].

Корреляция между поднятиями геоида и поясами сжатия в земной коре, а также между прогибами геоида и зонами растяжения не кажется случайной.

Поднятия геоида связаны с положительными аномалиями плотности в мантии, вероятно, способствующими оседанию, которое приводит к погружению земной коры. Эпигеосинклинальные процессы характеризуются сжатием, складкообразованием, разрывами, метаморфизмом, мигматизацией и гранитизацией. Все эти черты свойственны Альпийско-Гималайскому поясу.

Наоборот, депрессии геоида связаны с отрицательными аномалиями плотности в мантии, вероятно, порождающими восходящие потоки. Поэтому эпиплатформенные

Рис. 1. Детальный гравиметрический геоид Центра космических полетов им. Годдарда, базирующийся на сочетании модели Земли GEM 10B и данных силы тяжести на поверхности $1^{\circ} \times 1^{\circ}$



процессы в вышележащей коре характеризуются ее утолщением, дифференцированными вертикальными движениями, блоковостью коры, большими углами падения поперечных и продольных разломов, а также вулканизмом. Дефицит плотности в мантии может быть следствием фазовых изменений, физического состояния и химического состава. Однако это происходит главным образом из-за аномального разогрева, высокой температуры и выделяемого теплового потока в регионах, подверженных эпиплатформенным процессам.

Эпиплатформенные процессы четко доказаны на всем протяжении Таджикско-Байкальской зоны и являются объектом разностороннего и основательного исследования [Zorin, Rogozhina, 1978]. По данным взрывной сейсмологии, под северным горным обрамлением Иссыккульской впадины в верхней мантии был выделен низкоскоростной слой [Бурмаков и др., 1980], связанный, вероятно, с низкой плотностью и высокой температурой.

Эпиплатформенные процессы наблюдаются также в юго-западном продолжении Таджикско-Байкальской зоны вне Памирского синтаксиса. Это подтверждается наличием Чаманской системы разломов, соответствующих указанному продолжению и связанным с разломами магматизмом, Сеистанской и Регистанской депрессиями, Зоб-Катавазской впадиной, межгорными впадинами Кабул, Джалалабад и Пешавар, а также вулканизмом Систана, Белуджистана и Навара. Нижняя Индская долина может сама интерпретироваться как грабен. Нангапарбатский диапир, секущий почти под прямым углом Гималайский пояс, может быть также связан с системой трещин, соответствующей зоне растяжения [Ebblin, 1978].

Эпиплатформенные процессы следуют за эпигеосинклинальными. Когда бы они ни происходили, им предшествуют геосинклинальные проявления. Они сопровождаются очень большим воздыманием региона. Так оказалось и в случае Памирского синтаксиса [Beloussov, 1976; Shlesinger, 1978; Yanshin, 1978].

Поле изостатических гравитационных аномалий Памирского синтаксиса делится на две части, разрываясь приблизительно от Кабула до оз. Каракуль (рис. 2)¹. Заслуживает внимания выделение указанного разрыва на северо-восточном продолжении Чаманской системы разломов и тем самым его связь с Аравийско-Байкальским тектоническим линейментом.

Восточнее области разрыва изостатические аномалии состоят из серии полос, имеющих Гималайское простираение, в котором чередуются отрицательные и положительные аномалии, одинаковые по порядку значений. Поскольку такие аномалии могут коррелировать с поверхностными геоструктурами, они объясняются главным образом строением коры. Наоборот, западнее отмеченного разрыва преобладают интенсивные отрицательные изостатические аномалии, самые интенсивные из них отмечены в Центральном Памире. Такие аномалии не показывают какой-либо явной корреляции с поверхностными геоструктурами. Их источник должен быть приурочен к области дефицита плотности в верхней мантии.

Сейсмологические исследования подтверждают фундаментальную роль Аравийско-Байкальского тектонического линеймента в глубинном строении Памирского синтак-

¹ Амплитуда изменения аэроизостатических аномалий силы тяжести в пределах рис. 2 составляет 200 мГал. — *Примеч. ред.*

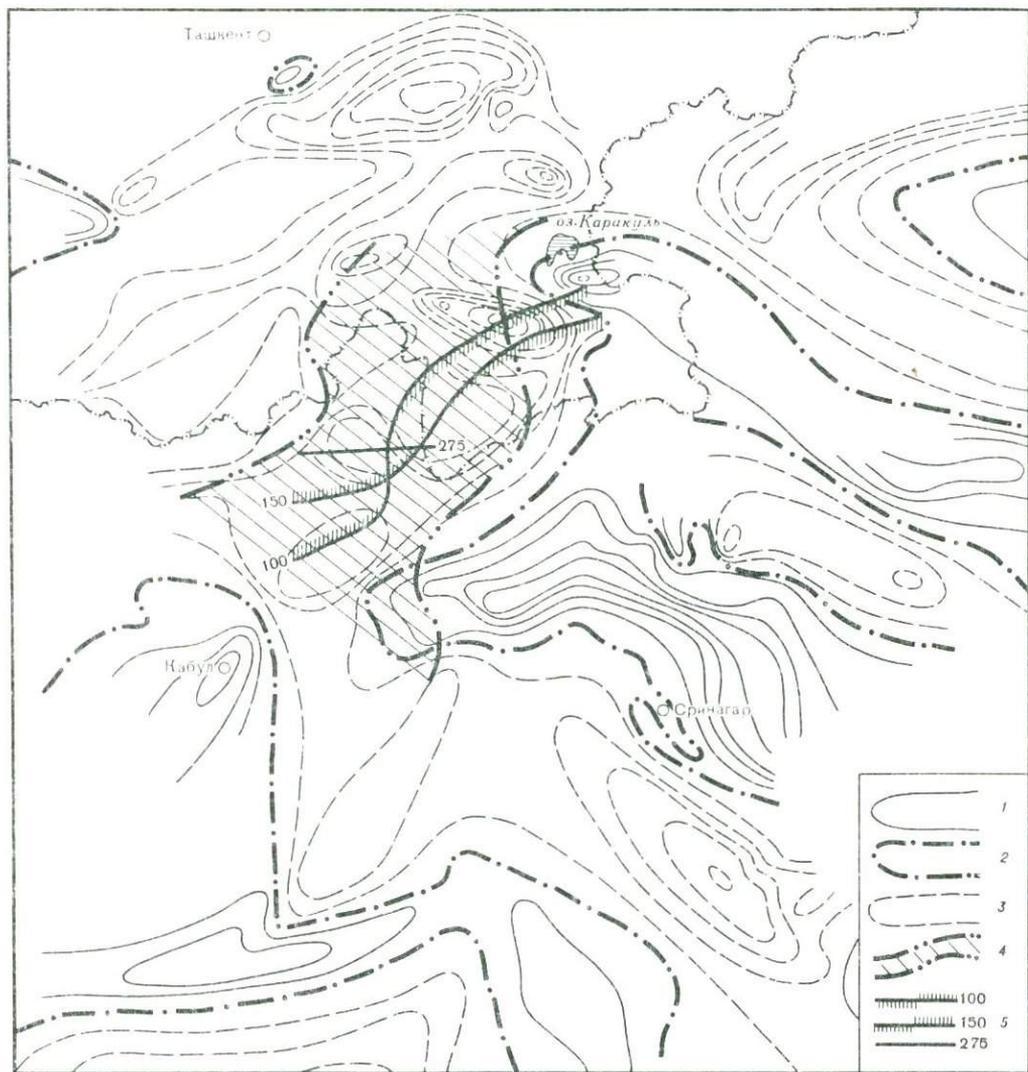


Рис. 2. Аэроизостатические аномалии силы тяжести Δg , мГал
 1 — $\Delta g > 0$; 2 — $\Delta g = 0$; 3 — $\Delta g < 0$; 4 — высокоскоростное тело; 5 — очаги гиндукушских промежуточных землетрясений (глубина, км)

сиса. Анализ времени пробега объемных волн, возбужденных при землетрясениях, доказал существование в верхней мантии высокоскоростного тела, вытянутого в направлении юго-запад—северо-восток на расстояние около 600 км и пересекающего Восточный Гиндукуш и Центральный Памир. Ширина тела составляет около 250 км [Vinnik, Lukk, 1978; Vinnik et al., 1977]. Его восточная граница соответствует разрыву, отмеченному в поле изостатических аномалий.

Значение высокоскоростного тела в строении и эволюции Памирского синтаксиса велико: подавляющая часть промежуточных гиндукушских сейсмических проявлений соответствует данному телу.

Сейсмические исследования показали, что очаговая зона промежуточной сейсмической активности Гиндукуша имеет форму изогнутой пластины юго-западного—северо-восточного направления протяженностью приблизительно 300 км. Местоположению пластины соответствуют низкие изостатические гравитационные аномалии.

Было также установлено, что очаги Гиндукушских землетрясений соответствуют

двум системам глубинных разломов, падающих под крутыми углами: одна падает на северо-запад, другая — на юго-восток. Между двумя системами разломов находится зона, лежащая под Восточным Гиндукушем, характеризующаяся двумя вертикальными разрывами. Один простирается на глубине 100–300, другой 100–260 км. Следовательно, промежуточные землетрясения Гиндукуша и Южного Памира вызваны разрывами растяжения [Kaila, Madhava Rao, 1979].

Изучение механизма очагов выявило разломно-разрывную зону юго-западного–северо-восточного простираения под Гиндукушем и Памиром, левосторонне-латерально-го скольжения, которая соответствует сопряжению хребтов Картхар–Сулейман с разрывной зоной Оуэн [Verma et al., 1980].

Наличие разломов с крутыми углами падения в земной коре подтвердилось при интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования, широко проведенного в пределах Памирского синтаксиса [Земная..., 1977; Хамрабаев, 1980; Belousov et al., 1980].

Неотектонические исследования, основанные главным образом на корреляции и датировании окаменелостей речных террас на Памире и в Южном Тянь-Шане [Белоусов, 1976; Артемьев, Белоусов, 1979; 1980], показали, что кора в зоне синтаксиса делится на блоки, которые приурочены к дифференцированным вертикальным движениям порядка нескольких тысяч метров, начиная с конца плейстоцена до начала плейстоцена.

Границы блоков отмечены высокими градиентами относительной скорости воздымания. Самыми высокими градиентами в пределах простираения верхней части пластины отмечены места активности Гиндукушских землетрясений и вдоль восточной границы высокоскоростного тела. Эта граница, простирающаяся по меридиану 73° , разделяет Памир на две зоны: западную, подвергшуюся в современную эпоху процессам омоложения, и восточную, где преобладают процессы осадконакопления. Это стало очевидным благодаря изображениям земной поверхности, полученным со спутников *LANDSAT* [Bartole, 1978].

Можно предположить, что Памирский синтаксис расположен в области контакта двух важнейших орогенических поясов Центральной Азии, которые подверглись эпигеосинклинальным процессам в течение герцинского и альпийского циклов и которые в настоящее время пересечены важнейшей поперечной зоной растяжения. Зона подвергается эпиплатформенным процессам, начиная с неогена и до настоящего времени.

Эпигеосинклинальные процессы в настоящее время затухают и ответственны за структуру горных хребтов (соответствующих синтаксису), последующие эпиплатформенные процессы — за разрывание коры синтаксиса на блоки, отделенные крутопадающими разломами и подвергнутые интенсивным дифференцированным вертикальным движениям. Такие движения, вероятно, вызывают высокое поднятие зоны синтаксиса, сложную современную морфологию Памира и глубокие депрессии, окружающие зону.

Высокая сейсмическая активность сосредоточена на пересечении Альпийско-Гималайского пояса сжатия и Аравийско-Байкальской зоны растяжения и достигает глубины 270 км. В дальнейшем источник тектонической активности следует искать в самых глубинных частях литосферы или верхней мантии.

ABSTRACT

The Pamirs syntaxis is located on the intersection of the sublatitudinal Alpine-Himalay belt and of the zone with southwestern — northeastern strike stretching from the Arabian Sea to the Baikal depression. A hypothesis is suggested that the specific features in the structure of the Pamirs syntaxis, and also its tectonic evolution are connected with the vast manifestation of the Post-Neogene epi-platform processes in this zone and with the manifestation of the epi-geosynclinal processes in the Alpine-Himalayas belt.

ЛИТЕРАТУРА

- Артемьев М.Е., Белоусов Т.П. Изостазия и новейшая тектоника Южного Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 4, с. 928–932.
- Артемьев М.Е., Белоусов Т.П. Новейшие вертикальные движения и гравитационное поле Памира и Южного Тянь-Шаня. — Геотектоника, 1980, № 1, с. 3–16.
- Белоусов Т.П. Тектонические движения Памира в плейстоцене—голоцене и сейсмичность. М.: Наука, 1976. 120 с.
- Бурмаков Ю.А., Винник Л.П., Зуннунов Ф.Х. и др. Скоростные вариации в верхней части верхней мантии Средней Азии по данным взрывной сейсмологии. — Докл. АН УзССР, 1980, № 8, с. 49–52.
- Земная кора и верхняя мантия Средней Азии/Под ред. И.Х. Хамрабаева. М.: Наука, 1977. 212 с.
- Попов В.И., Таль-Вирский Б.Б., Попов А.И. Трансзаитский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент, Фан, 1978. 168 с.
- Хамрабаев И.Х. Строение земной коры западного Памира по комплексным геолого-геофизическим данным по профилю Гарм—Калаи-Хумб—Хорог—Ишканим. — Узб. геол. журн., 1980, № 5, с. 47–51.
- Bartole R. Structural lineaments of the Central Asian orogenic syntaxis from LANDSAT imageries. — Rend. Accad. naz. Lincei, 1978, vol. 64, N 5.
- Belousov V.V. Mountain formation in the history of the Earth's tectonosphere. — In: Geotettonica delle zone orogeniche del Kashmir Himalaya—Karakorum—Hindu Kush—Pamir. — Rend. Accad. naz. Lincei, 1976, vol. 60, N 3.
- Belousov V.V., Belyaevsky N.A., Borisov A.A. et al. Structure of the lithosphere along the deep seismic sounding profile: Tien Shan—Pamirs—Karakorum—Himalayas. — Tectonophysics, 1980, vol. 70, N 3/4.
- Ebblin C. Tectonic lineaments in Karakorum, Pamir and Hindu Kush from ERTS imageries. — In: Geotettonica delle zone orogeniche del Kashmir Himalaya—Karakorum—Hindu Kush—Pamir. — Rend. Accad. naz. Lincei, 1976, vol. 60, N 3.
- Ebblin C. Deformations in the area of the Pamirs-Himalayan syntaxis and strain patterns on the Earth's surface. — Boll. geod. e sci. affini, 1978, vol. 37, N 2/3.
- Kaila K.L., Madhava Rao N. Seismotectonics of Himalayan belt and the deep tectonic features of the Pamir-Hindu Kush region. — Geophys. Res. Bull., 1979, vol. 17, N 4.
- Lysak S.V. The Baikal rift heat flow. — Tectonophysics, 1978, N 1.
- Marussi A. Cravity, crustal tectonics and mantle structure in the Central Asian syntaxis. — In: Intern. Geodynamics Commission Symp. Peshawar, 1979.
- Marussi A. Geoidal features and crustal structure in Central Asia—Qinghai—Xizang (Tibet) Plateau Symp. Beijing, 1980.
- NASA. Global detailed gravimetric geoid based upon a combination of the G.S.F.C. GEM 10 Earth model and 1 × 1 surface gravity data. Greenbelt (Md) NASA—Goddard Space Flight Center, 1977. N 20771.
- Shlesinger A.E. Relationship between nongeosyncline and epigeosyncline uplifts and mountain building. — In: Conf. on plateau uplifts, Flagstaff, Houston (Tex.): Lunar and Planet. Inst., 1978.
- Solonenko V.P. Seismotectonics of the Baikal rift zone. — Tectonophysics, 1978, vol. 45, N 1.
- Verma R.K., Mikhopadhyay M., Bhanja A.K. Seismotectonics of the Hindu Kush and Baluchistan Arc. Tectonophysics, 1980, vol. 66.
- Vinnik L.P., Lukk A.A. Upper mantle structure and the nature of the Pamirs-Hindukush intermediate seismic zone. — In: Symp.: The lithosphere-asthenosphere interaction, its role in tectonic processes. Leningrad, 1978.
- Vinnik L.P., Lukk A.A., Nersisov I.L. Nature of the intermediate seismic zone in the mantle of Pamir-Hindu Kush. — Tectonophysics, 1977, vol. 38.
- Yanshin A.L. The role of epiplatform mountain building in the development of the Earth's crust. — In: Conf. on plateau uplifts, Flagstaff, Houston (Tex.): Lunar and Planet. Inst., 1978.
- Zorin Yu.A., Rogozhina V.A. Mechanism of the rifting and some features of the deep-seated structure of the Baikal rift zone. — Tectonophysics, 1978, vol. 45, N 1.

К.Л. Кайла, К.Р. Чоудхури, В.Г. Кришна, М.М. Диксит, Х. Нараин

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И АСТЕНОСФЕРНОГО СЛОЯ
КАШМИРСКИХ ГИМАЛАЕВ
В ПРЕДЕЛАХ МЕЖДУНАРОДНОГО ПРОФИЛЯ
КАРАКУЛЬ—ЗОРКУЛЬ—НАНГА-ПАРБАТ—СРИНАГАР
ПО ИССЛЕДОВАНИЯМ ГЛУБИННОГО
СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) проводилось в районе Кашмирских Гималаев в 1974, 1975, 1978 гг. группой ГСЗ Национального института геофизических исследований (NGRI) в Хайдарабаде (Индия) по международному Памиро-Гималайскому проекту. Взрывы из ПВ Каракуль, Зоркуль и Нанга-Парбат регистрировались сейсмоприемниками в пределах районов Кашмира: Манасбал, Сопур и Трал.

Взрывы в ПВ Каракуль (К) и Зоркуль (З) осуществлялись советскими, а в ПВ Нанга-Парбат (НП) — итальянскими и пакистанскими учеными. Они регистрировались советскими учеными в СССР, итальянскими и пакистанскими — в Пакистане, а вблизи Сринагара, в Кашмире, — группой ГСЗ из NGRI (Хайдарабад, Индия). Вблизи Сринагара регистрирующая аппаратура состояла из двух 48-канальных сейсмостанций "Поиск" с магнитной записью. Были использованы десятигерцовые сейсмоприемники, расположенные через каждые 200 м вдоль профиля. Качество записей от ПВ Нанга-Парбат хорошее, тогда как качество записей от ПВ Зоркуль и Каракуль оставляет желать лучшего (в 1975 г. обильные дожди во время регистрации взрывов создавали высокий уровень помех).

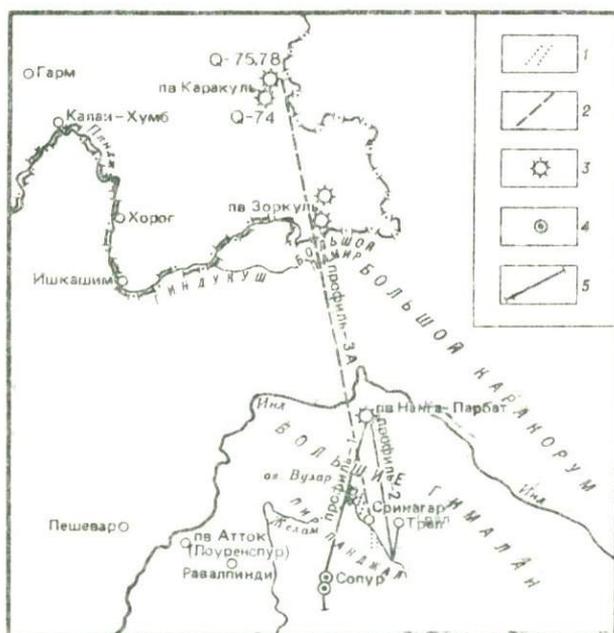


Рис. 1. Карта расположения сейсмоприемников, различных пунктов взрывов глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), выполненных в 1974, 1975, 1978 гг. по международному Памиро-Гималайскому проекту в районе Сринагара (Индия). Показаны также отработанные по площади различные профили, вдоль которых взрывы регистрировались группой ГСЗ NGRI.

Профили ГСЗ, отработанные группой NGRI: 1 — в 1974 г., 2 — в 1975 г.; 3 — международные ПВ (1974, 1975, 1978 гг.); 4 — ПВ, отработанные NGRI в 1978 г.; 5 — профиль ГСЗ;

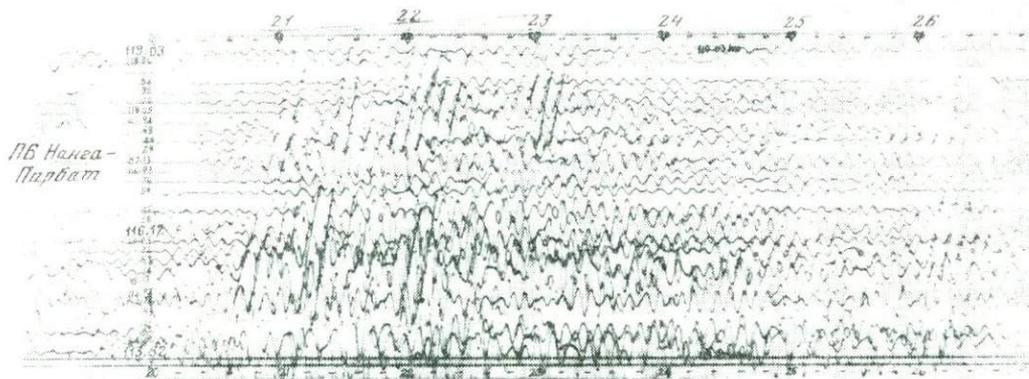


Рис. 2. Сейсмограмма ГСЗ, полученная по профилю 1 на удалениях 114—119 км от ПВ Нанга-Парбат (вблизи оз. Вулар) в 1975 г. с записью волн, отраженных от границы М и более мелких границ

Таблица 1

Памиро-Гималайские взрывы (1974, 1975, 1978 гг.) и пункты регистрации взрывов в районе Сринагара (Индия), данные которых использованы в настоящем исследовании

Дата	Время, ч мин с	Пункт взрыва (ПВ)	Широта	Долгота
7.09.74	00 59 53,65	Каракуль (К-74) (Памирский регион)	38° 56',2 С	73° 22'.0 В
8.09.74	09 59 59,60	То же	38 56,2	73 22,0
14.09.74	11 00 00,22	Зоркуль (З-74) (Памирский регион)	37 32,0	74 09,9
15.08.75	00 59 40,36	Каракуль (К-75) (Памирский регион)	39 05,0	73 25,0
15.08.75	01 59 57,00	Зоркуль (З-75) (Памирский регион)	37 47,0	74 10,0
15.08.75	02 59 54,996	Нанга-Парбат (Гималайский регион — в оз. Санго-Сар вблизи Астора)	35 20,0	74 47,7
20.08.75	00 59 40,64	Каракуль (К-75) (Памирский регион)	39 05,0	73 25,0
20.08.75	01 59 57,00	Зоркуль (З-75) (Памирский регион)	37 47,0	74 10,0
20.08.75	02 59 55,395	Нанга-Парбат (Гималайский регион — в оз. Санго-Сар вблизи Астора)	35 20,0	74 47,7
10.09.78	22 00 00,008	Нанга-Парбат (Гималайский регион — в оз. Санго-Сар вблизи Астора)	35 20,0	74 47,7
15.09.78	22 00 00,010	То же	35 20,0	74 47,7

В 1978, 1981 гг. К.Л. Кайла и другие делали сообщения о предварительных результатах исследований 1974, 1975 гг. В 1978 г. получено значительное количество дополнительных данных. Глубинное строение земной коры региона Кашмирская долина — Большие Гималаи приведено по результатам обработки записей, полученных в районе Сринагара от всех взрывов 1974, 1975 гг. и в 1978 г. — из ПВ Нанга-Парбат. Подробные сведения о пунктах взрывов и расстановках сейсмоприемников, использованных в данном исследовании, приводятся в табл. 1.

Профили ГСЗ и геологические сведения

Система наблюдений в этом районе отличалась от той, которая используется при обычных работах ГСЗ, из-за некоторых недостатков в технике, оборудовании и из-за сильной пересеченности рельефа. Колебания от каждого взрыва регистрировали только дискретные расстановки сейсмоприемников. Для удобства интерпретации сейсмические данные, полученные в пределах линий, соединяющих пункты взрывов и сейсмоприемники, были разделены на три профиля (рис. 1).

На профиле 1 северо-северо-восточного—юго-юго-западного простирания вблизи Сопура были зарегистрированы колебания от ПВ Нанга-Парбат. Профиль 2 северо-северо-западного—юго-юго-восточного простирания состоит из наблюдений вблизи Трала при взрыве в районе Нанга-Парбата. На профиле 3А приведены все сведения,

4223

Высота ПВ над уровнем моря, м	Вес заряда, кг	Местоположение пунктов наблюдения	Расстояние от ПВ до пунктов наблюдения, км	Примечания
4090	5000	К северу и югу от оз. Манасбал, северо-восточнее Сринагара	528,60—536,32	Глубина заложения заряда (глубина воды) — 60 м; взрыв зарегистрирован и качество записи хорошее
4090	5000	То же	528,60—536,32	То же
—	1000	”	362,89—370,51	Плохо записано, волны нельзя идентифицировать
4000	5000	Вблизи Трала, юго-восточнее Сринагара	585,20—595,72	Высокий уровень помех. Во время записи был обильный дождь и, следовательно, бурные потоки. Качество записи посредственное
4500	10000	То же	429,78—440,14	То же
3562	1600	”	152,52—162,86	Качество записи хорошее
4000	5000	Вдоль берега оз. Вулар, вблизи Сопура, северо-восточнее Сринагара	533,52—539,13	Обильный дождь, высокий уровень помех сильно испортили кабель. Качество записи посредственное
4500	10000	То же	382,09—387,70	То же
3562	2400	”	112,86—118,93	Качество записи хорошее
3562	3000	Между Тралом и Кулгамом, юго-восточнее Сринагара	169,3—172,4 177,5—188,0	То же
3562	3000	Между Бабариши и Бандипура, вблизи Сопура, северо-западнее Сринагара	97,0—101,6 103,3—108,2 137,8—142,7	То же



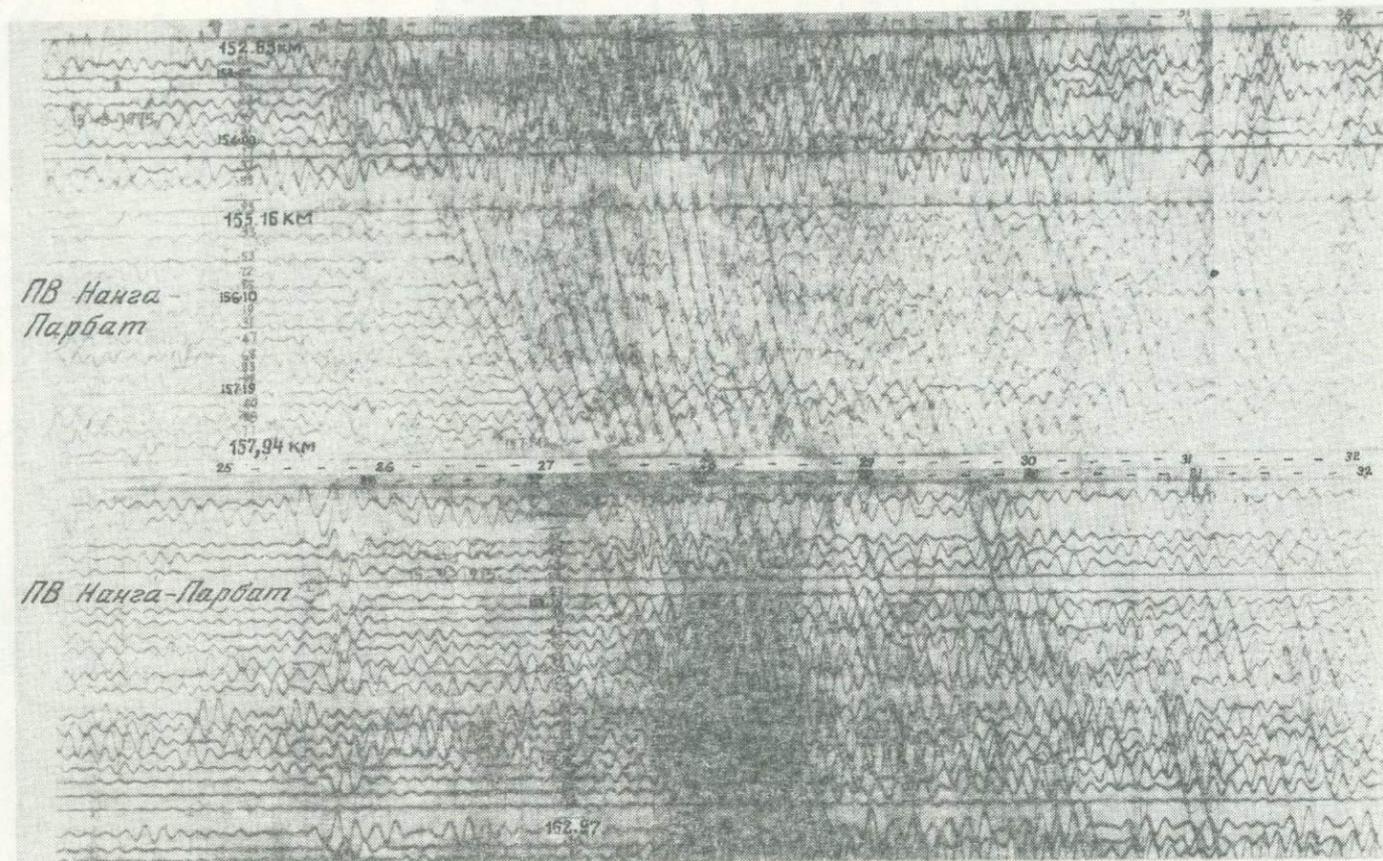


Рис. 3. Сейсмограмма ГСЗ, полученная по профилю 2 на удалениях 153–163 км от ПВ Нанга-Парбат (вблизи Трала) в 1975 г. и иллюстрирующая запись волн, отраженных от границы М и более мелких и глубоких границ

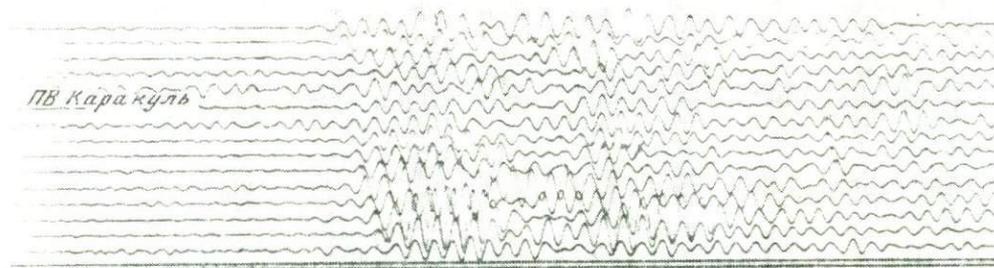


Рис. 4. Начальная часть сейсмограммы ГСЗ, полученная по профилю 3А на удалениях 528–531 км от ПВ Каракуль (вблизи оз. Манасбал, северо-западнее Сринагара) в 1974 г.

Четко выраженные фазы последующих (относительно 78 с) вступлений могут соответствовать очень глубоким отражениям

полученные в 1974–1975 гг. при регистрации колебаний вблизи Сринагара от далеких ПВ (Каракуль, Зоркуль). Из рис. 2 видно, что профиль 1 расположен наилучшим образом для определения истинных глубин залегания границ земной коры, профиль 2 дает кажущиеся глубины залегания границ и профиль 3А несет некоторую информацию о верхней мантии региона.

Профиль 1 начинается вблизи района оз. Вулар и пересекает Панджальские траппы, сланцы Догра, черные сланцы и филлиты с пропластками мраморов. Затем он пересекает обнажения гранитов, мощный разрез основных пород и чередующиеся выходы гранитов и гнейс-мигматитов, заканчиваясь восточнее Нанга-Парбата. Профиль 2 также проходит через восточное крыло Нанга-Парбатского массива. Начинаясь от Панджальских траппов вблизи Трала, он пересекает черные сланцы и филлиты, выходы гранитов, основные породы и достигает Нанга-Парбата. Далее он проходит через офиолиты Инда и некоторые отложения мезозойского возраста. Профиль 3А ориентирован так же, как и профиль 2, и простирается на север до оз. Каракуль на Памире. На рис. 2–4 представлены типичные сейсмограммы ГСЗ с некоторыми вступлениями отраженных волн по трем профилям 1, 2 и 3А соответственно.

Определение функции распределения скорости "Hima-3"

До настоящих исследований не была известна функция распределения скорости с глубиной для данного региона; эта функция необходима для преобразования годографов отраженных волн в глубинные отражающие площадки. Поэтому была сделана попытка определения ее, чему способствовали хорошее качество записи и, следовательно, более надежные данные, полученные от пункта взрыва Нанга-Парбат.

По данным интерпретации отраженных волн профилей 1 и 2 построены их годографы (рис. 5, 6). Отмечены времена различных вступлений отраженных волн. Однако в данном регионе ($T^2 - X^2$)-метод не дал устойчивых решений при значительных глубинах залегания границ. Поэтому метод был модифицирован [Kaila, Krishna, 1979] и использован для получения информации о скоростях от крутых отражающих границ. Полученная функция распределения средней скорости с глубиной показана на рис. 7, слева (кривая 4), а соответствующая ей интервальная скорость — справа (кривая 4).

В каждом слое можно найти интервальные скорости с постоянным положительным линейным градиентом. Подробные сведения об этой модели даны в табл. 2. Из скоростной модели видно, что средняя глубина залегания границы М равна примерно 60 км. Эту модель, названную "Hima-3", можно считать обоснованной для района Нанга-Парбата. Она может быть использована для преобразования годографов в глубинный разрез.

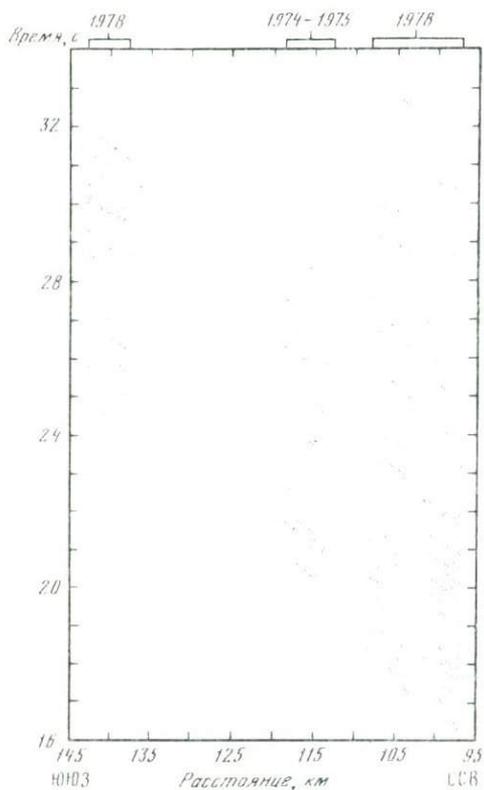


Рис. 5. Годографы волн, отраженных от границы М и других границ (вдоль профиля 1), зарегистрированных вблизи Сопура от ПВ Нанга-Парбат

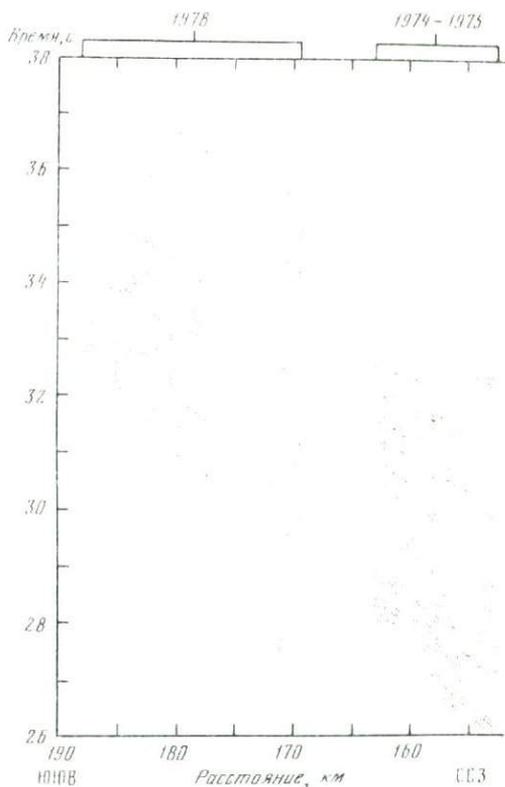


Рис. 6. Годографы волн, отраженных от границы М и других границ (вдоль профиля 2), зарегистрированных вблизи Трала от ПВ Нанга-Парбат

Разрез земной коры по профилю 1 Нанга-Парбат—Сопур

Вдоль названного профиля взрывы из Нанга-Парбата регистрировались четырьмя расстановками сейсмоприемников, расположенными в северо-северо-восточном—юго-юго-западном направлении на расстояниях 97–101,6; 103,3–108,2; 112,9–118,9;

Таблица 2

Параметры функции распределения интервальной скорости

Номер слоя	Глубина кровли, км	Глубина подошвы, км	Мощность, км	Скорость у кровли, км/с	Скорость у подошвы, км/с
Модель "Нима-2"					
1	0	16	16	5,487	6,143
2	16	30	14	6,176	6,464
3	30	60	30	6,494	7,586
4	60	150	90	8,301	8,476
Модель "Нима-3"					
1	0	18	18	5,500	5,900
2	18	27	9	6,300	6,500
3	27	60	33	6,900	7,600
4	60	100	40	8,500	8,568

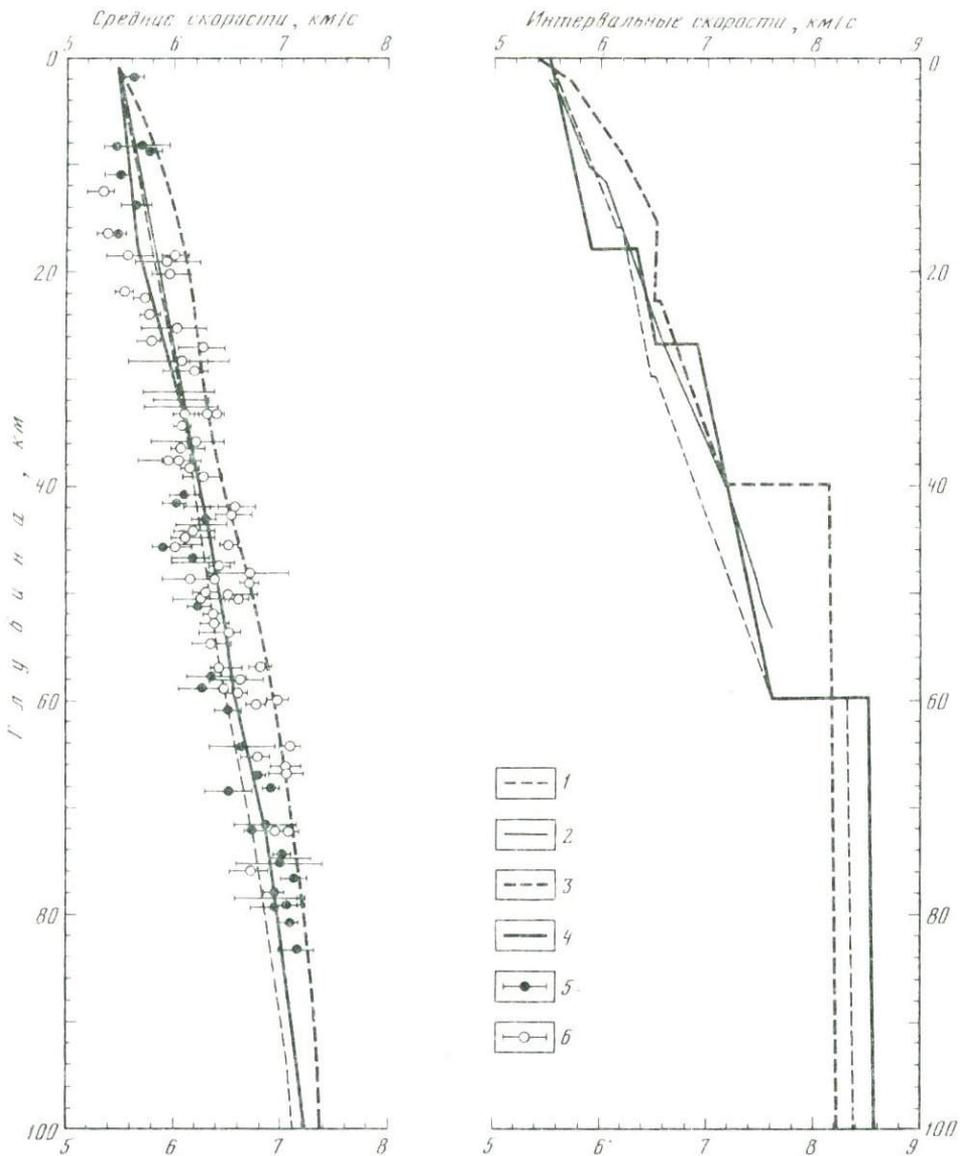


Рис. 7. Функция распределения средней и интервальной скоростей для региона Нанга-Парбат с указанием погрешности определения средней скорости по данным ПВ Нанга-Парбат

1 — функция распределения скорости P -волн "Hima-2" [Кайла и др., 1978]; 2 — для Памирского региона [Таль-Вирский, 1978]; 3 — для региона Индийского щита [Kaila, Choudchury, 1979]; 4 — функция распределения скорости P -волн "Hima-3" для региона Нанга-Парбат в Гималаях (по данным авторов); 5, 6 — оценка погрешности определения средней скорости для региона Нанга-Парбат по данным 1974–1975 гг. (5) и 1978 г. (6)

137,8–142,7 км. Типичная сейсмограмма с некоторыми хорошо выраженными записями отраженных волн показана на рис. 2.

На рис. 5 показаны годографы волн, а соответствующее им распределение отражающих площадок с глубиной — на рис. 8. Здесь же показаны некоторые отражающие границы. Между Сопуром и Канзалваном все отражающие границы, включая границу М, падают в северо-северо-восточном направлении (т.е. к Канзалвану) в среднем под углом $15\text{--}25^\circ$. Граница М расположена на глубине 61 км в 25 км северо-северо-восточнее Сопура и погружается до 65 км в районе Канзалвана. В этой части

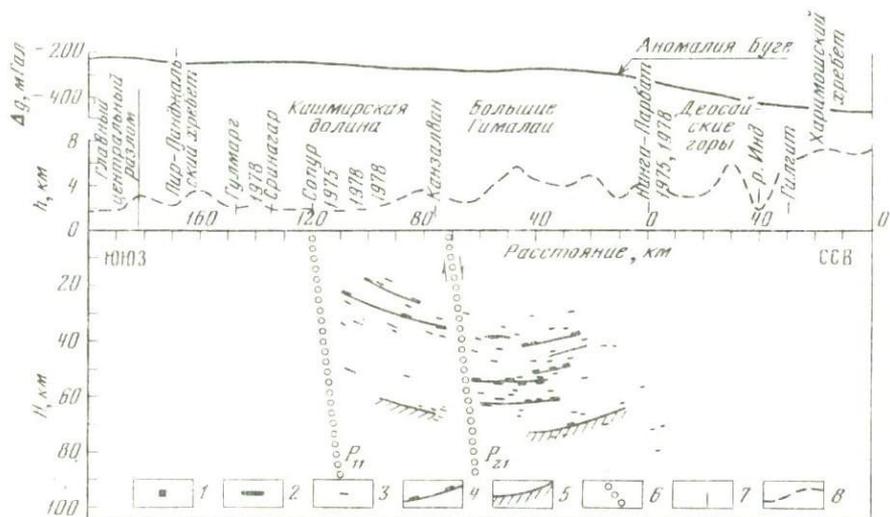


Рис. 8. Глубинный разрез земной коры по профилю 1 Нанга Парбат — Сопур, составленный по данным ПВ Нанга-Парбат, на основании настоящих исследований

P_{11} и P_{21} — глубинные разломы. Гравитационная аномалия Буге вдоль профиля показана по данным [Marussi, Ebbelin, 1975]

1 — пункт взрыва; 2 — расстановка сейсмоприемников; 3 — отражающие площадки; 4 — предполагаемые отражающие границы; 5 — граница М; 6 — предполагаемые глубинные разломы; 7 — проекция географических пунктов на профиль; 8 — высота над уровнем моря

разреза показаны также две промежуточные отражающие границы. Со стороны Сопура падение границ более крутое, $25-35^\circ$, что может указать на наличие разлома P_{11} ¹. Этот разлом также отмечен по более мелким сейсмическим границам в районе Сопура, находящимся на стадии изучения.

В 20 км северо-северо-восточнее Канзалвана земная кора характеризуется большим числом субгоризонтальных отражающих границ. На расстоянии 40 км от Канзалвана в направлении Нанга-Парбата отражающие границы воздымаются под углом $10-20^\circ$. По изменениям падений и смещениям выявленных отражающих границ приходим к выводу о наличии второго разлома P_{21} . Если эта картина верна, то можно предположить, что этот разлом обусловил смещение границы М примерно на 6 км, от 67 км на юго-юго-западе до 73 км на северо-северо-востоке. Под Нанга-Парбатом граница М залегает на глубине около 60 км.

Разрез земной коры по профилю 2 Нанга-Парбат—Трал

Профиль 2 содержит данные, полученные от ПВ Нанга-Парбат, при регистрации колебаний тремя расстановками сейсмоприемников, расположенными вблизи Трала на расстояниях 152,5–162,9; 169,3–172,4; 177,5–188 км. На рис. 4 приведена типичная запись отраженных волн. Их годографы изображены на рис. 6. На рис. 9 приведено распределение отражающих площадок с глубиной. Отражающие площадки расположены по всей глубине коры. Их можно наблюдать и ниже границы М до глубины 80–90 км. Предполагаемые отражающие границы, показанные тонкими линиями, указывают на наличие более мелких и более глубоких границ относительно границы М. В районе Трала отражающие границы в коре претерпевают погружение к северо-северо-западу, но на 20 км южнее Канзалвана почти выполаживаются. Граница М расположена на глубинах от 60 северо-северо-западнее Сринагара до 67 км в районе с пологим рельефом. Вблизи Трала границы более крутые, углы их падений составляют свыше 25° . Это объясняется наличием разлома P_{12} . Как и на предыдущем разрезе, здесь

¹ Этот признак не всегда характеризует наличие субвертикального глубинного разлома. — *Примеч. ред.*

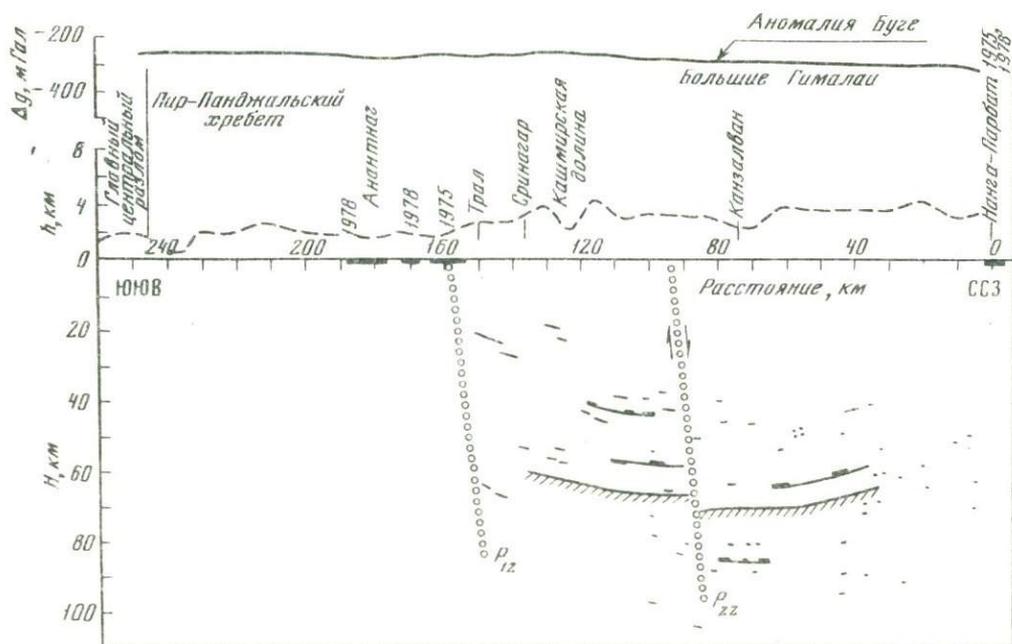


Рис. 9. Глубинный разрез земной коры вдоль профиля 2 Нанга-Парбат—Трал, составленный по данным ПВ Нанга-Парбат, на основании настоящих исследований

P_{12} и P_{22} — глубинные разломы. Гравитационная аномалия Буге вдоль профиля показана по данным [Marussi, Ebblin, 1975]. Условные обозначения см. на рис. 8

происходит выполаживание глубинных границ в северном направлении и их дальнейшее воздымание к Нанга-Парбату. Разлом P_{22} отмечен в 20 км юго-юго-восточнее Канзалвана с опущенным северным крылом. Граница М смещена по разлому примерно на 5 км.

Глубинный разрез Каракуль—Зоркуль—Сопур—Трал

Профиль является самым протяженным среди трех профилей и ориентирован приблизительно в северо-северо-западно—юго-юго-восточном направлениях. Это сводный профиль, включающий данные, зарегистрированные на расстояниях 362,9—370,5; 382,1—387,7; 528,6—536,3; 533,5—539,1; 585,2—595,7 км. На рис. 4 представлена типичная сейсмограмма, полученная из ПВ Каракуль, иллюстрирующая хорошее качество записи. В пределах общего времени пробега в интервале от 58 до 117 с, не изображенном здесь, имеется большое количество вступлений волн. На рис. 10 показано распределение точек отражения с глубиной. Граница М здесь не может быть идентифицирована, но особенно явно является очевидность существования двух очень глубоких зон отражения, расположенных в верхней мантии на глубинах 150—180 и 340—365 км.

Полученные результаты необходимо сопоставить с глубинным строением изучаемого региона. Вначале рассмотрим функцию распределения скорости для Нанга-Парбата. В 1978 г. К.Л. Кайла и др. предложили функцию распределения скорости "Nima-2" для этого района, основанную на сравнительно скудных данных того времени. Данные, полученные на расстановках сейсмоприемников 1974—1975 гг. (см. рис. 8, 9), показаны на рис. 7 (темные кружки).

Во время полевых работ 1978 г. добавилось значительное количество данных благодаря использованию дополнительных расстановок сейсмоприемников (см. рис. 8, 9); эти данные показаны на рис. 7 (светлые кружки). Функция распределения скорости была подвергнута пересмотру. На рис. 7 приводятся функции распределения скорости "Nima-2" (кривая 1) и кривая 4, которая лучше подходит для объяснения данных. Можно заметить, что, хотя средняя глубина границы М осталась неизменной, скорости в земной коре и верхней мантии, исключая верхние 18 км, по-видимому, оказались

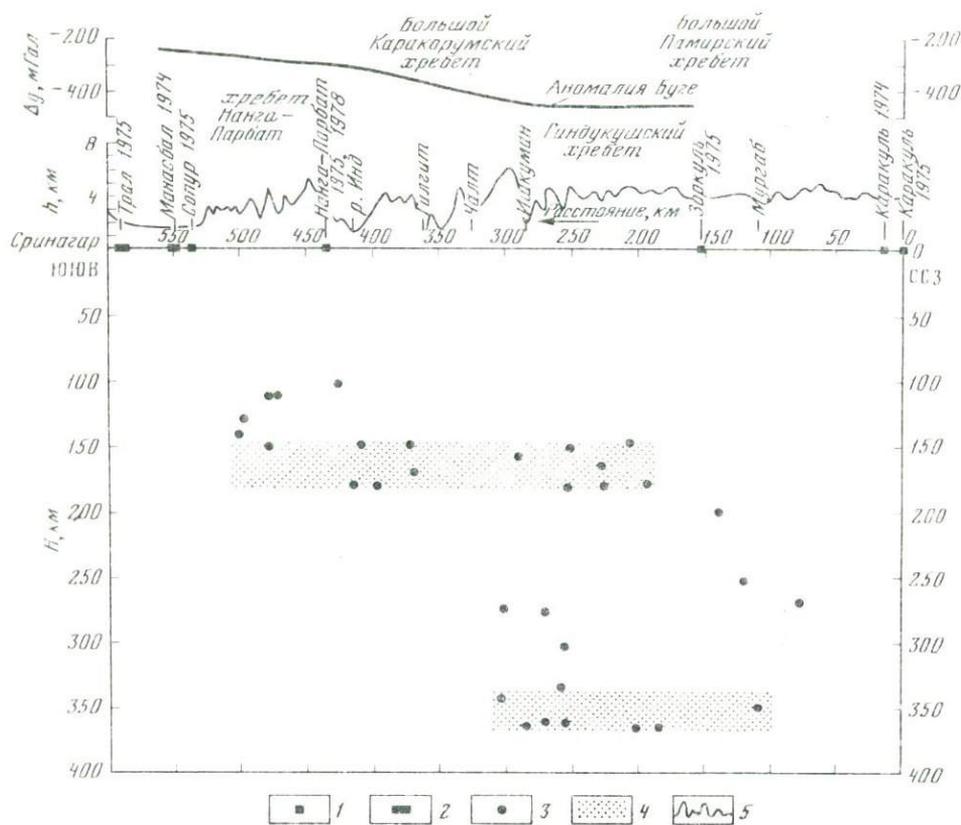


Рис. 10. Разрез верхней мантии под Памиро-Гималайским регионом вдоль водного профиля 3А Каракуль—Зоркуль—Сопур—Трал
 1 — пункт взрыва; 2 — расстановка сейсмоприемников; 3 — точки отражения; 4 — предполагаемые зоны отражения; 5 — высота над уровнем моря

более высокими, чем было установлено ранее. Функция распределения интервальной скорости (кривая 4 правой части рис. 7) показывает, что земная кора может быть представлена тремя слоями с постоянными градиентами скорости. Так как для определения этой функции распределения скорости использовались данные только ПВ Нанга-Парбат, то не было получено сведений о скоростях для точек, расположенных глубже 84 км. Поэтому параметры верхней мантии (количество слоев, начальные скорости и градиенты) не могут быть определены точно. Параметры, которые соответствуют наблюдаемым данным ниже границы М, считались допустимыми для верхней мантии и были использованы для обработки сведений по глубинным отражениям. Следует иметь в виду, что при использовании этой функции скорости из-за упомянутого предположения глубины, полученные путем преобразования очень глубоких отражений, могут быть неточными.

Любопытно сравнить функцию распределения скорости "Hima-3" с функцией, определенной для Памирского региона Б.Б. Таль-Вирским, и с функцией, установленной для Индийского щита К.Л. Кайла и др. [Kailla et al., 1979] (см. рис. 7).

Скорости, соответствующие земной коре Памира, на глубине около 18 км, по-видимому, немного выше скоростей коры Нанга-Парбатского региона. Ниже указанной глубины оба региона характеризуются подобным распределением скорости в коре. В результате средние скорости в нижней части коры оказались почти идентичными в обоих регионах. По сравнению с Индийским щитом, где средняя глубина границы М составляет 40 км, Кашмирские Гималаи имеют гораздо более мощную кору (60 км) с постепенно понижающимися средними скоростями. Понижение средних скоростей объясняется влиянием сравнительно низких скоростей в верхних 18 км

земной коры в Гималайском регионе. Это может указывать на гранитизацию очень мощной толщи отложений пониженной плотности в эпоху орогенеза в Гималаях. Ниже этой низкоскоростной толщи в пределах щита и Гималаев скорости в коре оказываются аналогичными. Отмеченный под границей М градиент скорости 0,0017 (км/с)/км, выявленный данными исследованиями, сравним с градиентом в верхней мантии района Гиндукуша, установленным К.Л. Кайла и др. [Kaila et al., 1969] и К.Л. Кайла и В.Г. Кришна [Памир—Гималаи . . . , 1982], хотя значения скоростей в рассматриваемом случае оказались несколько завышенными.

Однако, как уже было отмечено, ниже границы М недостаточно данных для точного определения функции распределения скорости в верхней мантии. На разрезах, изображенных на рис. 8 и 9, южнее Канзалвана выделен блок земной коры, ограниченный с обеих сторон глубинными разломами. Разломы P_{11} и P_{12} первоначально были локализованы по увеличению угла падения отражающих границ, тогда как разломы P_{21} и P_{22} четко соответствуют смещениям границ, включая границу М. Сейсмические границы, показанные на рис. 9, более пологие, чем на рис. 8. Это можно было предполагать, так как ориентация профиля 1 ближе к 90° к региональному простиранию геоструктур, чем ориентация профиля 2. Следовательно, углы падения на рис. 8 ближе к истинным. Разрезы на рис. 8 и 9 отличаются от разрезов на рис. 7 и 8 [Kaila et al., 1978]: в них гораздо больше данных о блоковом строении коры севернее Канзалвана. В этом блоке, который может быть назван Нанга-Парбатским, могут быть проведены границы М и другие отражающие границы.

Оба разреза на рис. 8 и 9 показывают выполаживание границы М и других отражающих границ под Канзалваном и к северу от него. В районе Нанга-Парбатского массива границы воздымаются. По нашему мнению, это только местная особенность, обусловленная поднятием Нанга-Парбатского массива. Под Нанга-Парбатом граница М может снова погружаться в северо-северо-восточном направлении. Это может соответствовать аномалии гравитационного поля Буге [Marussi, Ebblin, 1975], показанной на обоих профилях. На них показано постепенное уменьшение значений аномалии с юга на север с небольшим выполаживанием в районе Нанга-Парбата, за которым они опять уменьшаются в направлении Большого Каракорумского и Памирского регионов. Вызывает интерес сопоставление сейсмического разреза на рис. 8 [Kaila et al., 1978] с геологическим разрезом [Gansser, 1964]. Оно указывает на обособленную природу Нанга-Парбатского поднятия и то, что под Высокими Гималаями (Нанга-Парбат) максимальные мощности земной коры не установлены.

Наличие крутых границ в коре является спорным. Разрезы, приведенные в настоящей работе, указывают на углы падения границ до $20-25^\circ$ на глубине 30—40 км. Геологический разрез А. Гансера [Gansser, 1964] подтверждает наличие таких углов падения в коре Гималаев. Интересно, что авторы одной из работ [Trouvenot, Perrier, 1981] убедительно доказывают наличие крутых углов падения (до 30°) под Субальпийским хребтом в северо-западной части Альпийской дуги.

Для модели коры "Hima-3" максимальное расстояние, до которого отражения от границы М теоретически могут быть зарегистрированы, составляет около 370 км. Поэтому на профиле ЗА начальные отражения, соответствующие коре, не могли быть зарегистрированы. Вступления, отмеченные на записях по этому профилю, вероятнее всего, являются более глубокими отражениями в верхней мантии. Некоторые вступления могут также соответствовать преломленным волнам (от границы М?), но имеющиеся данные ограничены. Поэтому мы избрали иной подход к этим данным. Поскольку интервалы регистрации значительно меньше удалений от пунктов взрывов и глубины залегания отражающих площадок, последние нанесены на разрез в виде отдельных отражающих точек.

Две обширные зоны отражения (см. рис. 10) получены по данным, зарегистрированным на разных расстановках сейсмоприемников из разных пунктов взрыва. Эти зоны расположены на глубинах 150—180 и 340—365 км.

К.Л. Кайла и др. [Kaila et al., 1971, 1974] обнаружили для Японского региона понижение градиентов скоростей Р- и S-волн на глубине 170—180 км. Это было объяснено наличием волновода второго порядка в верхней мантии под Центральной Японией, так как там понижается не скорость, а только градиент скорости. Аналогичную ситуацию обнаружили на глубине около 220 км авторы работы [Kaila, Krishna, 1979] в районе Гиндукуша. К сожалению, нет точек, которые показали бы на рис. 7 характер

изменения скорости на глубинах ниже 84 км. Следует снова повторить, что градиент скорости 0,0017 (км/с)/км, полученный для глубин от границы М до 84 км, вероятно, справедлив и глубже, что дает возможность получить данные для больших глубин. Мы полагаем, что более мелкая (150–180 км) из двух отмеченных отражающих зон может представлять собой кровлю астеносферного слоя в этом регионе, тогда как более глубокая (340–365 км) — подошву. Такую интерпретацию можно проверить, усовершенствовав имеющуюся для этого региона скоростную модель.

В заключение хотелось бы выразить благодарность ученым и техническим исполнителям организаций СССР и Италии за их сотрудничество, без которого наша интерпретация была бы невозможной. Авторы благодарят группу ГСЗ *NGRI* за данные, полученные в довольно тяжелых условиях местности и погоды.

А Б С Т Р А К Т

In the region of the Cashmere Himalayas, the structure of the Earth's crust has been studied along two profiles and the structure of the upper mantle has been analyzed from the data on the third profile. It has been established that the northward rise of the M-boundary to Nanga-Parbat seems to correspond to the uplift of the Nanga-Parbat massif. Two laterally stretched reflectors are recorded at the depths 150–180 and 340–365 km. They are believed to correspond to the top and base of the asthenospheric layer.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Памир—Гималаи. Глубинное строение земной коры/Н.А. Беляевский, Б.С. Вольвовский, И.С. Вольвовский и др. М.: Наука, 1982. 174 с.
- Gansser A. Geology of the Himalayas. L. etc.: Intersci. Publ., 1964. 289 p.
- Kaila K.L., Chowdhury K.R., Reddy P.R. et al. Crustal structure along Kavali—Udipi profile in the Indian peninsular shield from deep seismic sounding. — J. Geol. Soc. Ind., 1979, vol. 20, p. 307–333.
- Kaila K.L., Krishna V.G. A new computerised method for finding effective velocity from reversed reflection travel time data. — Geophysics, 1979, vol. 44, p. 1064–1076.
- Kaila K.L., Krishna V.G., Narain H. Upper mantle velocity structure in the Hindukush region from travel time studies of deep earthquakes using a new analytical method. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1969, vol. 59, p. 1949–1967.
- Kaila K.L., Krishna V.G., Narain H. Upper mantle P-wave velocity structure in the Japan region from travel time studies of deep earthquakes using a new analytical method. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1971, vol. 61, p. 1549–1570.
- Kaila K.L., Krishna V.G., Narain H. Upper mantle shear wave velocity structure in the Japan region. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1974, vol. 64, p. 335–374.
- Kaila K.L., Krishna V.G., Chowdhury K.R., Narain H. Structure of the Kashmir Himalaya from deep seismic soundings. — J. Geol. Soc. Ind., 1978, vol. 19, p. 1–20.
- Marussi A., Ebblin C. The tectonic scheme of Central Asia (compiled). Bouguer anomaly map, 1975.
- Trouwenot F., Perrier G. Seismic evidence of a crustal overthrust in the Western Alps. — Paleogeophysics, 1981, vol. 119, p. 163–184.

УДК 550.34.012 (235.241/243)

Б. Коломби, Г. Гуэрра, Дж. Луонго, С. Скарашиа

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ПРОФИЛЮ ЛОУРЕНСПУР—АСТОР¹

В 1975 г. в рамках Памиро-Гималайского проекта проведено сейсмическое профилирование на территории Пакистана, между Лоуренспуром и Астором.

Профиль расположен на северной окраине Индийской платформы и пересекает с юго-запада на северо-восток Хазаринский синтаксис² (рис. 1).

Данные получены в результате двух взрывов на озере Санго-Сар, в районе Нанга-Парбата и двух взрывов в скважинах, пробуренных близ Лоуренспура. На расстоянии около 240 км (между двумя пунктами взрыва) было 28 передвижных станций записи типа Mars-66.

¹ Здесь приводится краткое содержание доклада, сделанного на совещании. — *Примеч. ред.*

² Джеламский выступ. — *Примеч. ред.*

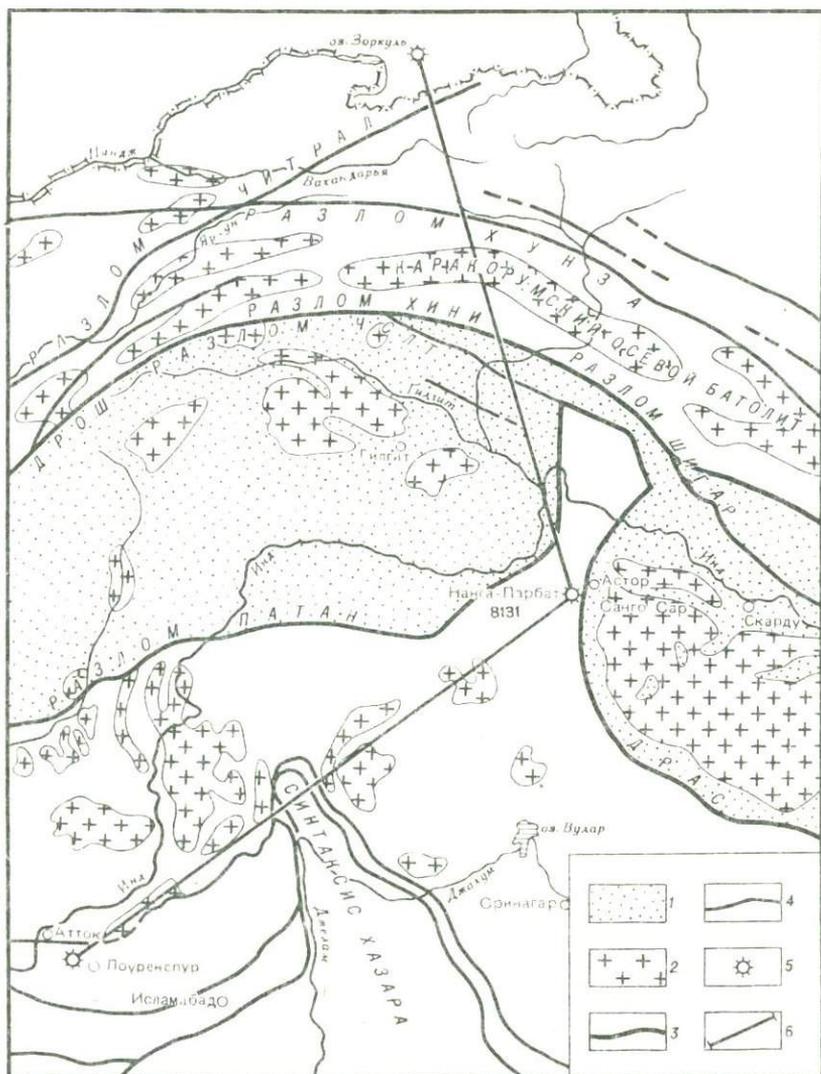


Рис. 1. Карта расположения исследованного профиля. Геологическая схема дана по А. Десио (1979 г.)
 1 — геологические формации Тетиса; 2 — граниты; 3 — пограничные разломы геологических формаций Тетиса (Дрош, Хини, Патан, Драс); 4 — прочие разломы (Читрал, Хунза, Чалт, Шигар); 5 — пункты взрыва; 6 — сейсмические профили

Путем обработки группы волн типа P_g (прямые), P^M (отраженные) и P_n (преломленные) по двум направлениям были составлены сейсмические разрезы. Получено распределение скорости с увеличением глубины вблизи Лоуренспура в северо-восточном направлении, а также вблизи Астора в юго-западном направлении.

По профилю на рис. 2, на основании распределения скоростей с глубиной получены изолинии скоростей, отражающие структуру земной коры.

Можно отметить главные особенности разреза земной коры.

1. Увеличение мощности коры от Лоуренспура по направлению к Нанга-Парбату (от 59 до 65 км на расстоянии около 100 км).

2. Мощные зоны инверсии скорости в средней части коры с умеренными показателями инверсии. Вблизи Лоуренспура зона инверсии со средней скоростью в 6,1 км/с обнаружена на глубинах 12–40 км; вблизи Астора зона инверсии со скоростью 6,2–6,3 км/с находится на глубинах 20–48 км.

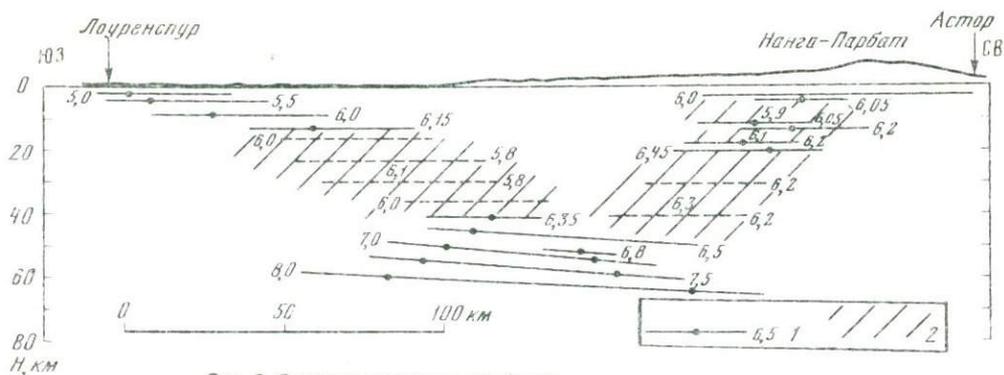


Рис. 2. Строение коры по профилю
1 — изоскоростные линии; 2 — зоны пониженной скорости

3. Путем интерпретации отраженных волн, соответствующих верхней части коры, получена ее микроструктура вблизи Нанга-Парбата, где приповерхностные образования характеризуются высокими значениями скорости.

Описанный сейсмический профиль дает результаты, соответствующие только южной части Гималайской орогенической системы. Поэтому до получения полной картины тектонических особенностей, обусловленных столкновением Индийской и Евразийской плит, они должны рассматриваться вместе с результатами других профилей, отрабатанных в Каракорумском регионе.

ABSTRACT

Obtained data testify the increase in the Earth's crust thickness from 59 km, in the vicinity of Lawrencepur, to 65 km, in the Nanga Parbat region.

УДК 550.379+550.340.6+550.312 (235 216)

Б.Б. Таль-Вирский, А.Т. Каржауов, О.Т. Якупов,
А.С. Аширматов, С.О. Борисов, В.В. Ильяшенко, Е.И. Плотникова

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Южный Тянь-Шань на протяжении фанерозоя занимал узловое положение в плане региональных структур Средней Азии. Во время байкальского, каледонского и герцинского циклов Южный Тянь-Шань представлял собой геосинклинальную систему сквозного развития, обрамленную с юго-запада и северо-востока соответственно срединными массивами: Байсунско-Каракумским и Сырдарьинским. Границы геосинклинальной системы со срединными массивами выражены магматическими поясами.

В мезозое и палеогене на территории Средней Азии преобладали платформенные условия; на месте Южного Тянь-Шаня располагался архипелаг пологих островов с высотами не более 500 м над уровнем моря, с северо-востока и юго-запада — платформенные впадины. Сырдарьинская, Ферганская и Амударьинская, где накапливались мощные, до 2–4 км, толщи морских, субаквальных и континентальных отложений.

С олигоцена и по настоящее время Южный Тянь-Шань развивается как крупная положительная структура эпиплатформенной орогенической области Тянь-Шаня, называемая нами системой мегантиклиналей. Отдельные фрагменты донеогеновой поверхности выравнивания подняты здесь до высоты 6 км. В западном направлении высоты горных сооружений значительно уменьшаются. В горах Султануиздаг и поднятиях Централь-

ных Кызылкумов они не превосходят 1 км, в горах Нурата — 3 км. Зона северо-восточного простираия, отделяющая высокогорные районы Зеравшанского, Туркестанского, Гиссарского и Алайского хребтов от низкогорных кряжей Нурата и поднятий Центральных Кызылкумов, проходит примерно по линии Джизак-Шахрисябз. Она получила название Северного краевого глубинного разлома Тянь-Шаня [Таль-Вирский, 1964].

Южно-Тянь-Шаньская система мегантиклиналей разделяет на востоке крупнейшие межгорные впадины: Ферганскую, Южно-Таджикскую, и на западе — крупнейшие платформенные впадины Туранской плиты: Сырдарьинскую и Амударьинскую.

Природа новейшего орогенеза Тянь-Шаня в целом и Южного Тянь-Шаня в частности не выяснена до конца. Эволюция взглядов по этой проблеме за последние 50 лет начинается с представлений о геосинклинальной природе орогенического процесса в этом регионе (допускался ранний, поздний, а также возрожденный тип геосинклиналей), которые уступили место признанию за Тянь-Шанем нового — орогенического — типа развития земной коры. В последнее время высказаны соображения о рифтовой природе орогенеза Тянь-Шаня, а также Алтая, Саян и Прибайкалья [Попов и др., 1978].

Так как широкое развитие на континентах получили орогенические структуры типа Тянь-Шаня, то несомненный интерес представляет изучение строения земной коры и верхней мантии этой территории, а также распределения в ней температур.

Под геофизической моделью понимается совокупность геологических тел, обладающих определенными физическими свойствами, которые объясняют геофизические поля, измеренные на поверхности Земли или другой поверхности наблюдений. Для различных геофизических полей: гравитационного, геомагнитного, геоэлектрического могут быть составлены соответственно гравитационная (плотностная), геомагнитная и геоэлектрическая модели, обобщением которых является комплексная геофизическая модель. Будучи увязана с геологическими телами и процессами, она обращается в геолого-геофизическую модель. Комплексная геофизическая модель является более достоверной, чем частные геофизические модели, так как последние в большинстве случаев не являются однозначными. Одному и тому же распределению геофизического поля могут быть поставлены в соответствие несколько эквивалентных геофизических моделей. Комплексная геофизическая модель в этом отношении более устойчива.

К началу исследований, некоторые результаты которых освещаются в настоящей статье, по территории Южного Тянь-Шаня отсутствовала информация о скоростных неоднородностях и геоэлектрическом разрезе верхней мантии, нуждались в корректировке сведения о гравитационной модели, не была известна мощность магнитоактивного слоя в земной коре. Чтобы ликвидировать столь значительные пробелы в информации, необходимой для построения комплексной геолого-геофизической модели, потребовались экспериментальные работы и в большом объеме специальная обработка имевшихся ранее экспериментальных данных.

Экспериментальные исследования были выполнены методом глубинного магнитотеллурического зондирования (ГМТЗ) по профилю Термез—Алмалык, пересекающему Южный Тянь-Шань по линии Душанбе—Ура-Тюбе (А.Т. Каржаув, А.С. Аширматов, В.В. Ильяшенко). Для выявления скоростных неоднородностей верхней мантии были обработаны записи землетрясений с эпицентральными расстояниями $\Delta > 40^\circ$ (О.Т. Якупов). Несмотря на наличие работ по гравитационной модели Южного Тянь-Шаня, уточнение сейсмической модели потребовало новых подходов к оценке размещения гравитационно-активных масс в земной коре. Исследования были выполнены по профилю Термез—Алмалык (Е.И. Плотникова, Б.Б. Таль-Вирский). Для оценки мощности магнитоактивного слоя, непосредственно связанной с геотермическими условиями недр, по магнитным аномалиям были произведены определения глубины залегания изотермы Кюри магнетита (С.О. Борисов, Б.Б. Таль-Вирский).

Сведения о сейсмической модели земной коры здесь не приводятся (см. [Пак и др., 1977; Таль-Вирский и др., 1980; Зуннунов и др., 1977]). Схематизированный сейсмический разрез земной коры по профилю Термез—Алмалык показан ниже.

Основные особенности сейсмической модели земной коры сводятся к следующему. Общая толщина коры в Южном Тянь-Шане удовлетворительно коррелируется с рельефом твердой земли и еще лучше — с аномалиями силы тяжести, что свидетельствует об изостатическом равновесии. Наивысших значений (до 60 км) она достигает в районе высокогорных сооружений Зеравшанского и Алайского хребтов, наименьших (около

40 км) – в Центральных поднятиях Кызылкумов. Как в восточной части Южного Тянь-Шаня, до Туркестанского, Зеравшанского и Гиссарского хребтов включительно, так и в самой западной части, в горах Султануиздаг, отмечаются корни гор; лишь область поднятий Центральных Кызылкумов отличается в целом сокращенной корой, причем под отдельными поднятиями она в одних случаях уменьшена, а в других увеличена. В тех районах, где имеются корневые утолщения коры, под горными хребтами отмечается согласное залегание всех границ в земной коре от поверхности фундамента до поверхности Конрада. Утолщение коры происходит за счет обособления в ее нижней части линзообразного тела мощностью до 20 км. Повсеместно оно не расслоено, в нем отсутствуют отражающие границы и поверхности, не формируются обменные волны. К низам отмеченного тела в большинстве случаев приурочен хорошо прослеживаемый отражающий горизонт, который иногда принимается за поверхность Мохоровичича [Зунунов и др., 1977]¹.

От соседних межгорных и платформенных впадин земная кора Южного Тянь-Шаня, за исключением Центральных Кызылкумов, отличается, во-первых, почти вдвое большей мощностью консолидированной ее части и, во-вторых, значительно меньшей слоенностью. На границах впадин с горными сооружениями Южного Тянь-Шаня предполагаются поднятия поверхности Мохоровичича, где мощность коры составляет 40 км и менее [Таль-Вирский, 1971].

Геоэлектрическая модель верхней мантии

Работы, результаты которых рассмотрены ниже, являются первым в Узбекистане опытом глубинных магнитотеллурических зондирований с низкочастотной аппаратурой. Работы выполнялись в 1977–1979 гг. и охватили обширную территорию, включающую в себя горные сооружения Южного Тянь-Шаня, Сурхандарьинскую межгорную впадину и Ташкентско-Голодностепский предгорный прогиб (рис. 1).

Полевые наблюдения проводились со станциями типа "МЭВС". Опыт показал, что для работ с интенсивностью МТ-поля, характерной для широт Средней Азии, необходима чувствительность 0,15–0,24 нТл/мм. Приемные линии (ММ) прокладывались в двух, взаимно перпендикулярных направлениях, ориентированных по меридиану (E_x) и параллели (E_y). В качестве заземления использовались свинцовые электроды специальной конструкции. В зависимости от рельефа местности, на которой производились работы, форма установки приемной линии была различной (крестообразная, Г-образная, Т-образная). Длина приемных линий 200 м – 1 км.

Обработка материалов проводилась по методике, разработанной в Лаборатории электромагнитного поля Земли Института сейсмологии АН СССР. Она сводится к определению комплексных компонент тензора импеданса (Z), являющихся частотными характеристиками разреза. Компоненты определяются через соответствующие линейные соотношения, существующие между спектральными плотностями мощности $S(f)$ компонент МТ-поля, получаемых методом спектрально-корреляционного анализа.

Пространственно-частотная структура МТ-поля может быть описана с помощью частотного, азимутального и пространственного распределения компонент тензора импеданса.

Основной особенностью частотного распределения следует считать достаточно резкое ослабление поля выше периодов $T = 15–25$ мин при одновременном возрастании фаз. Такая картина наблюдается на большинстве импедансных кривых. С классической точки зрения такое поведение амплитудных и фазовых кривых по мере понижения частоты свидетельствует о наличии на большой глубине хорошо проводящих слоев. Характеризуя азимутальное расположение тензора импеданса, необходимо отметить явление отбегания теллурических токами систем горных сооружений. Большие оси полярных диаграмм меняют ориентацию на субширотную по мере продвижения по профилю с севера на юг. Исключение составляет точка ГМТЗ-2 "Джингилик", большая ось полярной диаграммы которой имеет субширотное направление. Такое положение диаграммы можно, вероятно, объяснить орографическим положением точки наблюдения (створ "Ходжентских ворот").

¹ Отмеченный отражающий горизонт соответствует изоскоростному уровню 8 км/с. – Примеч. ред.

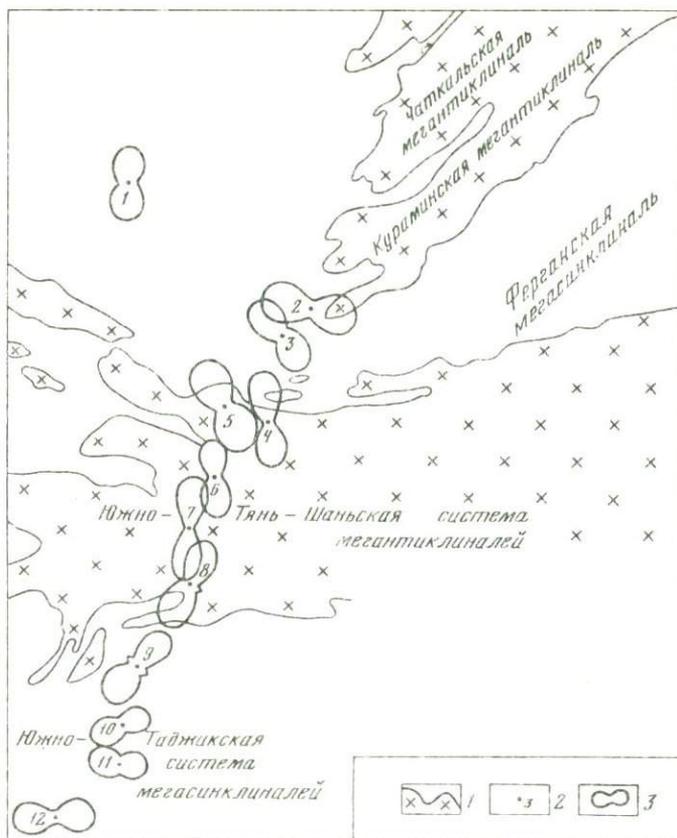


Рис. 1. Карта полярных диаграмм модулей основных импедансов ($T=60$ мин). Составили А.С. Аширматов, А.Т. Каржауев

1 — выходы домезозойского фундамента; 2 — точки ГМТЗ (1–12); 3 — импедансные полярные диаграммы

Форма диаграмм основных импедансов $Z_{xy}(\alpha)$ — типично двухлепестковая, диаграммы дополнительных импедансов $Z_{xx}(\alpha)$ — чаще четырехлепестковые. Такая форма диаграмм свидетельствует о неоднородности, связанной с горными сооружениями, расположенными южнее или восточнее исследуемого региона.

Кривые кажущегося сопротивления подвергались интерпретации тремя группами методов: по экстремальным точкам и асимптотическим ветвям; по зависимостям $S(H)$, $\rho_n(H)$, $\tilde{\rho}(H)$, полученным путем трансформации кривых $\rho_T(\sqrt{T})$ (использовались трансформация Сысова—Яковлева и Молочнова—Секриеру); по палеткам теоретических кривых МТЗ (использовался набор теоретических кривых $\rho_T(\sqrt{T})$, составленный Л.П. Ваньяном для моделей с различными тепловыми потоками — от 45 до 100 мВт/м²).

Как указывалось выше, форма импедансных полярных диаграмм свидетельствует о неоднородности среды, близкой к цилиндрической, которую можно аппроксимировать двумерной моделью. При этом роль промежуточного высокоомного горизонта играет складчатый фундамент. Тогда поперечные кривые ρ_T будут искажены эффектами гальванической и индукционной природы (эффекты S , экранирования, наклона и т.д.). Продольные кривые искажаются в значительно меньшей мере и являются основными при качественной, а в благоприятных случаях и количественной интерпретации.

Кривые ρ_T для большинства зондирований зафиксированы в интервале периодов 600–43 000 с, за исключением точек ГМТЗ 6 "Айни", 5 "Шахристан", которые зафиксированы в интервале 1200–43 000 с, 4 "Айкуль" — 1100–86 000 с и 1 "Арнасай" — 1200–86 000 с.

При сопоставлении кривых ρ_T можно видеть, что они разделяются на три группы (рис. 2). Первая группа (сурхандарьинский тип) объединяет кривые ГМТЗ 11, 12, расположенные в южной части Сурхандарьинской мегасинклинали. Кривые характеризуются одинаковым типом (КНК) и уровнем кажущихся сопротивлений, сравнительно большими значениями проводимости верхнего электрического слоя — 3000 см и хорошим совпадением правой нисходящей ветви с глобальной кривой зондирования. При интерпретации каждой из них на глубинах 70–100 км выделяется слой пониженных сопротивлений с суммарной продольной проводимостью $(7-10) \cdot 10^3$ См и удельным сопротивлением 2–5 Ом · м.

Вторую группу составляют кривые ГМТЗ 7, 6, 5, 3, 1, расположенные в Южно-Тянь-Шаньской системе мегантиклиналей (см. рис. 2). Самыми существенными отличиями этих кривых от кривых сурхандарьинского типа являются отсутствие минимума ρ_T на абсциссах $(4-6) \cdot 10^3$ с и выполаживание кривой на периодах $(30-40) \cdot 10^3$ с. Первое отличие свидетельствует об отсутствии в разрезе мантии Тянь-Шаня на сравнительно малых глубинах проводящих слоев; второе, напротив, о присутствии на больших глубинах проводящего слоя. Следует обратить внимание на следующий факт. Кривые 6, 5, 7, полученные в сходных поверхностных геоэлектрических условиях (выходы палеозойских образований), имеют различную проводимость верхнего электрического слоя. Высокие значения проводимости на точках 5, 6 можно объяснить лишь присутствием в земной коре электропроводящего слоя.

Третью группу составляют кривые ГМТЗ 10, 8, 2. Она характеризуется одинаковым типом кривых (тип К) и высоким уровнем кажущихся сопротивлений. При формальной интерпретации глубины до кровли проводящего слоя превышают 600–700 км. Это связано, по-видимому, с сильными искажениями кривых, которые делают их неинтерпретируемыми. Возможная причина этих искажений — расположение точек наблюдения в зонах глубинных разломов, ограничивающих Южно-Тянь-Шаньскую систему с юга и севера; под точкой 10 по сейсмологическим данным также отмечен крупный разлом.

Особое место занимают кривые 9, 1. Первая содержит в себе черты первой и второй групп. В разрезе присутствуют два проводящих слоя: первый на глубине 60–70 км мощностью около 20 км и удельным сопротивлением 50 Ом · м; второй — на глубине 140 км с сопротивлением около 9 Ом · м. Точка ГМТЗ 1 располагается в пределах Ташкентско-Голодностепского прогиба. Кривая по форме близка к кривым Южного Тянь-Шаня, но характеризуется более отчетливым минимумом, что свидетельствует об ограниченной мощности проводящего слоя.

Остановимся на результатах количественной интерпретации. В Сурхандарьинской впадине проводящий астеносферный слой фиксируется на глубинах 70–100 км, воздымаясь в северном направлении. Мощность его составляет 35 км, а удельное электрическое сопротивление близко к 5 Ом · м. Есть все основания полагать, что к северу от ГМТЗ 9 слой выклинивается. Над астеносферным слоем располагается слой повышенных сопротивлений со значениями $\rho = 19-20$ Ом · м и еще выше фиксируется высокоомная толща с $\rho = 240$ Ом · м. Проводимость астеносферного слоя Сурхандарьинской впадины составляет $(3-7) \cdot 10^3$ См, что позволяет отнести ее, по терминологии М.Н. Бердичевского [1968], к не вполне зрелой астеносфере. В северной части впадины на глубине 140 км появляется еще один мощный слой с сопротивлением 9 Ом · м, проводимость этой нижней астеносферы превышает 10^4 См, что свидетельствует о частичном расплавлении вещества.

Геоэлектрический разрез Южного Тянь-Шаня характеризуется наличием мощной, зрелой, высокопроводящей астеносферы, залегающей на глубинах от 235 до 100 км (см. рис. 2). При этом наблюдается ряд закономерных изменений в геоэлектрическом разрезе

Рис. 2. Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии Земли по профилю ГМТЗ Термез–Айни–Бекабад–Арнасай. Составили А.С. Аширматов, В.В. Ильяшенко, А.Т. Каржауев, Б.Б. Таль-Вирский

1 — границы в земной коре (Ф — поверхность фундамента, Г — в гранитном слое, Б — поверхность Конрада); 2 — поверхность Мохоровичича; 3 — точки ГМТЗ; 4 — кривые ρ_T (\sqrt{t}); 5 — границы геоэлектрических слоев; 6 — электропроводящие слои S — в См, ρ — в Ом · м
I — Сурхандарьинская мегасинклинали, II — Южно-Тянь-Шаньская система мегантиклиналей, III — Ташкентско-Голодностепский предгорный прогиб, IV — Чаткало-Кураминская система мегантиклиналей

зе с юга на север. В северном направлении воздымается поверхность проводящего астеносферного слоя; в том же направлении увеличивается его удельное сопротивление и понижается проводимость. Так, на ГМТЗ 7, расположенном вблизи Анзобского перевала, удельное электрическое сопротивление $1,5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, ГМТЗ 6 — $2-3$, ГМТЗ 5 в районе Шахристанского перевала — $6,9$, ГМТЗ 3—8 $\text{Ом} \cdot \text{м}$. Проводимость астеносферы почти всей Южно-Тянь-Шаньской системы велика и превышает $2 \cdot 10^4 \text{ См}$. В районе Зеравшанского и Туркестанского хребтов в коре, вероятно, присутствует мощный проводящий слой, параметры которого не могут быть оценены. Наконец, в Ташкентско-Голдностепском прогибе, представляющем собой краевую зону Туранской плиты, проводящий астеносферный слой залегает в интервале глубин $175-200 \text{ км}$, имеет мощность порядка 25 км , сопротивление — $2,25 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и проводимость — $11 \cdot 10^3 \text{ См}$. Следовательно, астеносфера здесь по мощности и проводимости близка к Сурхандарьинской впадине, а по глубине залегания — к Южному Тянь-Шаню.

Таким образом, на рассмотренном геофизическом разрезе проявляются следующие основные свойства мантии. В районах межгорных впадин по отношению к горным сооружениям астеносфера залегает на меньших глубинах, имеет меньшую мощность и проводимость; под горными сооружениями она залегает на глубине $100-200 \text{ км}$ и имеет проводимость свыше $20 \cdot 10^3 \text{ См}$, т.е. является зрелой, с большим объемом расплавленных масс. Наблюдается корреляция между глубиной залегания астеносферы и ее сопротивлением в горных районах; при больших глубинах сопротивление $1-2$, при малых — $8 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. В переходных зонах между мегасинклиналями и мегантиклиналями наблюдается двуастеносферное строение, отражающее выклинивание верхнего и появление нижнего астеносферного слоев. Мощность астеносферы изменяется от 25 до, предположительно, 80 км . В зонах глубинных разломов отмечаются аномальные кривые ρ_T .

Скоростная модель верхней мантии

Сейсмические методы исследования горизонтальных неоднородностей верхней мантии, изучающие времена распространения продольных волн, можно разбить на три группы: 1) методы, использующие управляемые источники возбуждения сейсмических волн и близкие землетрясения; 2) методы проходящих волн от глубокофокусных близких землетрясений; 3) методы проходящих волн от далеких землетрясений.

В методах первой группы исследуется среда в окрестности вершины сейсмического луча. Область велика, так как вершины лучей в пределах мантии пологие. Поэтому, во-первых, трудно установить соответствие между значением физического параметра (скорость или отклонение скорости) и точкой среды; во-вторых, требуются протяженные годографы (до 2000 км). Преимущество этих методов — фиксированное положение источника в случае искусственного возбуждения колебаний. В пределах Южного Тянь-Шаня построены протяженные годографы от крупных промышленных взрывов и установлено наличие скоростных неоднородностей в верхней мантии [Бурмаков и др., 1980].

Методы второй группы можно применять только в тех районах, где в непосредственной близости имеются очаги глубокофокусных землетрясений. Эти области имеют ограниченное распространение. Ближайшая к Южному Тянь-Шаню Памиро-Гиндукушская зона глубокофокусных землетрясений расположена на расстоянии, не позволяющем использовать ее для исследования верхней мантии западных районов Южного Тянь-Шаня. Лучи сейсмических волн от далеких землетрясений пересекают неоднородности в пределах верхней мантии под углами, близкими к нормальным, что упрощает локализацию этих объектов. Теоретически возможность исследования верхней мантии в любом районе определяется наличием сейсмических станций. В методах этой группы изучается отклонение скорости сейсмических волн от стандартных скоростей для верхней мантии. Используются либо непосредственно разница между временем, определенным по стандартному годографу и по сейсмограмме [Рогожина, Кожевников, 1979], либо разности приращений времени, определенных по стандартному и экспериментальному годографам [Винник, 1976; 1981; Винник и др., 1978].

Разность приращений времен получила название "невязка". В настоящей работе описываются результаты исследования скоростных неоднородностей верхней мантии западной части Южного Тянь-Шаня, основанные на изучении площадного распределения

этого параметра. Невязка определяется по формуле, предложенной Л.П. Винником:

$$\delta t = t_i - t_{oc} - \frac{dT}{d\Delta} (\Delta_i - \Delta_{oc}),$$

где $t_i - t_{oc}$ — экспериментальная разность времен прихода волн от далекого землетрясения к рядовой t_i и опорной t_{oc} станциям; $\frac{dT}{d\Delta} (\Delta_i - \Delta_{oc})$ — приращение времени по стандартному годографу между точками, удаленными от очага на расстояние Δ_i и Δ_{oc} соответственно; $\frac{dT}{d\Delta}$ — производная стандартного годографа в точке Δ , $\Delta = (\Delta_i + \Delta_{oc})/2$.

На невязку наряду с неоднородностью в верхней мантии оказывают влияние еще несколько факторов. Эффектом некоторых из них можно пренебречь, а другие необходимо учесть. В частности, ошибка в определении координат очага землетрясений не превышает $\pm (0,1 - 0,2)^\circ$ [Кондорская и др., 1971]. Расчеты показывают, что максимальная величина невязки за счет этого фактора при расстояниях между сейсмостанциями до 5° и при эпицентральных расстояниях более 45° не превышает 0,3 с.

Траектории лучей вблизи вершин хотя и близки, но не одинаковы и при наличии горизонтальных неоднородностей в низах мантии они должны внести определенный вклад в величину невязки. По современным представлениям [Винник, 1976] эти неоднородности имеются, но по размерам они гораздо больше неоднородностей в верхней мантии. Близость траекторий лучей и большие размеры неоднородностей позволяют предположить гораздо более низкочастотный их вклад в наблюдаемое поле невязок.

Анизотропия скоростей продольных волн в верхней мантии достигает 8% [Чесноков, 1977]. По расчетам невязка за счет этого фактора может достигать 0,8 с. В работе [Винник и др., 1978] предложен способ выделения невязки за счет анизотропии, основанный на предположении, что анизотропия верхней мантии в пределах исследуемого района постоянна.

И для земной коры в целом, и для отдельных ее слоев мощности и скорости от станции к станции изменяются. Влияние земной коры на невязку исключается введением соответствующей поправки. Учет перечисленных выше факторов позволяет из наблюдаемого поля невязок выделить составляющую, связанную с неоднородностью верхней мантии в районе регистрирующих станций.

Для исследования верхней мантии Южного Тянь-Шаня далекие землетрясения изучались на 20 сейсмостанциях, принадлежащих Институту сейсмологии АН УзССР, Институту геологии и геофизики АН УзССР, Ташкентскому Государственному университету им. В.И. Ленина и оборудованных преимущественно сейсмографами ВЭГИК. Группа станций вытянута в субширотном направлении на 800 км (рис. 3). Опорная станция (18 р) размещается приблизительно в центре группы, наибольшее расстояние между рядовыми и опорной станциями не превышает 5° .

Для корреляции записей землетрясений на всех станциях чаще всего выбиралось не первое вступление, а ближайший к нему выразительный экстремум. Событие считывалось с сейсмограммы с точностью до 0,1 с, чего удалось достичь переопределением всех поправок времени, отказом от палеток и 50%-ным контролем отсчетов времени.

Сведения об эпицентрах далеких землетрясений выбирались из "Оперативного бюллетеня ЕССН" за 1976—1978 гг. Землетрясения предварительно распределялись по азимутальным секторам и эпицентральных расстояниям. Эта процедура необходима вследствие неравномерного распределения очагов сильных землетрясений ($M \geq 5$).

Методика построения схемы невязок подробно описана в работах [Винник, 1976, 1981; Винник, Лукк, 1975; Винник, Годзиковская, 1978]. При построении схемы невязок использовались составленные нами для ЭВМ программы расчета эпицентрального расстояния и азимута, расчета невязок и пересчета невязок в узлы равномерной прямоугольной сети с учетом сейсмического сноса.

В значения невязок на каждой рядовой i -й станции вводились поправки за земную кору $\delta \nabla_i(Az)$. После введения поправок все станции группы можно рассматривать как находящиеся на едином уровне приведения (—40 км от уровня моря). Из-за сейсмического сноса поправка зависит от азимута прихода волн к станции, поэтому для

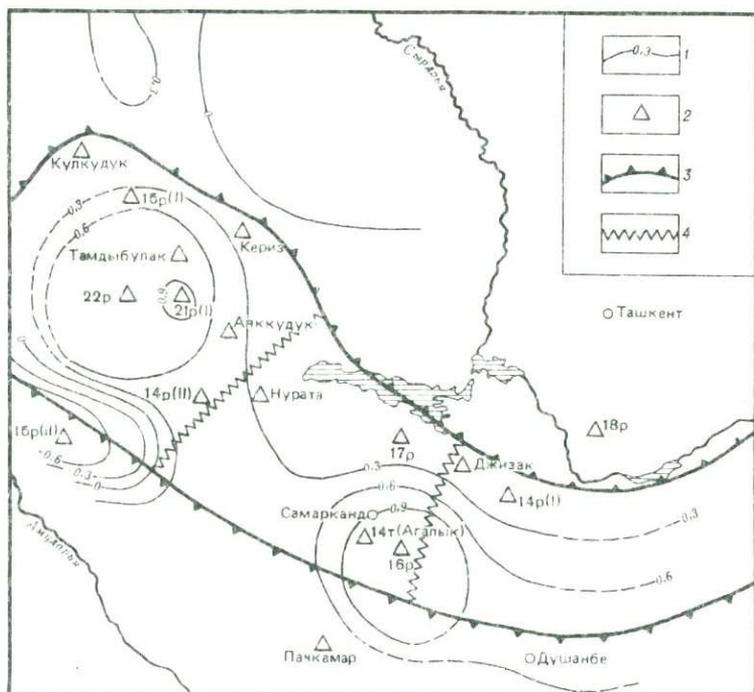


Рис. 3. Схема временных невязок, отражающая изменение скорости распространения продольных волн в верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Составил О.Т. Якупов
 1 — изолинии невязок времени; 2 — сейсмические станции; 3 — границы Южного Тянь-Шаня; 4 — границы секторов Южного Тянь-Шаня

каждой станции были рассчитаны кривые поправок $\delta \nabla(Az)$:

$$\delta \nabla_i(Az) = \nabla_i(Az) - \nabla_{oc}(Az),$$

где Az — азимут подхода сейсмической волны, $\nabla(Az)$ — время прохождения сейсмической волной земной коры в зависимости от азимута, $\nabla_{oc}(Az)$ — время прохождения сейсмической волной осадочного слоя в зависимости от азимута; $\nabla_i(Az)$, $\nabla_{oc}(Az)$ — величины, которые необходимо вычесть из наблюдаемых времен для приведения рядовой и опорной станций соответственно к единому уровню. Эти величины могут быть рассчитаны по формуле

$$\nabla(Az) = \frac{h_{oc}}{v_{oc}} + \frac{H_1}{v_{кк}} + [H_{кк}(Az) - H_1] \left[\frac{1}{v_{кк}} - \frac{1}{v_{вм}} \right],$$

где h_{oc} , v_{oc} — мощность и скорость P -волн в осадочной толще под станцией; H_1 — путь в консолидированной части земной коры между поверхностью фундамента и уровнем приведения; $H_{кк}$ — путь волн во всей консолидированной части земной коры от поверхности M до поверхности фундамента; $v_{кк}$, $v_{вм}$ — скорость P -волн в консолидированной коре и верхней мантии соответственно. Для определения сейсмического сноса ось неоднородностей предполагалась на глубине 100–150 км.

Рассчитывались два варианта схемы невязок. Первый вариант, без учета поправок за земную кору, коррелирует с крупными геологическими структурами, выраженными на поверхности Земли (межгорные впадины, заполненные мощной толщей осадков; горные хребты и т.д.). Эта связь подтвердила геологическую значимость рассчитанных невязок. Второй вариант схемы невязок, рассчитанный с учетом поправок за земную кору, отражает скоростные неоднородности верхней мантии (см. таблицу).

На рис. 3 представлена схема временных невязок для западной части Южного Тянь-Шаня, построенная по описанной выше методике. На схеме приведены изолинии невязки экспериментальных разностей времен относительно разности времен, определенной

Значения невязок

Сейсмостанции	Азимутальные секторы, °						
	0-20	20-40	40-60	60-80	80-100	100-200	120-140
Нурата (НРТ)	0,93	0,50	0,26	-0,32	-	-0,57	-
Фариш (17Р)	0,18	0,39	-0,34	-0,32	1,54	1,68	0,37
Джизак (ДЖЗ)	0,54	0,69	0,20	0,26	-0,39	-	-
Агалык (14Т)	0,79	0,47	-0,74	-0,94	-	0,6	-
Ургут (16У)	0,42	0,05	-0,31	0,30	0,41	0,56	0,47
Пачкамар (ПЧК)	0,72	0,82	0,94	-	-	0,33	-
Кул-Кудук (К-К)	0,46	0,74	-0,33	0,29	-	0,32	-
Кокпатас (15Р)	-	0,68	-	0,22	-	0,47	0,41
Разъезд 141 (22Р)	1,26	-	0,06	0,25	0,62	0,31	0,78
Тамды-Булак (Т-Б)	0,35	0,31	0,35	0,57	-	0,52	-
Мурунтау (21Р)	1,63	0,49	-	-	0,78	0,25	-0,45
Кериз (КРЗ)	0,35	0,14	0,23	-0,73	0,05	-	-
Аяк-Кудук (АЯК-К)	0,88	-0,1	0,12	-0,5	-0,65	-0,37	-
Газли (15Р)	1,12	1,89	-	0,12	1,35	-	-
Кокча (14Р)	-	0,92	0,15	0,43	0,35	0,24	0,4
Зазмин (14Р)	-	-	0,1	-	-	-	-

по стандартному годографу. Невязки характеризуют отличие реального распределения скоростей в мантии исследуемого региона от обобщенной, сферически симметричной модели, принятой при расчете стандартного годографа [Herryn, 1968].

Для оценки соотношения временных невязок с изменением скорости приведем следующие данные. При мощности слоя 200 км (100-300 км от поверхности Земли) невязка 0,2 с соответствует уменьшению скорости против стандартной модели на 0,07 км/с, невязки 0,4 и 0,6 с соответствуют уменьшению скорости на 0,14 и 0,21 км/с. Естественно, если принять другое значение мощности слоя переменной скорости, то будут получены и другие значения дефекта скорости.

Значения временных невязок изменяются в пределах от -0,93 до 1,16 с. Южному Тянь-Шаню в целом соответствуют положительные аномалии временных невязок, т.е. понижение скорости в мантии. На общем фоне повышенных значений 0,2 с выделяются две аномалии со значениями в экстремальных зонах около +1,0 с. Западная из них располагается в Кызылкумском секторе складчатой системы, занимая район выхода на поверхность наиболее древних докембрийских образований в пределах гор Тымдытау и Ауминзатау. Вторая положительная аномалия располагается на границе Туркестанского и Нуратинского секторов Южного Тянь-Шаня и в плане совпадает с Северным краевым разломом Тянь-Шаня. Восточная и южная части этой аномалии выходят за рамки изученной площади. Максимальные значения временных невязок здесь составляют 0,84 с. Нуратинский сектор Южного Тянь-Шаня, исключая юго-восточную часть, характеризуется пониженными значениями временных невязок, в среднем составляющими 0,3 с. Отрицательная аномалия до -0,93 с располагается в пределах южных поднятий Кызылкумов и открывается на запад в сторону Амударьинской впадины. Сырдарьинскому срединному массиву отвечает спокойное пониженное поле временных невязок с отрицательными аномалиями.

Гравитационная модель

Южно-Тянь-Шаньской системе мегантиклиналей соответствует региональный широтно вытянутый минимум силы тяжести, который входит в пределы еще более крупного Центрально-Азиатского минимума. Последний связывается с уменьшением плотности мантии на глубинах не больше 200 км [Таль-Вирский, 1972; Артемьев, 1975]. Минимальные значения силы тяжести в пределах Южно-Тянь-Шаньского минимума приуро-

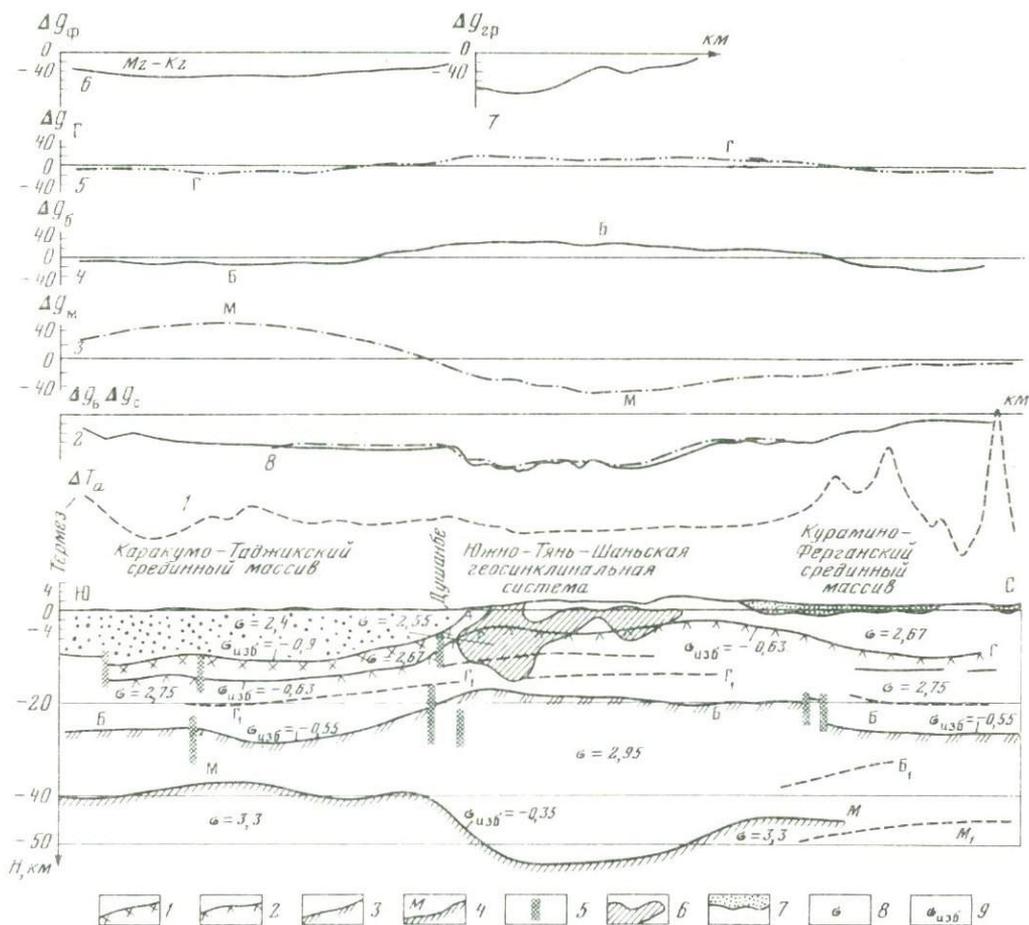


Рис. 4. Гравитационная модель земной коры по профилю Термез—Алмалык. Составили Е.И. Плотникова, Б.Б. Таль-Вирский

1 — поверхность фундамента; 2 — граница внутри "гранитного" слоя; 3 — поверхность Конрада; 4 — поверхность М; 5 — разломы; 6 — тело пониженной плотности в фундаменте вероятного гранитного состава; 7 — покровные образования МZ—KZ; 8 — плотность (в г/см³); 9 — избыточная плотность. Цифры на графиках: 1 — магнитные аномалии ΔT_a ; 2 — аномалии силы тяжести (масштаб и уровень условные); 3—7 — гравитационное влияние геологических границ и тел: 3 — поверхности М, 4 — поверхности Конрада, 5 — границы в "гранитном" слое, 6 — покровных образований в МZ—KZ, 7 — тела пониженной плотности в фундаменте; 8 — суммарная аномалия, обобщающая влияние всех перечисленных выше геологических границ и тел

чены не только к наиболее высокогорным зонам осевых частей Зеравшанского и Алайского хребтов, но и к отдельным районам Гиссарского хребта со сравнительно небольшими гипсометрическими отметками, а также межхребтовым понижением. Южно-Тянь-Шаньский минимум в целом связывается с утолщением земной коры [Юсупходжаев и др., 1977].

Влияние различных образующих аномалии факторов на суммарное поле аномалии силы тяжести в Южном Тянь-Шане показано на гравитационной модели по профилю Термез—Алмалык (рис. 4). Корневое утолщение коры располагается на абсолютных отметках (-40) — (-52) км, вследствие чего отрицательная аномалия от него при амплитуде 60 мГал имеет сравнительно низкий горизонтальный градиент и большую ширину. Поскольку кровля "базальтового" слоя выпукла и зеркально противоположна поверхности М, гравитационный эффект ее положительный.

В южной части этого профиля, в пределах Гиссарского и Зеравшанского хребтов,

на фоне региональной отрицательной аномалии отмечается крупный локальный минимум шириной до 50 км и интенсивностью 30 мГал. Этот минимум не захватывает районов Туркестанского хребта, хотя отметки твердой земли там такие же, как в Гиссарском и Зеравшанском хребтах. Судя по величине горизонтального градиента силы тяжести, объекты, вызвавшие эту аномалию, располагаются на глубинах не выше 15 км. Южная половина аномалии захватывает Гиссарский плутон, сложенный верхнепалеозойскими гранитами с плотностью $2,55 \text{ г/см}^3$ и представляющий собой одно из самых грандиозных в Средней Азии проявлений интрузивного магматизма. Нет оснований считать, что южная и северная половины рассматриваемого Гиссаро-Зеравшанского минимума связаны с различными причинами. Гравиметрические данные свидетельствуют о том, что гранитоидный плутонизм, подобный Гиссарскому, охватил более обширную территорию, но в районах Зеравшанского хребта над ним сохранились преимущественно среднепалеозойские осадочно-вулканогенные образования.

Таким образом, в Южном Тянь-Шане общий уровень поля силы тяжести определяется плотностными свойствами мантии, аномалии второго порядка — соотношением гравитационного влияния поверхностей Мохоровичича и Конрада, третьего порядка — магматическими объектами в докембрийском фундаменте.

Мощность магнитоактивного слоя

Аномальное магнитное поле обусловлено наличием магматических тел, обладающих относительно других геологических образований повышенной намагниченностью, что является следствием высокого содержания в них ферромагнитных минералов. Магнитные свойства геологических тел, минералов, как и любых физических тел, можно описывать значением точки Кюри, характеризующейся температурой, превышение которой ведет к потере веществом ферромагнитных свойств. Необходимо отметить, что значение температуры Кюри — параметр достаточно устойчивый и практически не зависящий от давления.

Главнейшим и наиболее широко распространенным минералом ферромагнитной фракции, содержание которого и определяет в подавляющем большинстве случаев магнитные свойства магматических пород, является магнетит, характеризующийся температурой Кюри 578°C . Высокими магнитными свойствами обладает также титаномагнетит. Однако концентрация его даже в основных магматических породах Средней Азии, содержащих максимальное количество титаномагнетита, составляет всего 0,1 от концентрации магнетита. Поэтому основное влияние на намагниченность горных пород оказывает содержание магнетита.

Если под магнитоактивным слоем понимать ту часть литосферы, в которой сосредоточены намагниченные объекты, определяющие главную часть аномального магнитного поля, то гипсометрическое положение изотермы Кюри магнетита будет обозначать его нижнюю границу. Соответственно, напротив, можно считать, что огибающая нижних кромок самых глубоко залегающих намагниченных тел определяет положение изотермы Кюри магнетита. Для определения глубины залегания нижних кромок магнитовозмущающих тел применялись способ Л.В. Булиной, модификации способа касательных с учетом коэффициентов В.К. Пятницкого, палеточный способ Ю.П. Тафеева. Вычисленные различными способами значения глубин для каждой аномалии затем осреднялись. Выполнены определения по 300 аномалиям, расположенным на площади $55-73^\circ$ в.д.; $36,4-46,4^\circ$ с.ш. В случаях осложнения крупной аномалии высокочастотными максимумами расчеты выполнялись как по основной аномалии, так и по высокочастотным составляющим. Для снижения случайных ошибок данные о положении нижних кромок магнитоактивных масс суммировались по меридиональным полосам шириной в 2° . Положение нижних кромок магнитоактивных масс может быть объяснено двумя причинами. Во-первых, магнитовозмущающее тело может полностью находиться выше изотермы Кюри, и тогда его нижняя кромка будет обусловлена структурной (геологической) границей. Во-вторых, изотерма Кюри может пересекать магнитоактивное тело и, следовательно, определять положение его нижней кромки. В этом случае последняя отвечает не геологической, а физической (изотермической) поверхности.

Изменение мощности магнитоактивного слоя в пределах Средней Азии показано на рис. 5. Главной закономерностью является чередование полос с различной глубиной

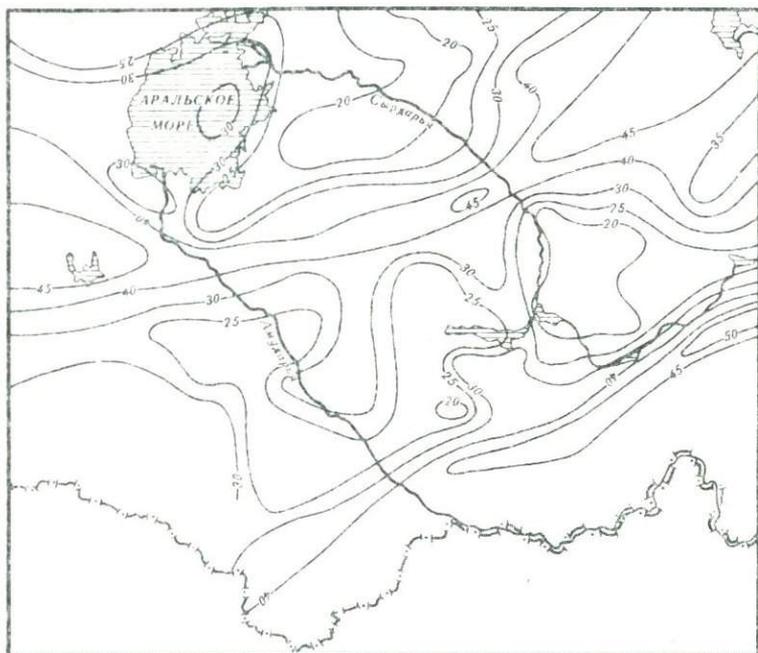


Рис. 5. Карта изоглубин подошвы магнитоактивного слоя (изотермы Кюри магнетита). Составили С.О. Борисов, Б.Б. Таль-Вирский

залегания подошвы магнитоактивного слоя запад-северо-западного простирания. Самая южная из этих полос с глубиной свыше 40 км диагонально пересекает горные сооружения Южного Тянь-Шаня от Карачатырских поднятий в юго-восточной части Ферганы до юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Далее, в западном направлении она распространяется на юго-восточную часть Мургабской впадины. Севернее располагается широкая, до 400 км, полоса небольшой мощности магнитного слоя, в пределах которой выделяются три относительных максимума, разделенных седловидными перемычками.

Самый восточный максимум с глубинами менее 20 км располагается в пределах Кураминской структурно-формационной зоны, захватывая на севере часть Чаткальской зоны. Еще один максимум занимает северное погружение Нуратинских гор и большую часть поднятий Центральных Кызылкумов. Пониженными значениями глубин нижней кромки магнитоактивного слоя (не более 25 км) отмечаются северо-западная часть Амударьинской впадины и северная — Центрально-Каракумского свода. Севернее рассмотренной полосы располагается сравнительно небольшая по ширине зона глубокого погружения нижней кромки магнитоактивного слоя (до 40 км и более). На западе она охватывает Центрально-Устьюртское поднятие и Южно-Устьюртскую впадину, в центральной части располагаются горы Султануиздаг и Букантау, а в восточной зоне ортогонально сечет хребет Большой Каратау.

Полученное гипсометрическое положение нижней кромки магнитоактивного слоя, которую авторы связывают с изотермической поверхностью Кюри магнетита (578°C), позволяет не только судить о распределении магнитоактивных масс, но и получить информацию о глубинном тепловом режиме коры, являющимся наряду с давлением одним из главнейших факторов, влияющих на геологические и геохимические процессы. На основании положения изотермической поверхности возможен также прогноз теплового потока, непосредственное наблюдение которого на континентах связано с наличием глубоких скважин для термоизмерений.

Итак, магнитоактивный слой в пределах Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали системы имеет мощность 20–45 км и ограничен снизу изотермой Кюри магнетита, а сверху — кровлей домезозойского фундамента. Внутри магнитоактивного слоя на

структуру магнитного поля в первую очередь влияют геологические объекты, связанные с проявлением магматической деятельности в фундаменте; вулканы среднего и основного состава, фации интрузивов повышенной основности, зоны скарирования и ороговикования, разрывные нарушения, обогащенные магнитными минералами за счет постмагматических гидротермальных процессов.

Геофизическая модель земной коры и верхней мантии

Приведенные данные свидетельствуют о существенных отличиях геофизической модели земной коры и верхней мантии Южного Тянь-Шаня, с одной стороны, и обрамляющих его впадин, — с другой. Не менее контрастны различия геофизической модели отдельных секторов, составляющих Южный Тянь-Шань. Особенно резко и по многим параметрам от других районов Южного Тянь-Шаня отличается Центрально-Кызылкумский сектор.

По строению и свойствам верхней мантии Южный Тянь-Шань существенно отличается от сопредельных платформенных и межгорных впадин. Верхняя мантия Южного Тянь-Шаня содержит неоднородности с пониженной скоростью продольных волн. Поскольку к настоящему времени изучена западная часть Южного Тянь-Шаня, можно говорить о двух центрах таких неоднородностей, первый из которых расположен в Центральных Кызылкумах, второй — на западном погружении Зеравшанского и Гиссарского хребтов. Платформенные и межгорные впадины, напротив, характеризуются повышенной скоростью продольных волн в мантии.

В соответствии со скоростной находится и геоэлектрическая модель верхней мантии. Платформенные впадины Туранской плиты, в частности Амударьинская, не содержат в разрезе верхней мантии электропроводящих слоев, отражающихся на кривых магнитотеллурического зондирования. В межгорных впадинах и предгорных прогибах Тянь-Шаня в верхней мантии прослеживается маломощный астеносферный слой (20–30 км) с проводимостью до $5 \cdot 10^3$ См. С приближением к горным сооружениям этот слой выклинивается и уступает место более глубокому и более мощному астеносферному слою, который залегает под Южным Тянь-Шанем на глубинах 100–200 км и имеет электропроводимость свыше $2 \cdot 10^4$ См, что свидетельствует о значительном (6–8%) расплавлении вещества верхней мантии. Слой под Южным Тянь-Шанем, несмотря на его высокую проводимость, залегает на большой глубине (до 200 км). Это находит косвенное подтверждение в геотермических характеристиках, в частности, в глубоком (до 40 км) погружении изотермы Кюри магнетита.

Консолидированная кора под обрамляющими Южный Тянь-Шань межгорными и платформенными впадинами имеет нормальную для молодых платформ мощность (порядка 35–40 км) и по сравнению с корой Южного Тянь-Шаня более расслоена. Соответственно под горными хребтами Южного Тянь-Шаня мощность консолидированной коры увеличена на 15–20 км, причем наращивание коры происходило снизу путем присоединения к ней нерасслоенного линзовидного тела, которое представляет собой продукт дифференциации и последующих изменений вещества верхней мантии.

Анализ гравитационной модели показывает, что аномалии силы тяжести Южного Тянь-Шаня определяются тремя главными факторами: 1) разуплотнением верхней мантии (единый Центрально-Азиатский максимум); 2) гравитационным влиянием рельефа поверхности Мохоровичича и Конрада. Учитывая их обрацное положение под горными сооружениями, в зависимости от эффективной плотности, амплитуды и глубины каждой поверхности, аномалия, связанная этим фактором, может быть положительной (Султануиздаг) или отрицательной (Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский хребты); развитием гранитоидного магматизма, как проявленного в современном эрозионном срезе, так и скрытого; 3) петрографической неоднородностью складчатого фундамента, причем областям развития гранитоидов соответствуют минимумы, а основных пород — максимумы силы тяжести.

Если обратиться к сопоставлению отдельных секторов Южного Тянь-Шаня, то резко проявляется исключительность Кызылкумского сектора — непохожесть его на остальные. В отличие от других секторов, здесь сокращена мощность коры, мозаичны гравитационные и магнитные аномалии, линейные в других районах, высоко приподнята изотерма Кюри магнетита (до 20 км), что свидетельствует о высоком тепловом потоке, состав складчатого фундамента на срезе — 1 км преимущественно магмати-

ческий [Таль-Вирский, 1972; Фузайлов, 1977]. По многим из перечисленных признаков Кызылкумский сектор ближе к Кураминской зоне магматической активизации Срединного Тянь-Шаня, чем к соседним секторам Южного Тянь-Шаня. Это, видимо, проявилось в уникальной металлогении этих регионов. Примечательно, что секторы Южного Тянь-Шаня, где наблюдаются корни гор, характеризуются сравнительно низким тепловым потоком, глубоким залеганием слоев высокой электропроводности, которые однако имеют здесь большую мощность и электропроводность.

На основании изложенных данных можно сформулировать модель формирования земной коры орогенической системы Южного Тянь-Шаня и сходных областей. Поскольку на платформенном этапе развития территории в мезозое и палеогене низкое стояние поверхности твердой земли не позволяет допустить столь мощное наращивание коры, этот процесс надо связывать с новейшим орогенезом.

Можно полагать, что от исходного состояния коры в палеогене, когда мощность ее имела нормальные для молодых платформ значения (35–40 км) и слоистость, близкую к горизонтальной, до современного этапа формирование коры происходило в две стадии. На первой стадии поднимающиеся снизу в районе будущих гор потоки легкого вещества мантии (астенолиты) вытесняли более тяжелый субстрат, расположенный непосредственно под поверхностью Мохоровичича; последний устремлялся вниз, втягивая вслед за собой земную кору межгорных впадин и предгорных прогибов, что в свою очередь стимулировало накопление мелкообломочных красноцветных образований миоцена–раннего плиоцена. На второй стадии легкий материал астенолита достигал поверхности Мохоровичича, вещество его растекалось по подошве коры, "архимедовы силы" приводили к вспучиванию коры и собственно орогеническому процессу. Одновременно с ростом гор за счет их разрушения продолжалось заполнение континентальными молассами межгорных впадин. Время последних событий — поздний плиоцен — антропоген.

Процесс завершается присоединением легкого мантийного материала к коре с образованием корней гор; поверхность Мохоровичича перемещается на новый, более глубокий уровень. В зависимости от прочностных свойств коры процесс может сопровождаться ее разрывом с излиянием базальтовых лав или происходить без разрыва и вулканизма. В этой связи обособляющиеся во многих рифтовых зонах континентов и океанов ниже поверхности Мохоровичича линзовидное тело с $v_p = 7,2-7,8$ км/с можно рассматривать как аналог корней гор Южного Тянь-Шаня, еще не присоединенных к коре. Приведенная схема уточняет механизм эндогенных процессов, происходящих в процессе эпиплатформенного орогенеза и рифтогенеза [Белоусов, 1978; Артюшков и др., 1979].

АБСТРАКТ

Electric conductivity and velocity irregularities in the upper mantle are studied with the Southern Tien Shan. A density model of the Earth's crust is constructed by one of the profiles crossing the region. The position of Curie magnetite isotherm is determined from magnetic data. A scheme is suggested showing the formation of the Earth's crust of the epiplatform orogenic (rift) regions.

ЛИТЕРАТУРА

- Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 214 с.
Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 2, с. 2–8; вып. 3, с. 3–14.
Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 231 с.
Бердичевский М.Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М.: Недра, 1968. 328 с.
Бурмаков Ю.А., Винник Л.П., Зуннунов Ф.Х. и др. Скоростные вариации в верхней части верхней мантии Средней Азии по данным взрывной сейсмологии. — Докл. АН УзССР, 1980, № 8, с. 49–52.
Ваньян Л.П., Заболотная Н.А. О типичных теоретических кривых глубинного электромагнитного зондирования. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 1, с. 35–47.
Винник Л.П. Исследование мантии Земли сейсмическими методами. М.: Наука, 1976. 256 с.
Винник Л.П. Неоднородности верхней мантии в районе Вранчской зоны промежуточных землетрясений. — В кн.: Карпатские землетрясения 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981, с. 41–45.

- Винник Л.П., Годзиковская А.А. Скоростные аномалии верхней мантии Кавказа. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 7, с. 3—21.
- Винник Л.П., Лукк А.А. Горизонтальные неоднородности верхней мантии в районах платформенной активизации Центральной Азии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 7, с. 15—29.
- Винник Л.П., Лукк А.А., Мирзокурбанов М. Количественный анализ скоростных неоднородностей верхней мантии Памиро-Гиндукуша. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 5, с. 3—15.
- Зуннунов Ф.Х., Перельман И.И., Рябой В.З., Башаев В.Н. Строение земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 79—106.
- Кондорская Н.В., Ашиткова Т.М., Либель С.С. К вопросу о точности эпицентров. — В кн.: Алгоритмы интерпретации сейсмических данных. М.: Наука, 1971, с. 129—146. (Вычисл. сейсмология; Вып. 5).
- Пак В.А., Таль-Вирский Б.Б., Насыров А.М. и др. Строение земной коры по данным дискретных наблюдений со станциями "Земля". — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 54—79.
- Попов В.И., Таль-Вирский Б.Б., Попов А.И. Трансзиатский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент: Фан, 1978. 165 с.
- Рожжина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 92 с.
- Таль-Вирский Б.Б. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области литосферы основных геоструктур Тянь-Шаня. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения, сейсмичность: Материалы 2-го Всесоюз. тектон. совещ. М., 1964, с. 109—123.
- 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: Фан, 1971, с. 67—81.
- Таль-Вирский Б.Б. Геофизические поля и тектоника Центральной части Средней Азии: Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. М.: МИНХиГП, 1972. 80 с.
- Таль-Вирский Б.Б., Пак В.А., Насыров А.М. и др. Западный Тянь-Шань и Памир. — В кн.: Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980, с. 120—126.
- Фузайлов И.А. Структура консолидированной коры западного погружения Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1977. 134 с.
- Чесноков Е.М. Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли. М.: Наука, 1977. 144 с.
- Юсупходжаев Х.И., Шманенко Ю.С., Таль-Вирский Б.Б. и др. Строение земной коры по данным гравиметрии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 106—119.
- Herryn E. P-wave velocity distribution in the mantle. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1968, vol. 58, № 4, p. 1223—1225.

УДК 550.83:551.241.072 (235.211/216)

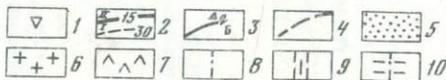
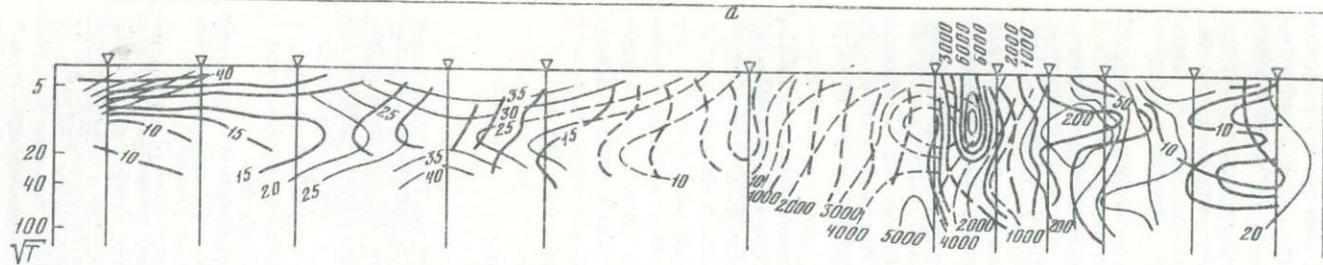
В.А. Пак

К ПОСТРОЕНИЮ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

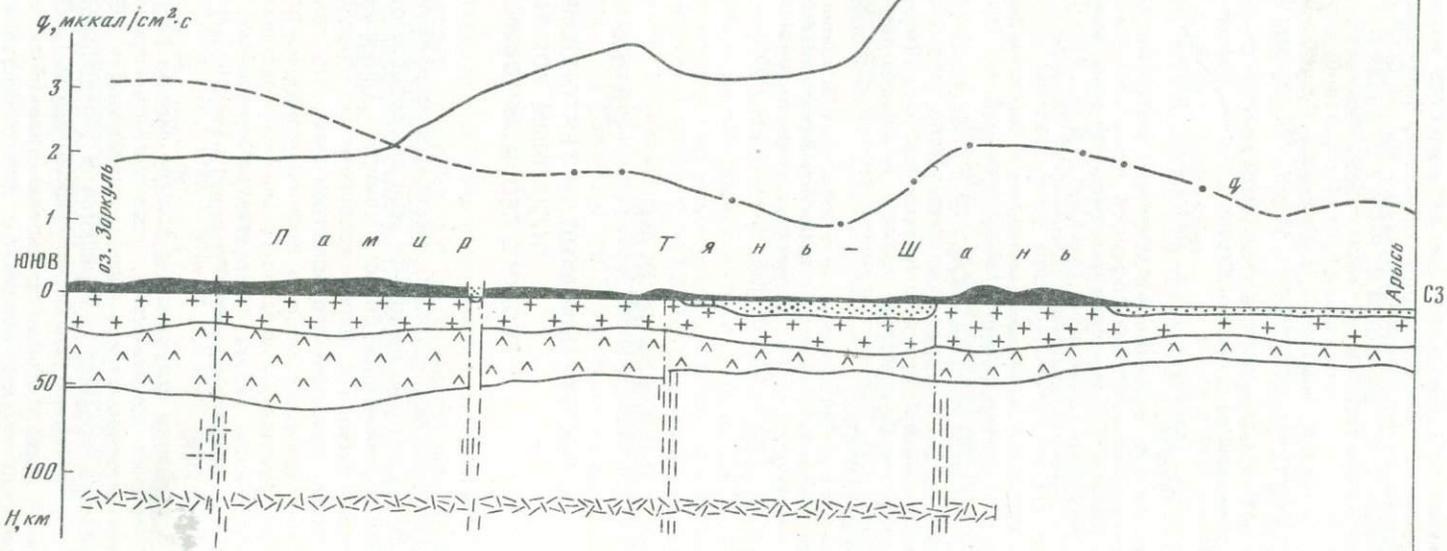
Тектоносфера — область макроперемещений вещества наружной геосферы Земли — особенно активно проявляет себя на горообразовательном этапе. Ее изучение в пределах орогенической области Памира и Тянь-Шаня — важная и актуальная задача. Познавание глубинных причин геологических процессов относится к числу труднейших вопросов современного естествознания, что связано в первую очередь с невозможностью непосредственного проникновения на эти глубины. Наиболее эффективным и конструктивным на данном этапе нам представляется модельный подход.

Настоящая работа базируется на материалах, полученных в результате исследований по международному Памиро-Гималайскому проекту. Расчеты по модели выполнил В.В. Пак.

В познании структуры и состава земной коры и верхней мантии нашли широкое применение сейсмические, гравимагнитометрические, глубинные магнитотеллурические и геотермические методы. Возможности геофизических методов в исследовании динамики процесса оказываются в значительной мере ограниченными; поэтому необходимо привлекать геологические методы. В.В. Белоусов [1975] при исследовании земной коры и мантии предложил широкий геолого-геофизико-геохимический (геономический) подход. На данном этапе представляет интерес неотектоника. Результаты неотектонических исследований по форме весьма близки к данным по геофизическим



б



полям, что позволяет развить здесь методы решения геофизических задач (обратные задачи и их комплексирование).

Обратная задача формулируется так: по известным на дневной поверхности наблюдениям найти структуру и ее развитие на глубине. Для решения обратной задачи необходимо вначале решить прямую задачу, где формулируется некая схема, в рамках которой и решается поставленная задача.

В геологии имеются примеры решения задач по типу "обратных" [Паталаха, Чабдаров, 1976; Беляев, 1978], однако этот метод пока еще не утвердился. В настоящее время такой подход можно реализовать лишь в узких рамках, что и предпринято в данной работе. Известными считаются тектонические движения, регистрирующиеся на поверхности различными методами.

Новейшие горообразовательные процессы проявились на исследуемой территории при расчленении ее на области интенсивных поднятий (свыше 7 км) и опусканий (7–9 км) земной коры. На большей территории они развились на платформенных участках и лишь на Памире и в Гималаях орогенезу предшествовал геосинклинальный процесс. В движениях, прослеживаемых по остаткам террасовых долин и поверхностей выравнивания, преобладает глыбовый характер [Чедия, 1971; Костенко, 1972; Рандман, 1961; Шульц, 1948; Белоусов, 1975, 1978].

Разрез моласс характеризует прогрессирующее разрастание поднятий за счет депрессий, а также увеличение скорости поднятий в четвертичное время. Характерным также является незначительное проявление магматизма (Тянь-Шань).

На природу новейшего орогенеза имеются различные взгляды. Отметим некоторые из них. Большая часть исследователей трактует горообразовательные процессы на Тянь-Шане и Памире как результат сдавливания и поддвигания Индийской плиты под Евразийскую. Теоретическая разработка этого направления сильно развита как за рубежом, где оно возникло, так и в СССР [Сорохтин, 1974; Артюшков, 1979; Хзин, 1978, 1980; Зоненшайн, Савостин, 1979; Уломов, 1974; Пейве и др., 1964; Захаров, 1980; и др.].

С фиксистских позиций продолжают отстаивать взгляды на причины горообразования значительное число исследователей [Белоусов, 1975, 1978; Попов и др., 1976; Кухтиков, Виниченко, 1977; и др.]; особый интерес представляют работы П.Н. Николаева [1976], Е.И. Паталахи, Н.М. Чабдарова [1976], Н.А. Флоренсова [1976] и др. Анализ результатов комплексных геолого-геофизических исследований Памира и Тянь-Шаня привел к выводу, что новейшее горообразование можно объяснить, оставаясь в рамках фиксистских воззрений.

Как показывают результаты сейсмических исследований [Белоусов и др., 1979], наблюдаются достаточно резкие различия в глубинной структуре поднятий и депрессий. Поднятия характеризуются увеличенной мощностью коры (50–65 км на Тянь-Шане и 65–80 км на Памире), депрессии — уменьшенной (40–47 км).

Депрессии отделены от поднятий, как правило, субвертикальными глубинными разломами. Имеется немало доказательств существования Северо- и Южно-Ферганского разломов. Остальные разломы даны предположительно (см. рисунок).

Геотемпературное поле и поле теплового потока [Зуев и др., 1977] в орогенической зоне Памира и Тянь-Шаня весьма сложно и обусловлено взаимным действием основных факторов, прорывом теплового фронта на глубины с образованием термоаномальных зон, вертикальными перемещениями земной коры и интенсивным осадконакоплением. В горных областях повышенные тепловые потоки обусловлены приближением к дневной поверхности более нагретых пород, которые усиливаются благодаря "радиаторному" эффекту. Крупнейшие впадины Тянь-Шаня (Ферганская, Афганско-Таджикская и др.), наоборот, характеризуются низкими значениями теплового потока. Это обстоятельство в значительной мере обусловлено запаздыванием прогревания пород, заполняющих впадину. Тем не менее учета этого явления для впадин (Ферган-

Геолого-геофизический разрез по профилю Арысь—Ош—Каракуль—Зоркуль

a — разрез кажущихся сопротивлений: 1 — точки наблюдений ГМТЗ; 2 — изолинии кажущихся сопротивлений (в Ом · м); ρ_{\parallel} — продольных (I), ρ_{\perp} — поперечных (II); б — геолого-геофизический разрез: 3 — аномалия Буге; 4 — тепловой поток; 5 — осадочный покров; 6 — "гранитный" слой; 7 — "базальтовый" слой; 8 — глубинные разломы; 9 — предполагаемые каналы; 10 — гипоцентры землетрясений

ская — 23%, Сурхандарьинская — 20%) недостаточно для объяснения наблюдаемого минимума, что, вероятно, связано с более холодным состоянием недр во впадинах вообще.

Наиболее горячие участки земной коры расположены в зонах глубинных разломов, которые характерно проявились на стадии орогенической активизации. Зоны температурных аномалий в разломах развиты на участках с наибольшей проницаемостью. Термодинамическая обстановка в этих участках (каналах) способствует подъему теплового фронта из низов коры и верхней мантии. Существенную роль при этом играет тепломассоперенос. Горячие участки обнаружены в зонах Северо- и Южно-Ферганского, Транс-Иссыккульского, Гиссаро-Кокшаальского, Кугитанг-Бабатагского, Караиль-Лянгарского, Прикопетдагского глубинных разломов. Появление этих аномалий можно, вероятно, рассматривать как авангард теплового фронта, возникшего в верхней мантии [Зуев и др., 1977].

Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии вдоль профиля Арысь—Ош—Каракуль—Зоркуль (по данным И.Н. Новосельского) приведен на рисунке. В целом электрические сопротивления вдоль разреза характеризуются низкими значениями (десятки, реже сотни омов на 1 м). Лишь в области широкого развития магматических пород (Курама) эти сопротивления достигают нескольких тысяч омов на 1 м. Причины низких значений электрических сопротивлений земной коры и верхней мантии Памира и Тянь-Шаня пока неясны. Вероятно, они связаны с активными горообразовательными процессами.

Поле силы тяжести Памира и Тянь-Шаня характеризуется интенсивнейшим минимумом в редукции Буге (см. рисунок), связанным, с одной стороны, с общим утолщением земной коры орогенической области, с другой — с разуплотнением пород верхней мантии (астеносфера). Глубины зоны разуплотнения, по гравиметрическим материалам [Пак и др., 1974], 80—120 км, что в целом не противоречит сейсмическим данным о положении астеносферного слоя [Рябой, 1979].

Таким образом, геофизические данные указывают на то, что орогеническая область Памира и Тянь-Шаня в целом характеризуется увеличенной мощностью земной коры, дифференцированной по ее толщине в областях поднятий и депрессий, за счет, главным образом, "базальтового" слоя [Хамрабаев и др., 1980]. Совокупность данных структурной сейсмологии, гравиметрии и ГМТЗ дает согласованный результат о наличии здесь хорошо развитой астеносферы, состоящей скорее всего, из нескольких слоев (полиастеносфера [Тараканов, Левый, 1967]). Широкое развитие краевых глубинных разломов на границе поднятий и депрессий, проникающих в верхнюю мантию, в целом характеризует тектоносферу как область, обладающую блоковой структурой.

Обратимся теперь к горообразованию как геологическому процессу. Разрабатываемая модельная схема прежде всего должна объяснить причину интенсивных дифференцированных движений дневной поверхности, с чем связано утолщение земной коры в поднятиях и сокращение ее мощности во впадинах.

При построении модели мы придерживались основных положений работ В.В. Белоусова [1975, 1978]. Основным источником новейших горообразовательных процессов является "возбужденная" астеносфера. Ее воздействие на литосферу и приводит к горообразовательному режиму. Однако, на наш взгляд, это воздействие не прямое. Для объяснения особенностей структуры орогена необходимо предположить наличие промежуточного буферного "слабого" ("базальтового") слоя, в котором происходит перераспределение вещества по типу вертикального раздавливания [Тетяев, 1934; Белоусов, 1948]. Относительно структуры тектоносферы мы исходили в основном из представлений С.И. Субботина [1979], рассматривавшего тектоносферу как внешнюю твердую оболочку планеты, состоящую из множества блоков разного порядка, различающихся по физическим параметрам. В этой схеме вопрос о роли "базальтового" слоя в новейшем горообразовании нуждается в специальном обосновании; для этой цели мы предприняли математическое моделирование.

Рассматривая глубинные процессы, мы сталкиваемся с ненаблюдаемыми явлениями, отголоски которых в виде тектонических движений проявляются на поверхности Земли. Если рассматривать вопрос с точки зрения чисто тектонических явлений, то в конечном счете глубинные процессы можно представить в виде расширения и сжатия определенных объемов земной коры и верхней мантии вследствие физико-химических усло-

вий [Субботин, 1979] или перетекания веществ. Необходимо оценить роль этих явлений в глубинных процессах.

Совокупность материалов по гравиметрии, МТЗ и структурной сейсмологии указывает, что в основе горообразования лежат процессы в "возбужденной" астеносфере. Однако рассматривать расчленение на крупные зоны поднятий и депрессий как результат крупноблоковых движений литосферы не представляется возможным. Дело в том, что с этим расчленением хорошо коррелирует "базальтовый" слой: в зонах поднятий "базальтовый" слой утолщен, и, наоборот, в депрессиях он более тонкий. При объяснении этого явления преобразованием вещества "горячим" способом в зонах поднятий кора имела бы максимум теплового потока, а в депрессиях — минимум. Однако максимальные тепловые потоки наблюдаются, как правило, в зонах глубинных разломов. Поэтому мы разрабатывали модель, исходя из "холодного" способа. Предполагаем, что дифференциация по мощности "базальтового" слоя обеспечивается, с одной стороны, перетеканием вещества внутри слоя и, с другой, — поступлением продуктов дифференциации по зонам разломов (каналам). Возможность горизонтального перераспределения веществ "базальтового" слоя мы проверили на математической модели.

Земная кора моделировалась двухслойной вязкой несжимаемой жидкостью, покоящейся на жестком основании верхней мантии. Ставилась задача: зная закон движения основания, определить форму всех вышележащих границ в любой момент времени. Движение вязкой жидкости описывается уравнением Навье—Стокса. Для заданной двухслойной среды имеем систему уравнений второго порядка. Общее решение пока не найдено, однако для некоторых частных видов уравнений имеются решения. Так, В.Б. Занемонец и др. [1976] приводят такое решение в приближении теории смазочного слоя для линейного относительно времени закона движения фундамента. Для поставленных нами целей необходимо было получить решение при произвольном законе движения основания. Такое решение найдено [Пак, Пак, 1982]. Уравнение верхней z^* , средней z_* и нижней z_{**} границ имеют вид

$$z^*(x, t) = \bar{z}^* + \sum_{k=1}^N t^k \sum_{j=1}^M H_{kj} \left[C_1 F\left(k, \frac{x - Q_j}{\sqrt{Q_1 t}}\right) - C_2 F\left(k, \frac{x - Q_j}{\sqrt{Q_2 t}}\right) \right],$$

$$z_*(x, t) = \bar{z}_* + \sum_{k=1}^N t^k \sum_{j=1}^M H_{kj} \left[C_3 F\left(k, \frac{x - Q_j}{\sqrt{Q_2 t}}\right) - C_4 F\left(k, \frac{x - Q_j}{\sqrt{Q_1 t}}\right) \right],$$

$$z_{**}(x, t) = \bar{z}_{**} + \sum_{k=1}^N t^k \sum_{j=1}^M H_{kj} h(x - Q_j),$$

где \bar{z}^* , \bar{z}_* , \bar{z}_{**} — средние значения верхней, средней и нижней границ, t — время, H_{kj} — коэффициенты, F — функция Лапласа, Q_j — абсцисса координат уступа, h — ступенчатая функция, $C_1 - C_4$, Q_1 , Q_2 — константы.

По описанному алгоритму была составлена программа на ЭВМ БЭСМ-6. Для расчетов подобрана модель со следующими параметрами: $\rho_0 = 2,7$ г/см³, $H = 50$ км, $\rho_1 = 2,9$ г/см³, $\mu = 10^{22}$ П, $L = 5000$ км, $t = 1-4$ млн. лет, $u_1 = 10^{19} - 10^{23}$ П.

Эти модельные расчеты в основном подтвердили возможность горизонтального перераспределения вещества "базальтового" слоя, связанного с неравномерным давлением воздымающихся блоков верхней мантии.

Так как в данной модели не учтены изостатические силы тяжести, пришлось применить следующий прием. Этапы воздымания и изостатического выравнивания были разделены во времени. На этапе воздымания происходит поднятие блоков верхней мантии. За счет резкого возрастания избыточного давления вязкость "базальтового" слоя уменьшается. Проседание же блоков на следующем этапе изостатического выравнивания осуществляется в условиях, близких гидростатическому давлению, поэтому вязкость "базальтового" слоя принимает в это время первоначальное значение. Найти решение задачи с переменной во времени вязкости весьма сложно, поэтому в данной модели нам пришлось использовать уже имеющееся решение. Заметим, что увеличение времени подъема t и постоянная вязкость слоев эквивалентны случаю, когда осуществляется подъем за время t при более низких значениях вязкостей. Воспользовавшись этим обстоятельством, можем моделировать горообразование поступательно-возвратным движением блоков мантии. Полученная картина близка к наблюда-

даемой на Памире и Тянь-Шане. Таким образом, главную роль в исследуемом механизме играет вертикальное раздавливание, связанное с восходящим движением блоков верхней мантии и приводящее к перераспределению материала в "базальтовом" слое, которое осуществляется в поле изостатических сил.

Теперь обратимся к возможной роли верхней мантии при новейших горообразовательных процессах. Здесь важно отметить результаты исследования Памиро-Гиндукушской фокальной зоны [Гольдвирт и др., 1982]. Эксперимент заключался в следующем. Вкрест простирания зоны вдоль Восточно-Памирского профиля были зарегистрированы колебания ряда глубокофокусных землетрясений. По кажущейся скорости в зоне выхода сейсмического луча найдены значения эффективной скорости прохождения сейсмических волн в среде выше очага землетрясения. В результате отмечена низко-скоростная область, совпадающая с фокальной зоной Памиро-Гиндукушских глубокофокусных землетрясений¹.

Если верхняя мантия сопредельных территорий характеризуется нормально возрастающей скоростью с глубиной, то в фокальной зоне отмечены весьма низкие ее значения (7,2 км). Это может свидетельствовать о том, что Памиро-Гиндукушская фокальная зона служит субвертикальным каналом повышенной проницаемости, по которому происходит подъем базальтоидных дифференциатов верхнемантийного вещества.

По пониженным значениям скоростей сейсмических волн на Памире выделено два астеносферных слоя: первый — на глубине 120, второй — 240 км [Хамрабаев, 1980].

Интересным фактом является фиксация динамически четко выраженных отраженных горизонтов в верхней мантии [Эргешев, Каримова, 1982]. На наш взгляд, этот факт можно трактовать как расслоенность отдельных горизонтов мантии в результате неоднократно горизонтального перетекания вещества.

Попытаемся увязать данную модель с процессами в верхней мантии. Как уже отмечалось, Памиро-Гиндукушская фокальная зона, вероятно, служит каналом, вдоль которого происходит подъем верхнемантийных дифференциатов. Однако подобные зоны на общей площади занимают незначительное место и располагаются они преимущественно в пределах области развития альпийской складчатости. На огромных пространствах Центрально-Азиатского горного пояса глубокофокусных землетрясений мы не наблюдаем, но горообразование проявилось весьма интенсивно.

Исследованиями Ю.Н. Зуева и др. [1977] было показано, что для Тянь-Шаня области повышенного теплового потока приурочены к зонам глубинных разломов. Можно предположить, что эти зоны являются теми каналами, по которым идет поступление верхнемантийного вещества или его дифференциатов. Отсутствие здесь глубокофокусных землетрясений можно объяснить небольшими скоростями движения их вещества.

В целом модель процесса новейшего горообразования представляется в следующем виде. "Возбужденная" астеносфера, расширяясь, выталкивает вверх осложненную глубинными разломами верхнюю мантию. По некоторым ослабленным зонам (каналам) более легкие пластичные флюидные дифференциаты прорывают мантию и, проникая в земную кору снизу, наращивают ее. Возникающая в результате "возбуждения" неустойчивость астеносферы приводит к дифференцированным движениям блоков системы.

В результате в более пластичном "базальтовом" слое возникнут 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 и ранее поднимающиеся блоки мантии начнут оседать, опущенные — подниматься. Полагаем, что эти поступательно-возвратные движения в процессе горообразования осуществлялись неоднократно, обусловив ритмичность в строении кайнозойских моласс. В результате этого процесса в областях приподнятых блоков мантии на дневной поверхности образуются впадины, а в опущенных — земная кора воздымается и становится ареной интенсивных эрозионных процессов.

¹ По телесеизмическим данным [Винник и др., 1973], указанная зона, напротив, характеризуется повышенными скоростями. — *Примеч. ред.*

Таким образом, тектоносферу Памира и Тянь-Шаня можно представить себе как крупноблоковую структуру [Субботин, 1979], скорее всего каркасную [Щеглов и др., 1972], где перераспределение материала происходило по субгоризонтальным и субвертикальным зонам повышенной проницаемости.

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. Приведена общая схема строения тектоносферы по данным комплексных геолого-геофизических исследований, проводившихся по международному Памиро-Гималайскому проекту.

2. Сделана попытка разработки модели новейшего горообразовательного процесса путем комплексирования результатов геофизических исследований с неотектоническими и с привлечением механического моделирования.

3. Дано одно из возможных объяснений характерных особенностей строения и развития Памира и Тянь-Шаня на основе представлений о преобладающем влиянии на горообразовательный процесс вертикальных тектонических движений.

ABSTRACT

The tectonosphere of the Pamirs and Tien Shan is a largeblock structure where the material is redistributed along subvertical channels and subhorizontal asthenozones. The basic features of the structure and peculiarity of the development of the Pamirs and Tien Shan seem to be caused by the domination of vertical tectonic movements.

ЛИТЕРАТУРА

- Артошков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
- Белоусов В. В. Общая геотектоника. М.: Л.: Госгеолгиздат, 1948. 600 с.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
- Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
- Белоусов В. В., Беллевский Н. А., Борисов А. А. и др. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань—Памир—Каракорум—Гималаи. — Сов. геология, 1979, № 1, с. 1—23.
- Беллев В. И. Теория сложных систем. Киев: Наук. думка, 1978. 156 с.
- Винник Л. П., Лукк А. А., Мирзакурбанов М. Количественный анализ скоростных неоднородностей верхней мантии Памиро-Гиндукуша. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 5, с. 3—16.
- Гольдберг Э. А., Пак В. А., Таль-Вирский Б. Б. Результаты регистрации проходящих волн от Памиро-Гиндукушских глубокофокусных землетрясений. — В кн.: Памиро-Гималаи: Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1982, с. 64—70.
- Занемонец В. Б., Михайлов В. О., Мясников В. П. Механическая модель образования глыбовой складчатости. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 10, с. 13—21.
- Захаров С. А. О природе Памиро-Пенджабского синтаксиса. — В кн.: Тектоника: Геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 198—205.
- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
- Зув Ю. Н., Таль-Вирский Б. Б., Мэгдиев Р. А. Глубинный тепловой поток и некоторые его источники. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 134—151.
- Костенко Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
- Кухтиков М. Н., Виниченко Г. П. Краевые долгоживущие разломы Памира. Душанбе: Дониш, 1977. 167 с.
- Николаев П. Н. К вопросу о механизме деформации земной коры и верхней мантии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, № 1, с. 26—43.
- Пак В. А., Пак В. В. Тектоносфера Памира и Южного Тянь-Шаня. — В кн.: Магматизм и глубинное строение земной коры Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982, с. 69—88.
- Пак В. А., Роз Н. К., Шманенко Ю. С. Гравимагнитное поле Узбекистана в связи со строением земной коры (Срединный Тянь-Шань). — В кн.: Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974, с. 66—81.
- Паталаха Е. И., Чабдаров Н. М. Условия образования рельефа Северного Тянь-Шаня и вероятный механизм процесса. — В кн.: Сейсмоструктура некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 80—90.
- Пейве А. В., Суворов А. И., Буртман В. С., Руженцев С. В. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез: 22-я сес. Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов. М.: Недра, 1964, с. 156—172.
- Полов В. И., Таль-Вирский Б. Б., Попов А. И. Трансзиатский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент: Фан, 1978. 167 с.
- Ранцман Е. Я. Новейшая и современная тектоника сейсмических районов Средней Азии по геоморфологическим наблюдениям. — В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 135—149.

- Рябой В.З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М.: Недра, 1979. 246 с.
- Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
- Субботин С.И. Вопросы гравиметрии, исследования земной коры и мантии, теория тектогенеза. — Избр. тр. Киев: Наук. думка, 1979. 473 с.
- Тараканов Р.З., Левый Н.Б. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным. — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 3, с. 571—574.
- Тетяев М.М. Основы геотектоники. Л.: ГОНТИ, 1934. 288 с.
- Уломов В.И. Динамика земной коры и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974. 215 с.
- Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во внутренней Азии. — Геотектоника, 1965, № 4, с. 3—14.
- Хаин В.Е. От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза. — Геотектоника, 1978, № 3, с. 3—25.
- Хаин В.Е. Орогенез и тектоника плит. — В кн.: Тектоника, геология альпид "тетисного" происхождения. М.: Наука, 1980, с. 5—14.
- Хамрабаев И.Х. Стрoение земной коры Западного Памира по комплексным геолого-геофизическим данным по профилю Гарм—Калаи—Хумб—Хорог—Ишкaшим. — Узб. геол. журн., 1980, № 5, с. 47—51.
- Хамрабаев А.Х., Бутовская Е.М., Пак В.А. и др. Главнейшие особенности строения тектоносферы Памира и Южного Тянь-Шаня в свете новых геофизических и геологических данных. — В кн.: Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Киев: Наук. думка, 1980, с. 147—159.
- Чедия О.К. От Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим. Т. 1. 1971. 331 с.; Т. 2. 1972. 225 с.
- Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 223 с.
- Щедров А.П., Иванкин П.Ф., Фотиади Э.Э. Модели тектоносферы подвижных поясов. — В кн.: Тектоника. М.: Наука, 1972, с. 76—80.
- Эргешев Т.Э., Каримова Г.Г. Профильные сейсмические наблюдения. — В кн.: Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1982, с. 113—114.

УДК 550.83:551.241(235.211/216—13)

**Е.М. Бутовская, В.П. Суров, Т.Э. Эргешев, Х.А. Атабаев,
А.Т. Дуркин, Л.М. Фихиева, В.И. Рубайло, С.А. Алиев,
Г.К. Дубровин, Г.Г. Каримова, Н.А. Фердман**

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПАМИРА И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ

Имеются многочисленные публикации, освещающие глубинное строение орогенических областей Тянь-Шаня, Памира и Гиндукуша [Косминская и др., 1958; Крестников, Нерсесов, 1962; Кулагина, 1971; Булин, 1972; Сейсмические..., 1977].

Ниже излагаются результаты сейсмологических работ по двум протяженным профилям, пересекающим территорию Памира: Восточно-Памирскому и Западно-Памирскому.

На восточном профиле Узген-Сарыташ—оз. Каракуль—оз. Зоркуль—Нагна-Парбат—Сринагар протяженностью более 1000 км исследования по глубинному сейсмическому зондированию проводились в течение 1973—1975 и 1978 гг. при помощи большого количества одновременно действующих станций типа "Земля" и "Марс", расположенных через 6—8, иногда — 10—15 км. Дополнительные исследования ГСЗ на участке Мургаб—оз. Зоркуль в 1978 г. проводили: Институт геологии и геофизики (ИГГ) АН УзССР, Институт геологических наук (ИГН) КазССР, Южно-Таджикская геофизическая экспедиция Управления геологии ТаджССР на пяти стоянках при помощи трех 48-канальных станций "Поиск-КМПВ" с шагом 200 м между сейсмоприемниками, что позволило расшифровать структуру волновых полей территории Памира и Гиндукуша, зарегистрированных из ПВ оз. Каракуль и оз. Санго-Сар (вблизи Нанга-Парбата).

До 1973 г. сейсмические данные о глубинном строении Памира представлены следующими работами.

1. Работами ГСЗ, проведенными И.П. Косминской и др. [1958], и переинтерпретированными Ф.Х. Зуннуновым [1976]. Наблюдения были выполнены на профиле Кабутхауз—Сарыташ. Глубина границы М вдоль профиля менялась от 70 км под хребтом Петра Первого до 60—65 км в районе Сарыташа.

2. Сейсмическими исследованиями В.Н. Крестникова и И.Л. Нерсесова [1962], в ре-

зультате которых построена схема рельефа поверхности М для Северного и Центрального Памира.

3. Исследованиями М.В. Кулагиной [1971], базирующимися на площадной сейсмологической съемке. Глубины основных границ раздела (кровля "гранита", граница М) и конфигурация их изолиний почти совпадают с найденными в настоящем исследовании.

4. Работами Н.К. Булина [1972] методом МОВЗ была определена сравнительно очень небольшая глубина $H_M = 45-50$ км.

Наблюдения по Западному и Восточному Памирским профилям в период 1974–1978 гг. проведены в процессе выполнения Памиро-Гималайского проекта. Изучались записи взрывов и землетрясений. Частично использовались материалы наблюдений Таджикского Института сейсмологии и сейсмостойкого строительства (ТИССС), Комплексной сейсмологической экспедиции Института физики Земли АН СССР (КСЭ ИФЗ) за период 1957–1972 гг. При этом анализировались записи стационарной и экспедиционных сетей станций, установленных в пределах Памирской горной системы и на прилегающих к Памиру участках.

По зоне перехода к Южному Тянь-Шаню, помимо регистрации взрывов, осуществленных в процессе работ Памиро-Гималайского проекта, имелся огромный материал наблюдений стационарной и экспедиционных сетей над мощными промышленными взрывами и землетрясениями.

Записи в этом случае велись аппаратурой общего типа СМР (частотная характеристика столбообразная в интервале $T = 0,3-10,0$ с и $0,1-3,5$ с соответственно) или ВЗГИК ($T = 0,05-1,2$ с). Для мощных взрывов были известны времена в очаге с точностью до сотых долей секунды и координаты очагов с точностью до десятков и сотен метров. Из всей массы землетрясений отбирались только те, которые относились по точности определения координат к классу *a*. При таком классе точности очаг попадает в эллипсоид с осями линейных размеров 2–3 км, время в очаге определяется с ошибкой $\delta t_0 = \pm 0,2-0,3$ с при доверительном уровне $P \approx 95\%$.

Для характеристики строения коры изучаемой территории в настоящее время накоплен материал, содержащий около четырех тысяч точек. Из них непосредственно к территории Памира относятся только 600–700 точек.

На рис. 1 представлена система станций и эпицентров взрывов и землетрясений, данные которых использованы для изучения глубинного строения коры Памира и зоны перехода к Южному Тянь-Шаню.

Для обработки материалов использовались различные подходы.

1. Метод последовательных приближений построения осредненных скоростных разрезов с переходом к полю скоростей [Бутовская и др., 1971, 1974, 1977].

2. Изучение особенностей поля времен (сейсмических аномалий по терминологии В.И. Уломова). Метод модифицирован нами с учетом наличия рефракции в слоях земной коры и блокового строения коры. В.А. Пак сходный метод применял для определения глубины залегания границы Мохоровичича по особенностям времен пробега от очагов глубоких Памиро-Гиндукушских землетрясений.

3. Частичное использование поля обменов (*PS* и *SP*), МОВЗ [Бутовская, 1952; Булин, Сытин, 1951; Померанцева, Мозженко, 1977].

4. Изучение времен пробега волн, преломленных и отраженных от различных границ раздела в земной коре, а также поля проходящих волн.

5. Использование динамических характеристик сейсмических волн. Если по кинематическим признакам был известен осредненный разрез земной коры, вычислялись амплитудные кривые первых вступлений волн различного типа. Для этого использовались расчеты теории, разработанной Г.И. Петрашением [1952], и программа Т.Б. Яновской [1963]. Затем рассчитанные амплитудные кривые (их условно называем теоретическими) сравнивались с экспериментальными данными. Совпадение теоретических и экспериментальных амплитудных кривых считалось критерием объективности данных об осредненном скоростном разрезе. Некоторые расхождения, которые отмечались на отдельных участках кривых, использовались для уточнения и детализации осредненного скоростного разреза.

6. Комплексирование данных ГСЗ и площадной сейсмологической съемки. Степень объективности полученных моделей проверялась решением прямой задачи для волн первых и последующих вступлений и сравнением экспериментальной волновой картины с расчетными данными в дискретных точках волнового поля. Метод применен к

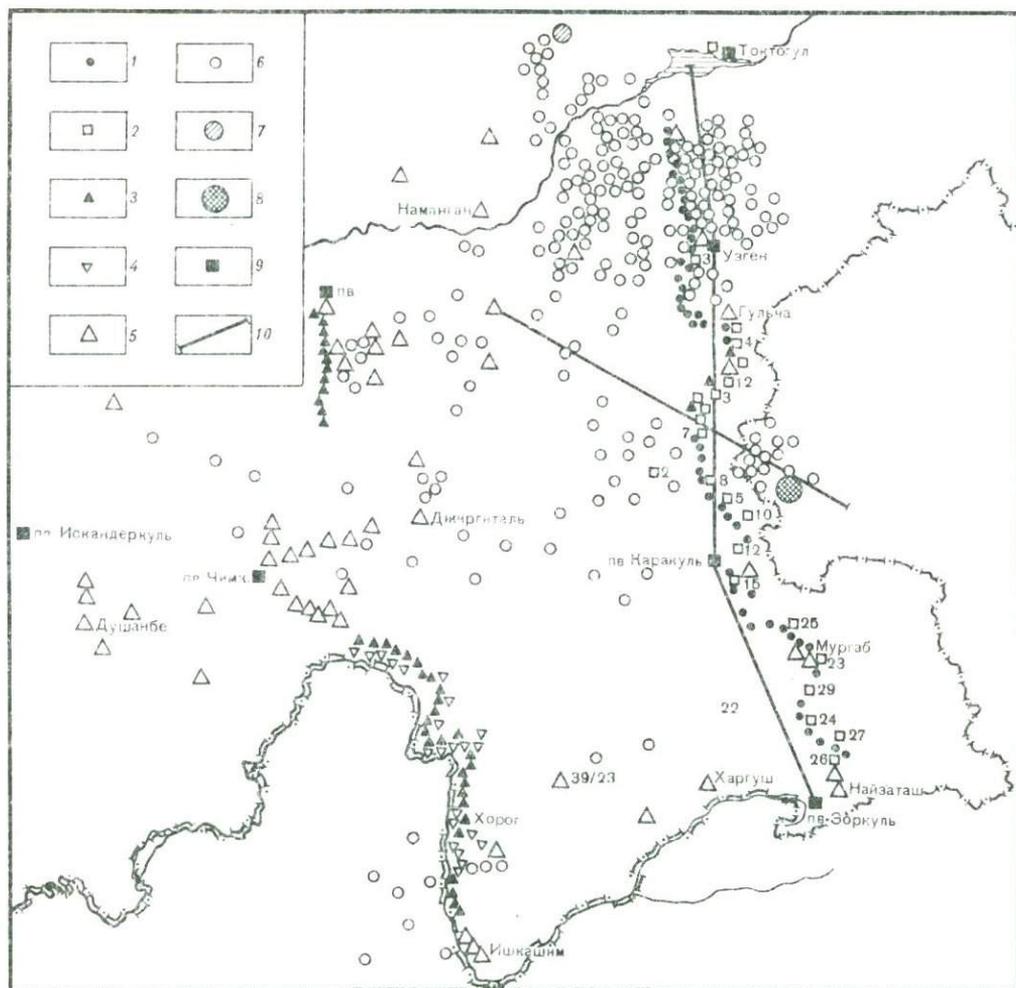


Рис. 1. Карта-схема расположения сейсмических станций и эпицентров землетрясений, данные которых использовались для изучения глубинного строения коры Памира и прилегающих участков

1–4 – сейсмические станции “Земля”, наблюдавшие вдоль Восточно-Памирского профиля: 1 – в 1973–1974 гг., 2 – в 1975 г., 3 – в 1977 г., 4 – в 1978 г.; 5 – экспедиционные и стационарные сейсмические станции, оборудованные аппаратурой ВЭГИК, СМР или СМ-3; 6–8 – эпицентры землетрясений: $K = 10–13$ (6), $K = 14$ (7), $K = 16–17$ (8); 9 – пункты взрыва; 10 – районы расположения сейсмических разрезов

другим профилям (Фараб–Тамдыбулак, Ленинабад–Караунгур) и в настоящее время использован для проверки картины распределения скорости вдоль участков Восточно-Памирского блока. Совпадение вычисленных и экспериментальных времен пробега для первых двух профилей оказалось очень хорошим, коэффициент корреляции $r = 90\%$. Результаты, полученные по методам 1, 2, 3, 5, остались почти без изменения после проверки картины скоростей расчетом прямой задачи.

Отметим, что при построении осредненных скоростных разрезов методами последовательных приближений и поля скоростей мы опирались на кинематические годографы первых вступлений. При этом выявлено, что волны, соответствующие земной коре, являются рефрагированными. Волна $P_{пр}^M$, очевидно, тоже отмечена рефракцией, но настолько слабой, что ее можно рассчитывать как головную.

Перейдем к конкретному описанию методики исследований и результатов, полученных при сейсмологической площадной и профильной съемках на Памире и в зоне перехода к Южному Тянь-Шаню.

Восточно-Памирский профиль

Построение двухмерной модели в южной части профиля началось с изучения годографов первых вступлений по записям взрывов, приведенным в работе С.А. Алиева и др. [Сейсмические. . . , 1977]; использованы данные, полученные в 1973–1975 гг. Весь профиль был разделен на ряд отрезков и для каждого построен экспериментальный годограф по данным взрывов. Рассчитаны схемы экспериментальных годографов, т.е. система кривых, осредняющих экспериментальные точки. Используя схемы, мы решали обратные задачи. Для каждого участка находился осредненный скоростной разрез. Скоростные разрезы для некоторых пунктов взрыва приведены на рис. 2. Из рис. 2 видно, что по годографам первых вступлений преломленных волн информация о скоростях на разных участках профиля получена до глубин 13–24 км. Для восстановления модели среды на больших глубинах использовались данные о временах вступления отраженных волн, связанных с границами в земной коре и с границей М. Особенно надежные сведения о мощности земной коры и о средних скоростях в ней были получены для участка Каракуль–Узген, где имелись взаимно увязанные годографы отраженных волн $P_{отр}^M$.

С использованием всей имеющейся информации о скоростях и данных о конфигурации границы М, полученных по проходящим волнам от глубоких землетрясений из Памиро-Гиндукушской эпицентральной зоны, был составлен скоростной разрез и рассчитаны годографы начального приближения с градацией по глубинам $\Delta h = 5$ км, которые использовались для определения параметров гипоцентров землетрясений, зарегистрированных на исследуемой территории в 1973–1975 гг. В результате были получены экспериментальные годографы первого приближения для глубин очагов $h = 5, 10, 15, 20$ км. Совместная обработка кинематических годографов при взрывах и землетрясениях дала возможность построить вдоль отдельных участков профиля второе приближение скоростной модели.

На рис. 3 и 4 приведено сопоставление экспериментальных и теоретических годографов для землетрясений с глубиной очага $h = 5, 10$ км, а на рис. 5 даны осредненные скоростные разрезы второго приближения для различных участков профиля. Сводный сейсмический разрез на участке Узген–Ош–Каракуль–Зоркуль построен путем обобщения сведений, полученных по данным взрывов, землетрясений с различными глубинами очагов и по данным проходящих волн от глубоких землетрясений (рис. 6). Скоростной разрез вдоль профиля на участке Токтогул–Узген–Ош получен по материалам многолетних наблюдений над взрывами и землетрясениями за 1957–1973 гг. [Бутовская и др., 1974] и по данным наблюдений вдоль профиля в 1973–1978 гг. При построении сводного разреза были также широко использованы результаты наблюдений над обменными волнами, зарегистрированными от далеких и местных глубокофокусных землетрясений на станциях типа “Земля”. В целом они дали картину, не противоречащую разрезу, построенному по другим данным, и позволили на отдельных участках получить дополнительную информацию о конфигурации границ.

Глубинные разломы, отмеченные на разрезах (см. рис. 6), выделены по кинематическим годографам, по резкому смещению обменнообразующих границ, по наличию гравитационных ступеней и градиентных зон магнитных аномалий, а также по данным геологической съемки по профилям.

Необходимо отметить, что в 1981 г. была проведена переинтерпретация материалов по профилю Нанга-Парбат–Токтогул с привлечением полученных к этому времени дополнительных сведений по взрывам и землетрясениям [Бутовская и др., 1982]. Результативный двухмерный скоростной разрез вдоль профиля проверялся путем сопоставления рассчитанных для всех пунктов взрывов кинематических годографов рефрагированных и отраженных волн с экспериментальными. В случае существенных расхождений ($\delta t > 0,5$ с) проводилась коррекция разреза, улучшающая сходимость. Можно констатировать, что обобщенный скоростной разрез, приведенный на рис. 6, в принципе не противоречит экспериментальному волновому полю.

Исследования динамики сейсмических волн, направленные на уточнение моделей, полученных по кинематическим данным, были затруднены тем, что для этой цели мы смогли использовать только немногочисленные записи аппаратуры СМР и ВЭГИК с известными амплитудно-частотными характеристиками. Данные станций “Земля” и “Черепаха” (см. ниже) из-за отсутствия калибровочных устройств могли быть исполь-

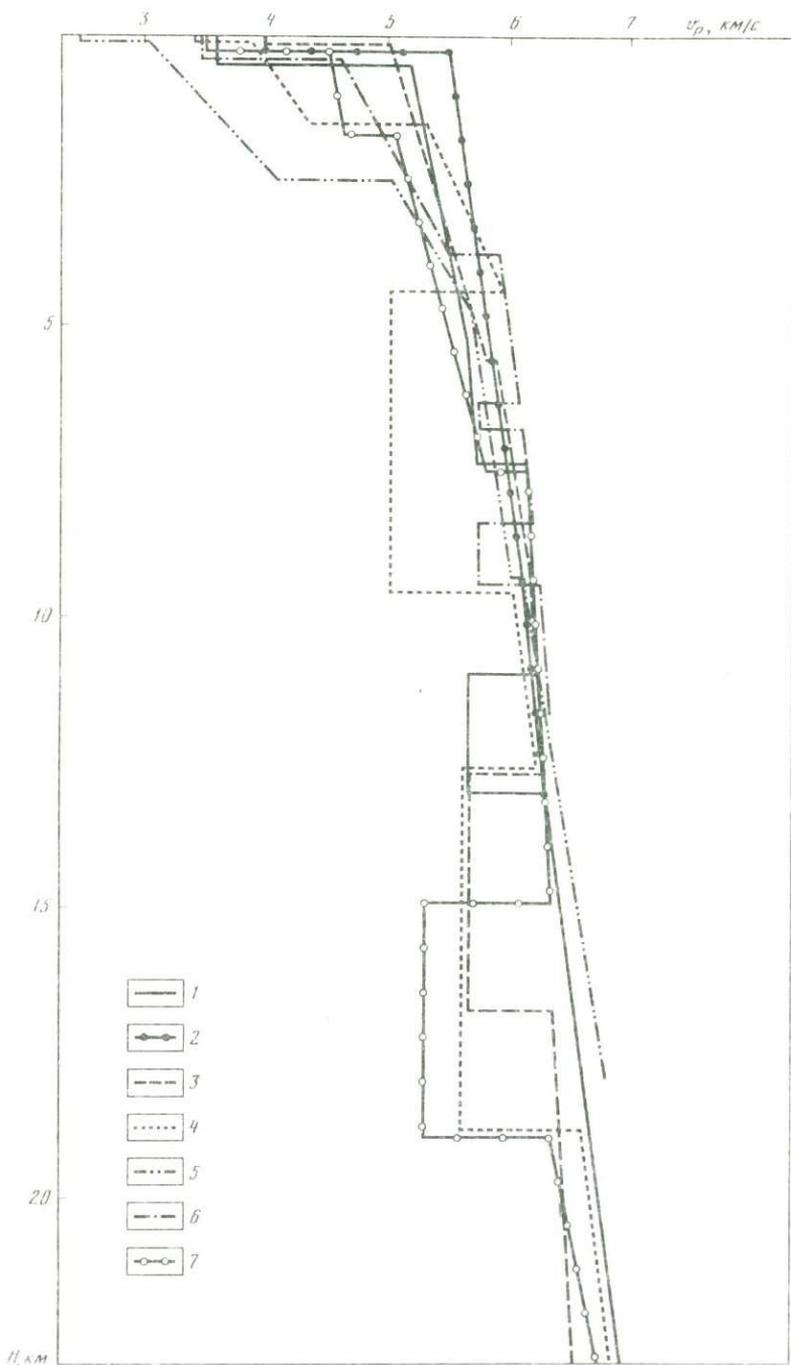


Рис. 2. Скоростные колонки, полученные решением обратной задачи по годографам первых вступлений продольных волн для отдельных ПВ на Восточно-Памирском профиле

1 — ПВ Зоркуль (северная ветвь); 2 — ПВ Рангкуль (северная ветвь); 3 — ПВ Каракуль (южная ветвь); 4 — ПВ Каракуль (северная ветвь); 5 — ПВ Сарыташ (северная ветвь); 6 — ПВ Чигирчик (южная ветвь); 7 — ПВ Узген (южная ветвь)

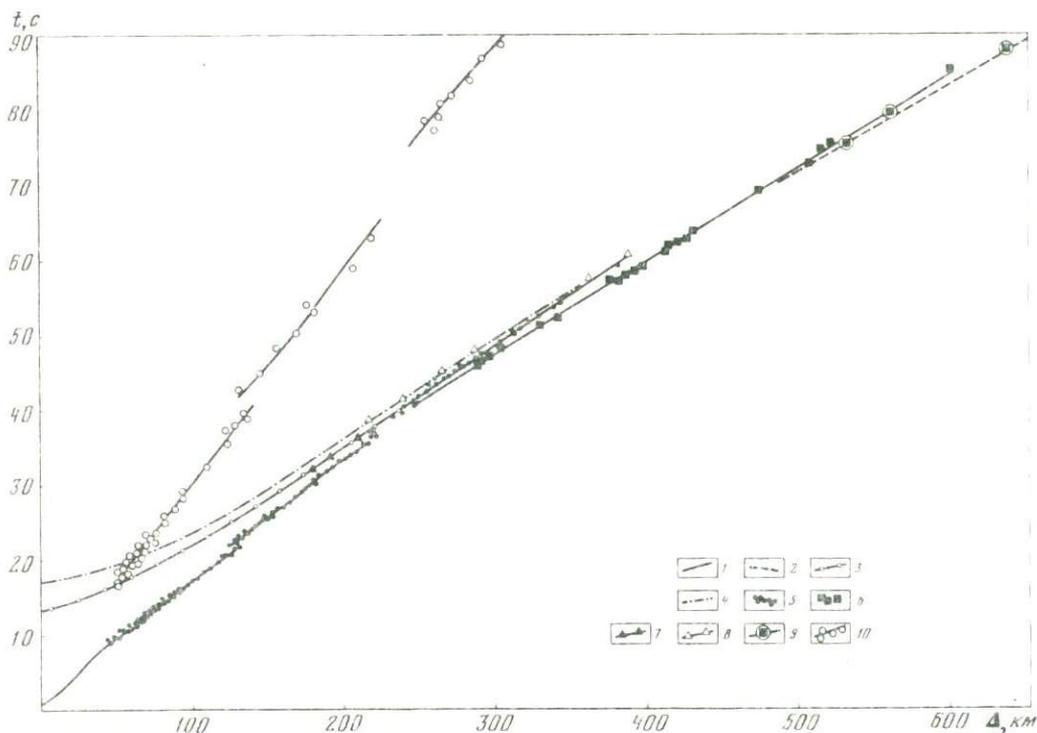


Рис. 3. Сопоставление теоретических годографов волн P различного типа с экспериментальными данными и экспериментальный годограф волн S (Памиро-Алайский блок, $h = 5$ км)

1-4 — теоретический годограф волн: рефрагированных через кору и квазиголовной волны P^M (1), мантийной волны (2), волны отраженной от изоповерхности $v_p = 6,9-7,2$ км/с (3), волны, отраженной от границы M (4); 5-10 — экспериментальные точки волн: рефрагированных через кору (5), волны P^M (6), волны, отраженной от изоповерхности $v_p = 6-9, 7, 2$ км/с (7), волны, отраженной от границы M (8), мантийных волн (9), точки, соответствующие поперечным волнам S , с системой осредняющих их кривых (10)

зованы только для косвенных исследований динамики сейсмических волн, состоящих в том, что мы попытались изучать динамику волн последующих вступлений, нормированных по отношению к волнам первых вступлений. Динамический годограф первых вступлений продольных волн в абсолютных значениях амплитуд построен только для взрыва из ПВ Каракуль (рис. 7). На рис. 8 дается сопоставление экспериментальных и рассчитанных отношений амплитуд волн, отраженных от некоторых промежуточных границ раздела, к амплитудам волн первых вступлений для землетрясений Памиро-Алая ($h = 10$ км). Совпадение рассчитанных амплитудных кривых с экспериментальными данными оказалось вполне удовлетворительным, что свидетельствует о достаточной обоснованности наших построений.

Западно-Памирский профиль

На Западно-Памирском профиле сейсмические наблюдения велись в течение 1977-1978 гг. при помощи станций типа "Земля" (ИГГ АН УзССР) и "Черепаша" (Ферганская геофизическая экспедиция Объединения "Узбекгеофизика", Южная геофизическая экспедиция Управления геологии ТаджССР, Институт геологии АН АзССР) в интервале Наукат (Коканд) — Ворух — Гарм — Калаи-Хумб — Хорог — Ишкашим. Станции записи устанавливались с шагом 4-8 км (редко — более 10 км). Взрывы проводились из шести пунктов (Наукат, Чашмаисангок, Султанабад, озера Каракуль, Искандеркуль и Санго-Сар). Два первых пункта находились в створе профиля, что дало возможность получить встречные и нагоняющие годографы на участке Наукат — Калаи-Хумб. Кроме того,

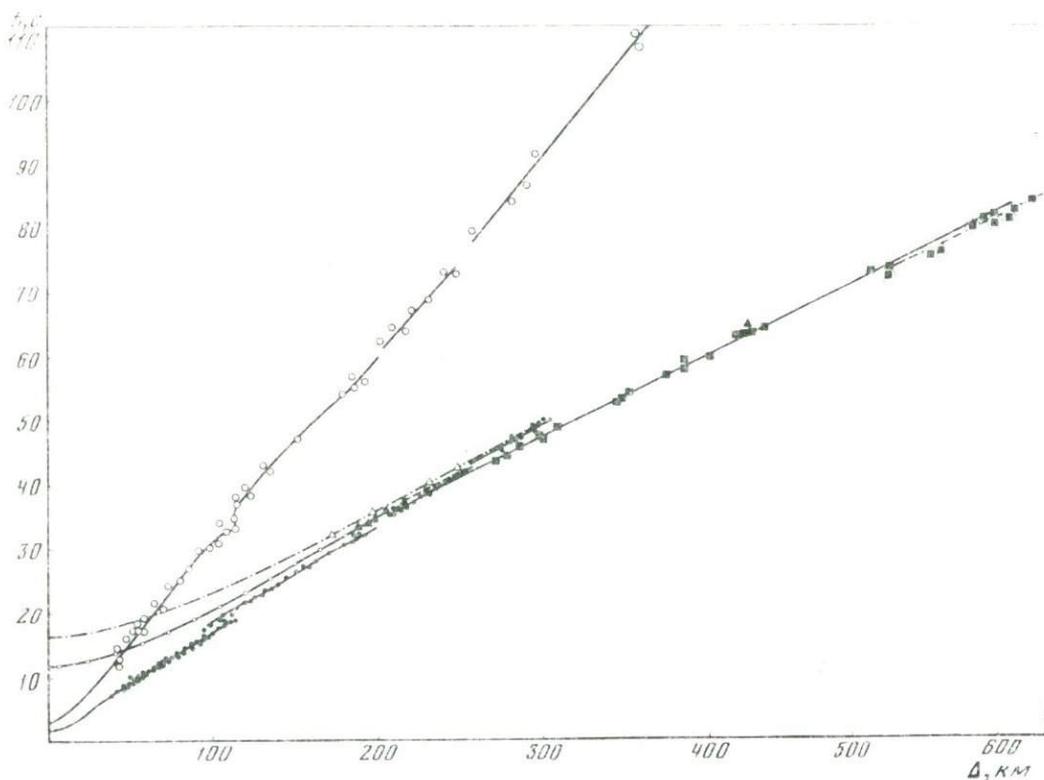


Рис. 4. Сопоставление теоретических годографов волн P различного типа с экспериментальными данными и экспериментальный годограф волн S (Памиро-Алайский блок, $h = 10$ км)
Условные обозначения см. на рис. 3

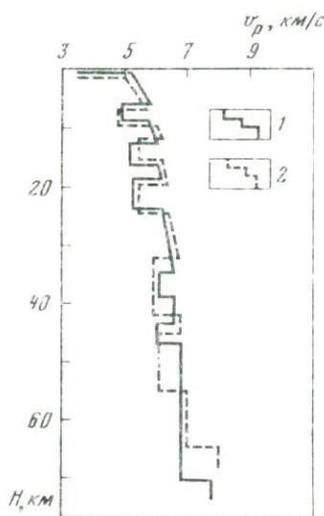


Рис. 5. Осредненные скоростные разрезы при очагах в Памиро-Алае, пункты наблюдения в пределах Памира и на прилегающих участках
1 — очаг в Алайской долине, станции на севере, северо-востоке и западе; 2 — очаг в Алайской долине, станции на юге и юго-западе или на южном борту Ферганской депрессии

для участков Калаи-Хумб—Ванч и Рушан—Бартанг система наблюдений позволила получить продольные годографы из ПВ Искандеркуль и Каракуль соответственно. Особенно уверенные записи сейсмических волн из ПВ Наукат (группа скважин, глубина до 60 м, заряд 5 т). Султанабад (группа скважин, глубина до 65 м, заряд 2,2 т) и Чашмаисангок (водоем, глубина 7–8 м, заряд 1,2 т) зарегистрированы только на северном конце профиля — до Калаи-Хумба, а из ПВ Искандеркуль и Каракуль (водоем, глубина 50–100 м, заряд 5 т) — по всему профилю. Нормальные записи волн из ПВ

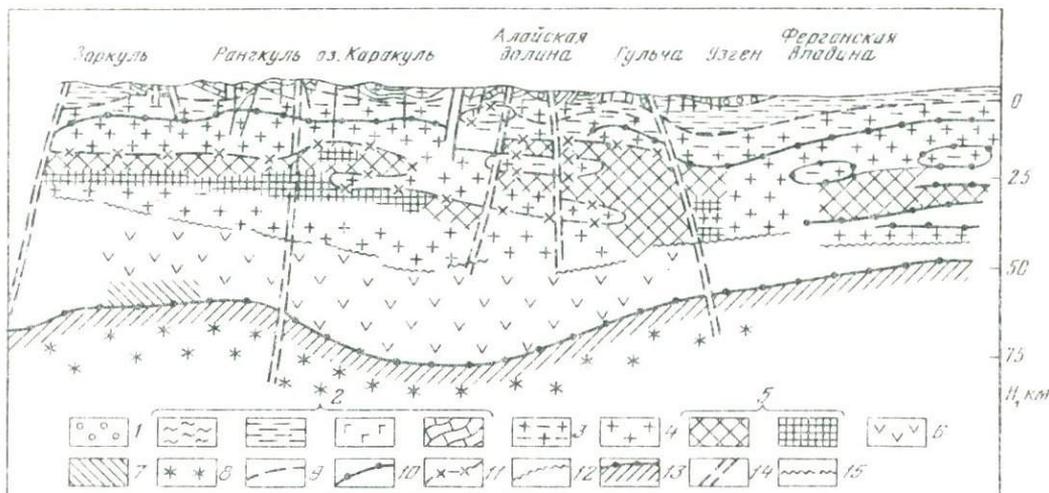


Рис. 6. Вертикальный скоростной разрез по профилю Токтогул—Узген—Каракуль—Зоркуль

Условные обозначения к рис. 6 и 11:

1 — неметаморфизованные осадки мезозоя-кайнозоя; 2 — осадочно-метаморфизованные терригенные и вулканогенные породы палеозоя, мезозоя кайнозоя и верхнего докембрия ($v_p = 4,0-4,9; 5,0-5,4$ и $4,5-5,0$ км/с); карбонатные породы (известняки, доломиты, мраморы, $v_p = 4,5-7,0$ км/с); 3 — гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, $v_p = 5,5-5,9$ км/с; 4 — гранитоидные массивы и близкие к ним по свойствам породы (v_p вблизи поверхности $4,5-5,5$, на глубине $6,0-6,3$ км/с); 5 — диоритовые гнейсы, амфиболиты $v_p = 6,4-6,7$; у поверхности $5,0-5,2$ км/с; 6 — амфиболиты, гранулиты, доломитовые мраморы, эклогитизированные породы (условно "базальтовый" или "гранулито-базитовый" слой), $v_p = 6,9-7,2$ км/с; 7 — эклогитизированные породы ("коро-мантийная" смесь), $v_p = 7,4-7,6$ км/с; 8 — перidotиты (вебстериты, перцолиты, гарцбургиты), пикриты, эклогиты; 9-12 — изоперфорности: 9 — $v_p = 5,5-5,9$ км/с — кровля "гранито-гнейсов", 10 — $v_p = 6,0-6,3$ км/с — "гранитного слоя", или граница А, 11 — $v_p = 6,5-6,7$ км/с — кровля "диоритового" слоя, 12 — $v_p = 6,9-7,2$ км/с — кровля "гранулито-базитового" слоя, или граница Конрада; 13 — граница М; 14 — разломы различного характера, найденные по особенностям строения коры или известные по геологическим данным; 15 — неуверенные участки границ

А, усл. ед.

200

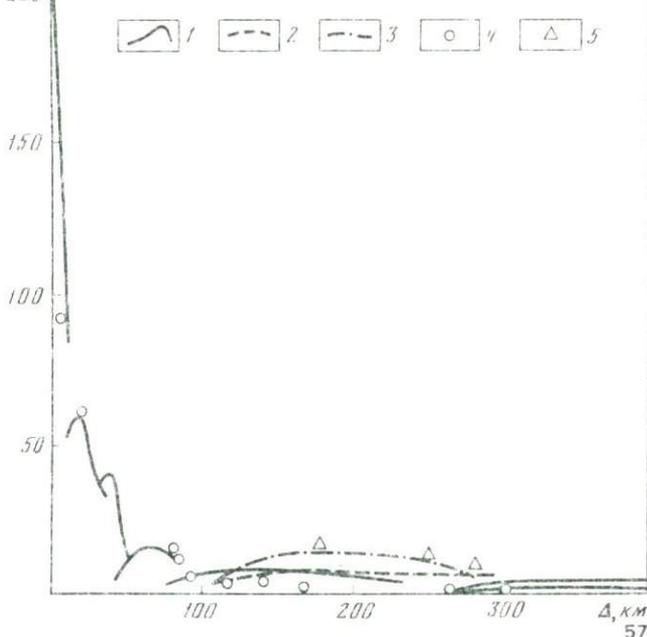


Рис. 7. Сопоставление теоретических и экспериментальных средних амплитудных кривых первых вступлений различных типов волн Р для профиля Токтогул—Узген—Каракуль—Зоркуль

1-3 — теоретические амплитудные кривые: 1 — первых вступлений волн, рефрагированных через кору, и волн P_M^M , 2 — волны, отраженной от границы на глубине 38-42 км, $v_p = 6,35-7,2$ км/с, 3 — волны, отраженной от границы М; 4, 5 — экспериментальные точки: 4 — волн, рефрагированных через кору, или волн P_M^M , 5 — волн, отраженных от границы М

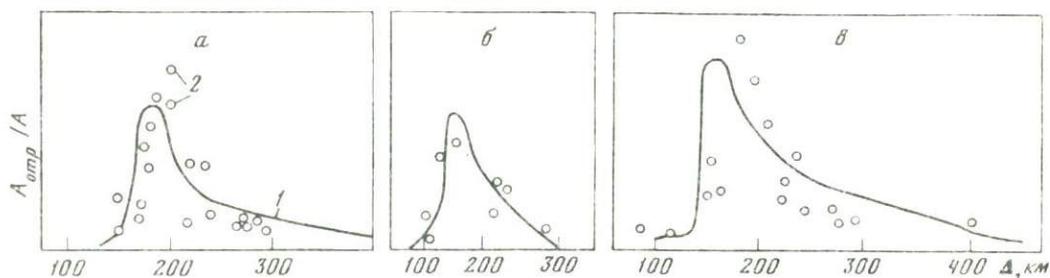


Рис. 8. Сопоставление теоретических (1) и экспериментальных (2) отношений $A_{отр}/A$ в зависимости от Δ (км), где A — амплитуда первого вступления волны, рефрагированной через кору, или волны M ; $A_{отр}$ — амплитуда первого вступления отраженных волн (Памиро-Алайская зона, $h = 5-10$ км): а — для волны, отраженной от кровли самого мощного волновода в коре; б — для волны, отраженной от границы Конрада; в — для $P_{отр}^M$

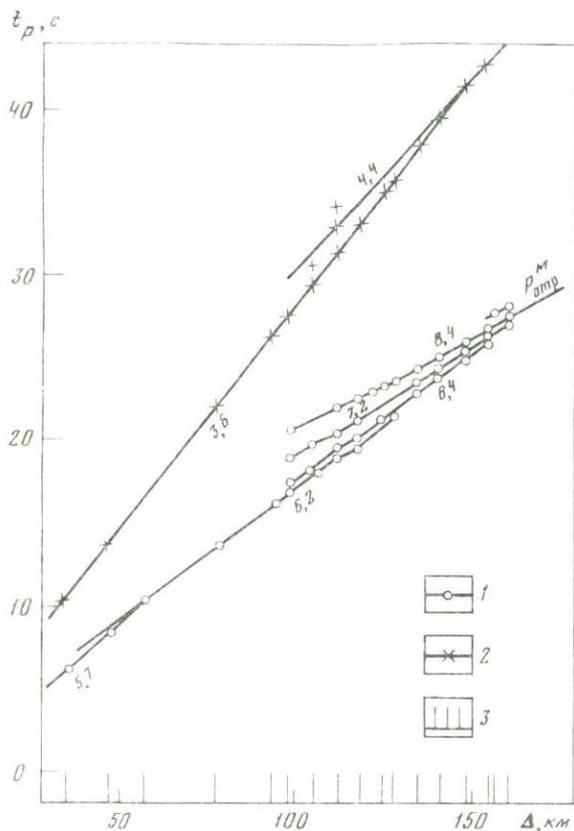


Рис. 9. Наблюдаемый годограф единичного землетрясения, зарегистрированного на Западно-Памирском профиле (12.IX. 1977, $h = 10$ км, v — в км/с)
1 — продольные волны; 2 — поперечные волны; 3 — районы регистрации

Санго-Сар (водоем, глубина 12–14 м, заряд 3 т) зарегистрированы только на восточном профиле.

Помимо регистрации указанных выше волн от взрывов, в период полевого сезона 1977–1978 гг. зарегистрированы также 19 далеких, 20 местных мантийных и 7 коровых землетрясений, расположенных в створе профиля. В качестве примера на рис. 9 представлен годограф, полученный при записи единичного корового землетрясения с глубиной очага $h = 10$ км.

По данным глубоких и далеких землетрясений зарегистрировано большое количество обменных PS - и SP -волн от границ раздела в земной коре и от границы M . На рис. 10 приведен разрез, полученный по обменным волнам. Здесь же нанесены результаты обработки проходящих волн, использованных для построения границы M . Для исследования северной части Западно-Памирского профиля (Наукат—Гарм) привлечены материалы, накопленные за длительный период 1957–1972 гг. [Флёнова, 1969; Бутовская и др., 1977]. Для отрезка Западно-Памирского профиля, лежащего между Гармом и Калаи-

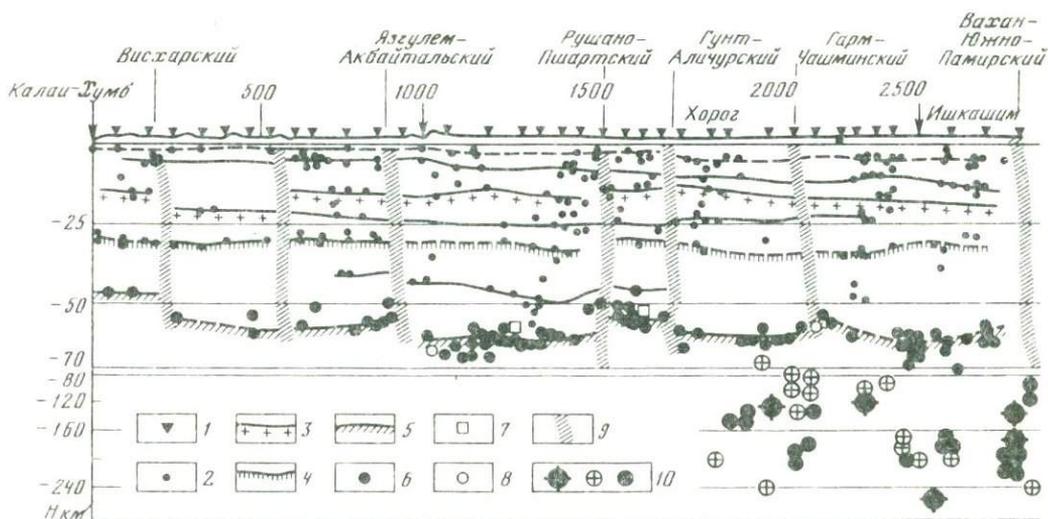


Рис. 10. Сейсмический разрез по профилю Калаи-Хумб—Хорог—Ишкашим

1 — точки наблюдений со станциями "Земля"; 2 — точки обмена; 3 — кровля "гранитного" слоя; 4 — кровля "базальтового" слоя; 5 — поверхность Мохоровичича (по данным проходящих волн); 6—8 — точки залегания границы М: 6 — по данным проходящих волн, 7 — по данным отраженных волн, 8 — по данным поперечной обменной волны; 9 — глубинные разломы; 10 — эпицентры: $K = 12$, $K = 10$, $K = 8$

Хумбом, привлечены результаты М.В. Кулагинной, полученные в 1968—1976 гг. В 1977 г. станции "Черепаша" Южно-Таджикской экспедиции вели наблюдения от Тавильдары до Гарма на север. Сводный разрез земной коры по Западно-Памирскому профилю, построенный в результате комплексной обработки всех типов зарегистрированных волн от взрывов и землетрясений, представлен на рис. 11.

Построение карт изолиний земной коры для Памира и зоны перехода к Южному Тянь-Шаню

На рис. 12 в качестве примера представлено поле скоростей для Памира и прилегающих участков в интервале глубин $H' - H'' = 12 - 18$ км. Легко видеть, что достаточная густота точек достигнута только вдоль профилей и на обрамлении Памира, в частности в зоне перехода к Южному Тянь-Шаню. Изучением поля времен пробега волн, отраженных от очагов землетрясений Восточного Памира к сейсмическим станциям, расположенным на северном и западном обрамлении блока, нам удалось только восстановить конфигурацию некоторых основных границ раздела на территории Памира. Изолинии для обрамления этой территории взяты из работ В.К. Кулагина, М.Г. Флёновой. На рис. 13, 14 представлены изолинии двух основных границ раздела: кровли "гранитного" слоя (изоповерхность $V_p = 6,0 - 6,4$ км/с) и границы М.

Строение земной коры Памира и Южного Тянь-Шаня

Земная кора в Памирском регионе, как и всей территории Средней Азии, многослойно-неоднородная, с волноводами по вертикали, блоковая в плане. Границы раздела и изоповерхности рваные, чешуйчатые. Отмечены многочисленные включения высокоскоростных пород в верхнюю часть разреза и, наоборот, погружения сравнительно низкоскоростных масс на глубокие горизонты.

Волноводы в верхней части разреза носят характер рваных непротяженных структур. В нижней части разреза почти на всей территории Памира мозаично, на глубинах 28—35 км от дневной поверхности лежит волновод мощностью 5—10 км, отмеченный скоростями $V_p = 6,2 - 6,3$ км/с, при скоростях в выше- и нижележащих толщах $V_p =$

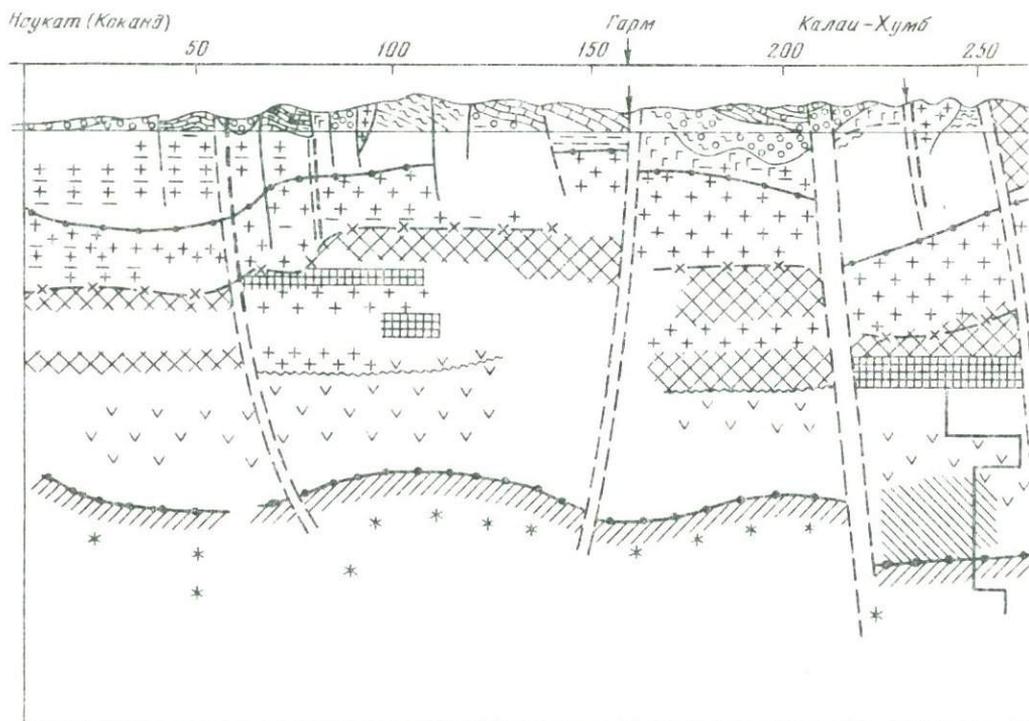
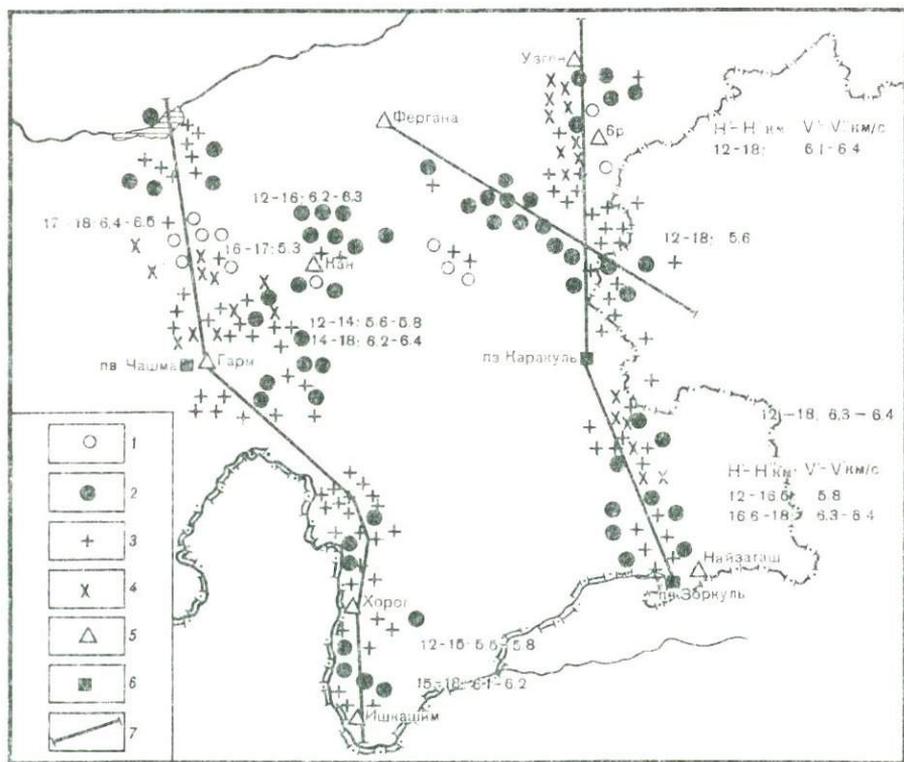
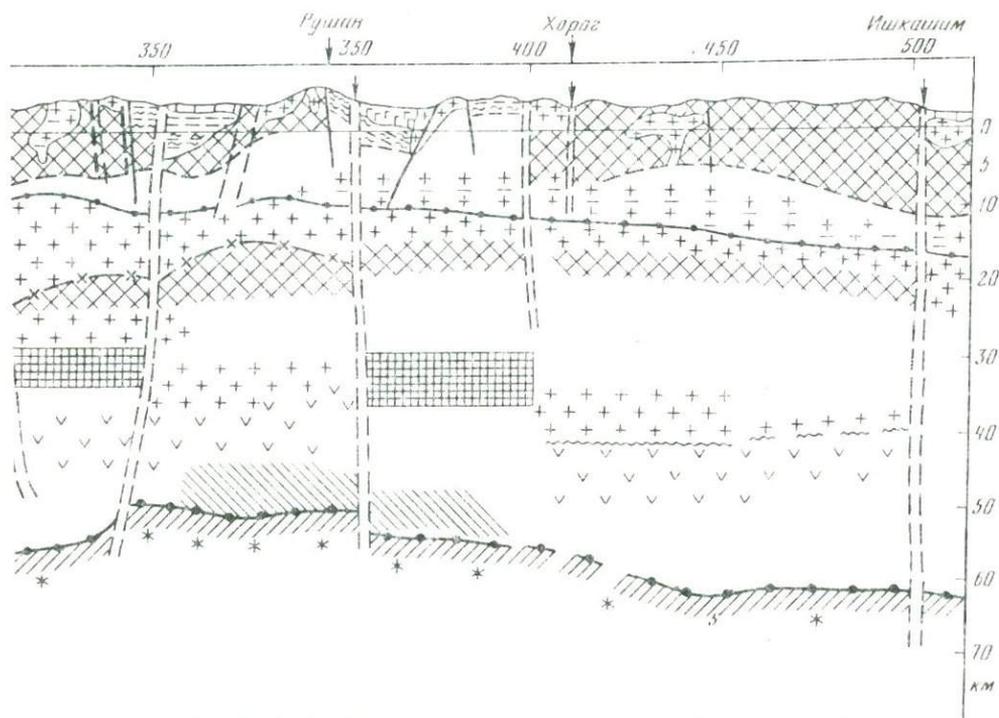


Рис. 11. Вертикальный скоростной разрез по профилю Наукат (Коканд) — Гарм—Калаи—Хумб—Хорог—Ишканим

Условные обозначения см. на рис. 6





= 6,7–6,9 км/с. Только при очень грубой схематизации реальной картины можно разделить земную кору на несколько слоев.

В пределах первых двух–трех километров от дневной поверхности спектр скоростей очень пестрый: от 3,5–4,0 до 6,5 км/с. Трециноватые граниты, выходящие на поверхность, имеют скорости около 4,5–5,5 км/с.

Далее можно выделить следующие слои в коре:

а) "гранитный" слой, делящийся на "гранито-гнейсовый", $V_p = 5,5–5,9$ км/с и "гранитный", или "гранит-1", $V_p = 6,0–6,4$ км/с; б) "диоритовый", или "гранит-11", $V_p = 6,4–6,8$ км/с; в) "гранулито-базитовый", $V_p = 6,8–7,2$ км/с; г) "коромантийная" смесь, $V_p = 7,4–7,6$ км/с.

Скорость по границе М почти на всей территории Памира заниженная: 7,9–7,95 км/с.

По глубине залегания изоповерхности $V_p = 6,0–6,4$ км/с ("коренные граниты") территории Памира делится на северный, центральный и южный Памир (глубины залегания кровли изоповерхности: $V_p = 6,0–6,4$ км/с от 18 км до 5–6 км).

Конфигурация изолиний границы М близка к субмеридиональной, и здесь Памир рационально разделить на западный и восточный. Подобный разворот изолиний всех границ раздела от субширотного направления к субмеридиональному по мере перехода ко все более и более глубоким границам отмечен повсеместно в Средней Азии.

Глубина залегания границы М на Памире – одна из максимальных на земном шаре. Максимум отмечен в районе оз. Каракуль и составляет 70–75 км.

Проследим изменение глубины границы М вдоль профиля Зоркуль–Токтогул. На востоке Ферганы глубина границы М составляет 50–55 км. За Южно-Ферганским разломом граница М погружается до $H_M = 60$ км. В Алайской долине между Южно-Тянь-Шаньскими и Северо-Памирскими разломами данные о глубине границы М разноре-

Рис. 12. Поле скоростей вдоль Восточно-Памирского и Западно-Памирского профилей в интервале глубин $H = 12–18$ км от сглаженной дневной поверхности

Значения V_p (км/с): 1 – 5,0–5,4; 2 – 5,5–5,9; 3 – 6,0–6,4; 4 – 6,7; 5 – населенные пункты; 6 – пункты взрыва; 7 – профили

Скоростные разрезы Памиро-Гиндукуша по данным ГСЗ

ПВ оз. Каракуль; Т.Э. Эргешев и Г.Г. Каримова [1982]		ПВ оз. Санго-Сар; Д. Финетти [Памир-Гималаи, 1982]		ПВ оз. Каракуль; Т.Э. Эргешев и Г.Г. Каримова [1982]		ПВ оз. Санго-Сар; Д. Финетти [Памир-Гималаи..., 1982]	
H , км	v , км/с	H , км	v , км/с	H , км	v , км/с	H , км	v , км/с
0–2,5	4,0	0–0,8	4,5–5,6	34,0–42,7	6,1	24,0–56,2	6,33
2,5–8,4	5,3–5,4	0,8–3,4	5,6–5,8	42,7–58,0	6,8	56,2–70,0	7,0
–	–	3,4–6,4	6,0	58,0–70,0	7,6–7,7	70,0	8,1
8,4–23,0	6,0–6,1	6,4–8,0	6,6	70,5–81,5	6,3–6,7	–	–
23,0–28,5	7,15–7,2	8,0–11,5	6,1	81,5	8,0	–	–
28,5–34,0	5,76	11,5–24,0	6,7				

чивы: Б.Б. Таль-Вирский, В.А. Пак дают здесь по данным отраженных волн $H_M = 68$ км, по данным проходящих волн $H_M = 60–65$ км. Т.Э. Эргешев, используя годографы отраженных и преломленных волн, полученные И.П. Косминской и др. [1958] по профилю Дараут–Курган–Сарыташ–Иркештам, а также нашими исследованиями по Восточно-Памирскому профилю, под Алайской долиной получил глубины границы М, равные 49–54 км. К югу от Алайской долины глубина H_M под Каракулем достигает 70–75 км, в Зоркуле 60 км (данные Е.М. Бутовской), а по данным Т.Э. Эргешева и Г.Г. Каримовой [1982] – около 68 км (по отраженным волнам из пункта взрыва оз. Каракуль). Южное падение Северо-Каракорумского разлома весьма четко отмечается по данным дифрагированных волн, зарегистрированных из ПВ Санго-Сар. Мощность земной коры в Северном Каракоруме (под ледником Батура) по записи отраженных волн из пункта взрыва равна 70 км. Под северо-западной частью оз. Санго-Сар (данные Д. Финетти [Памир-Гималаи..., 1982]) она также равняется 70 км.

Судить о мощности "базальтового" или "гранулит-базальтового" слоя вдоль восточного профиля довольно сложно. Видимо, здесь надо принять, что породы этого слоя имеют скорости 6,8–7,2 км/с; глубина его залегания на Памире около 40–45 км, мощность 15–25 км.

Как видно из сейсмических моделей (см. таблицу), в земной коре Центрального Памира и Гималаев (оз. Санго-Сар) можно выделить несколько интервалов. Если в первом случае мощный волноводный слой находится в интервале глубин 28–58 км, то во втором случае 24–56,2 км. Под Нанга-Парбатом над границей М залегает слой мощностью 14 км и со скоростью распространения продольных волн 7,0 км/с, севернее Акбайтальского разлома над М залегает волноводный слой ($V_p = 6,3–6,7$ км/с), перекрытый сверху "коро-мантийной" смесью ($V_p = 7,6–7,7$ км/с).

Исходя из результатов двух моделей, по-видимому, не следует разделять "гранитный" и "базальтовый" слои в разрезе земной коры Памиро-Гиндукуша и Гималаев.

Возможно, что породы на глубине 25–30 км разреза Центрального Памира и Гималаев находятся в упруго-вязком состоянии. Следует помнить, что в Центральном Памире крупные интрузивные массивы внедрялись в палеогене, т.е. 65 млн. лет тому назад, а дайки в районе Яшилькуль имеют возраст 14 млн. лет. Возможно, что волноводные

Рис. 13. Схема изолиний глубины залегания (в км) изоповерхности $v_p = 6,0–6,4$ км/с для территории Памира и прилегающих площадей

1 – изолинии; 2 – неуверенные участки изолиний; 3 – некоторые тектонические разломы, известные по геологическим данным или найденные по характеру изолиний; 4 – изолинии глубины залегания кровли включений с $v_p = 6,0–6,4$ км/с в верхнюю часть разреза при фоновых скоростях $v_p = 5,0–5,8$ км/с; 5–8 – эпицентры наиболее сильных коровых землетрясений в регионе: 5 – К = 13–14; 6 – К = 15; 7 – К = 16; 8 – К = 17; 9 – сейсмологические станции

Рис. 14. Схема изолиний глубины залегания поверхности М для территории Памира и прилегающих площадей (в км)

1 – изолинии; 2 – неуверенные участки изолиний; 3 – некоторые тектонические структуры, известные по геологическим данным или найденные по характеру изолиний; 4 – профили

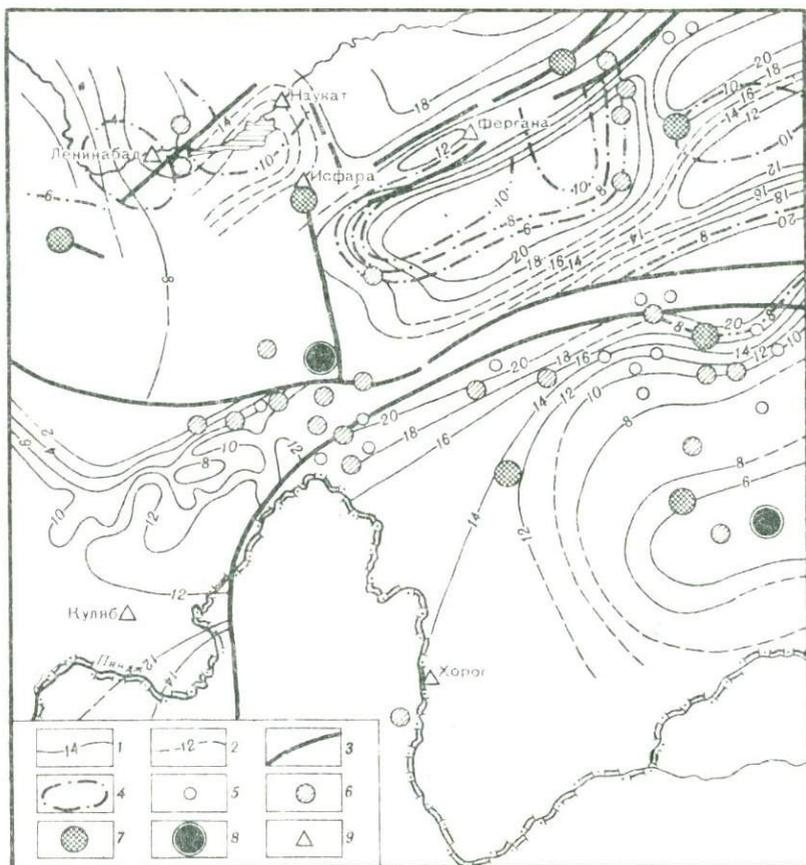


Рис. 13

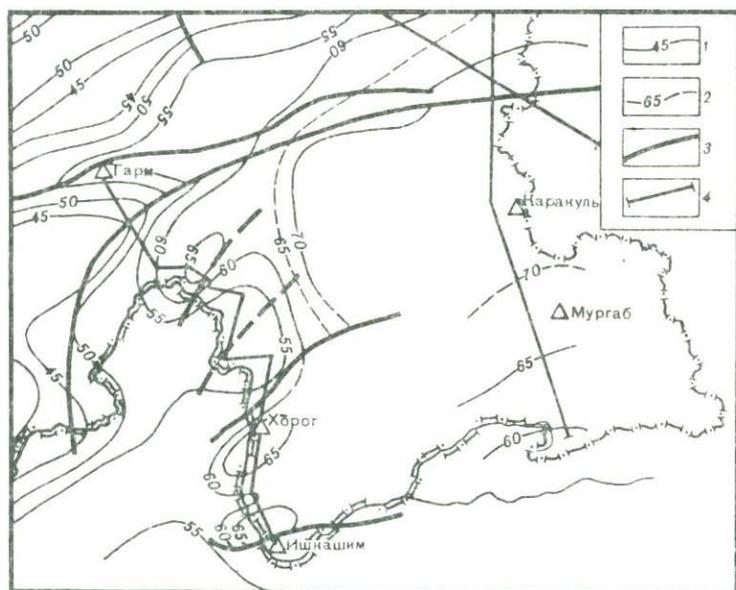


Рис. 14

слои, выделенные на вышеуказанных глубинах, являются глубинными очагами неостывшей магмы.

Мощность земной коры по Западно-Памирскому профилю около 60 км, при переходе через Северо-Памирский разлом сокращается до 50 км, в Афгано-Таджикской депрессии она порядка 40—45 км.

Связь глубинного строения с сейсмичностью

На рис. 13 на фоне карты изолиний глубины изоповерхности $v_p = 6-6,4$ км/с нанесены эпицентры землетрясений изучаемой территории. Гипоцентры сильных землетрясений ($M = 5,5-8$) ложатся в области высоких градиентов глубин залегания изоповерхности $v_p = 6-6,4$ км/с. В интервале глубин 30—80 км породы, возможно, находятся в упруго-вязком состоянии, поэтому на этих глубинах коровые землетрясения не отмечаются. Если спроектировать очаги глубоких афганских землетрясений на дневную поверхность, то окажется, что эпицентры в плане образуют три пятна повышенной плотности: на Памиро-Гиндукушском участке, в районе Хорога и Мургаб—Иркештама.

Главные отличительные особенности строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Южного Тянь-Шаня к Памиро-Гиндукушской орогенической области по данным сейсмических исследований следующие. 1. Скачкообразное изменение мощности земной коры. Если под Гиссарским, Зеравшанским и Алайским хребтами она равна 50—58 км, то под Памиро-Гиндукушем — 60—80 км, а на восточной части Таджикской депрессии — 40—45 км. 2. Расслоение земной коры. В Южном Тянь-Шане она расслоена полностью; на территории Памира, Гиндукуша, Каракорума и Гималаев процесс расслоения нижней части коры продолжается. 3. Повышенные значения скоростей сейсмических волн в модели земной коры Памиро-Гиндукуша по сравнению с моделью Тянь-Шаня. В то же время поверхность мантии Памиро-Гиндукуша характеризуется пониженными значениями скорости (7,9—8 км/с). 4. Наличие очагов глубокофокусных мантийных землетрясений в Центральном и Южном Памире, Гиндукуше и Гималаях и отсутствие их в Южном Тянь-Шане. 5. Отсутствие каких-либо сейсмических данных, подтверждающих увеличение мощности коры за счет субдукции Индостанской плиты под Памиро-Гиндукушский регион.

ABSTRACT

Information has been obtained about velocity distribution in the crust from the set of seismic data: Sections were compiled by two submeridional profiles crossing the Southern Tien Shan and Pamirs. A correlation between deep structure and seismicity has been studied.

ЛИТЕРАТУРА

- Булин Н.К. О мощности земной коры на Памире. — Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 1, с. 167—170.
- 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.: Гостоптехиздат, 1961, с. 34—44.
- Бутовская Е.М. О волне P^*S при близких землетрясениях. — Тр. ГЕОФИ АН СССР, 1952, № 16 (143), с. 63—73.
- Бутовская Е.М., Атабаев Х.А., Атабаева М.Н. и др. Сейсмологические данные о строении земной коры юго-восточного Узбекистана. — В кн.: Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974, с. 7—14.
- Бутовская Е.М., Атабаев Х.А., Атабаева М.Н. и др. Глубинное строение земной коры некоторых районов Средней Азии по данным сейсмологической съемки. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 37—54.
- Бутовская Е.М., Атабаев Х.А., Флёнова М.Г. Строение земной коры территории Восточного Узбекистана и сопредельных районов по сейсмологическим данным. — В кн.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971, с. 9—27.
- Бутовская Е.М., Зуннунов Ф.Х., Сувор В.П. Комплексная обработка данных сейсмологии и ГСЗ. — В кн.: Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1982, с. 157—158.
- Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн / Под ред. Г.И. Петрашень. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. Сб. 2. 463 с.
- Зуннунов Ф.Х. Земная кора Восточного и Южного Узбекистана. — Геофизический сборник. Киев: Наук. думка, 1976, № 72, с. 65—71.

- 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. геофиз., 1958, № 10, с. 1162—1180.
- Крестников В.Н., Нерсесов И.Л.* Тектоническое строение Памира и Южного Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. — Сов. геология, 1962, № 11, с. 36—69.
- Кулагина М.В.* Особенности рельефа поверхности Мохоровичича в пределах Афгано-Таджикской впадины, Памира, Южного Тянь-Шаня. — Докл. АН ТаджССР, 1971, т. 14, № 8, с. 18—21.
- Памир—Гималаи; Глубинное строение земной коры/Н.А. Беляевский, Б.С. Вольвовский, И.С. Вольвовский и др. М.: Наука, 1982. 176 с.
- Петрашень Г.И.* Распространение упругих волн в слоисто-изотропных средах, разделенных параллельными плоскостями. Л.: Изд-во ЛГУ, 1952. 191 с.
- Померанцева И.В., Мозженко А.Н.* Сейсмические исследования с аппаратурой "Земля". М.: Недра, 1977. 256 с.
- Сейсмические исследования земной коры Памира и Южного Тянь-Шаня/С.А. Алиев, Н.А. Беляевский, Е.М. Бутовская и др. М.: Наука, 1977. 66 с.
- Уломов В.И.* Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии по данным сейсмологии. Ташкент: Фан, 1966. 122 с.
- Флёнова М.Г.* Сейсмическая активность и глубинное строение юго-восточного борта Ферганской впадины. — В кн.: Тр. III Всесоюз. симпози. по сейсмол. режиму. Новосибирск: Наука, 1969, с. 54—65.
- Эргешев Т.Э., Каримова Г.Г.* Профильные сейсмические наблюдения. — В кн.: Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1982, с. 113—114.
- Яновская Т.Б.* Вычисление скоростных разрезов верхней мантии по годографу сейсмических волн как обратная задача. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 8, с. 1171—1177.

УДК 550.347.642 (574/575)

**Н.В. Барсукова, Ю.А. Бурмаков, Л.П. Винник, Ф.Х. Зуннунов,
Л.Н. Никитина, В.З. Рябой, Л.Н. Старобинец, А.В. Треусов**

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ТЯНЬ-ШАНЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ГЕОСТРУКТУР ПО ДАННЫМ ВЗРЫВНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

Основные представления о скоростных вариациях в верхней мантии районов Средней Азии были получены в результате проведения сейсмологических исследований [Лукк, Нерсесов, 1965; Алексеев и др., 1971; Азбель, Кондорская, 1974; Винник, 1976; и др.]. Тянь-Шань пересечен сейсмологическим профилем Памир—Байкал, вдоль которого построен скоростной разрез верхней мантии до глубины 300—400 км [Алексеев и др., 1971]. На этом разрезе под Памиром в диапазоне глубин ниже подошвы земной коры, равном 50—200 км, выделен слой с пониженными (до 7,9—8 км/с) значениями скоростей, мощность которого по мере приближения к Тянь-Шаню сокращается до 50—100 км. В этом же направлении отмечается увеличение значений скорости в выделенном волноводе до 8—8,1 км/с. Для Средней Азии также был построен осредненный сейсмологический разрез, на котором скорость с глубиной монотонно возрастает от 8,1 на границе М до 8,7—8,8 км/с на глубине 300—330 км [Азбель, Кондорская, 1974].

Обработка сейсмических записей удаленных землетрясений, зарегистрированных в пределах Тянь-Шаня, Памира и Гиндукуша, позволила выделить в верхней мантии на глубинах до 150—200 км горизонтальные скоростные неоднородности, линейные размеры которых превышают 80—100 км, а значения средних скоростей варьируют в пределах 7,5—8,5 км/с. При этом были установлены связи между указанными скоростными неоднородностями и приповерхностными геологическими структурами [Винник, 1976].

Дальнейшее уточнение модели глубинного строения Средней Азии возможно лишь с помощью дополнительных сейсмических данных. Большую ценность с этой точки зрения имеют материалы взрывной сейсмологии, полученные на протяженных профилях ГСЗ [Зуннунов и др., 1977; Рябой, 1979] и при регистрации крупных промышленных взрывов сетью сейсмологических станций [Бутовская, Уломов, 1962; Бурмаков и др., 1980]. Важность этих данных определяется точным знанием координат и времени взрыва, более высокими значениями регистрируемых частот, а также возможностью использования, по сравнению с регистрацией землетрясений, более оптимальных систем наблюдений, предназначенных для решения конкретных геологических задач. Вдоль от-

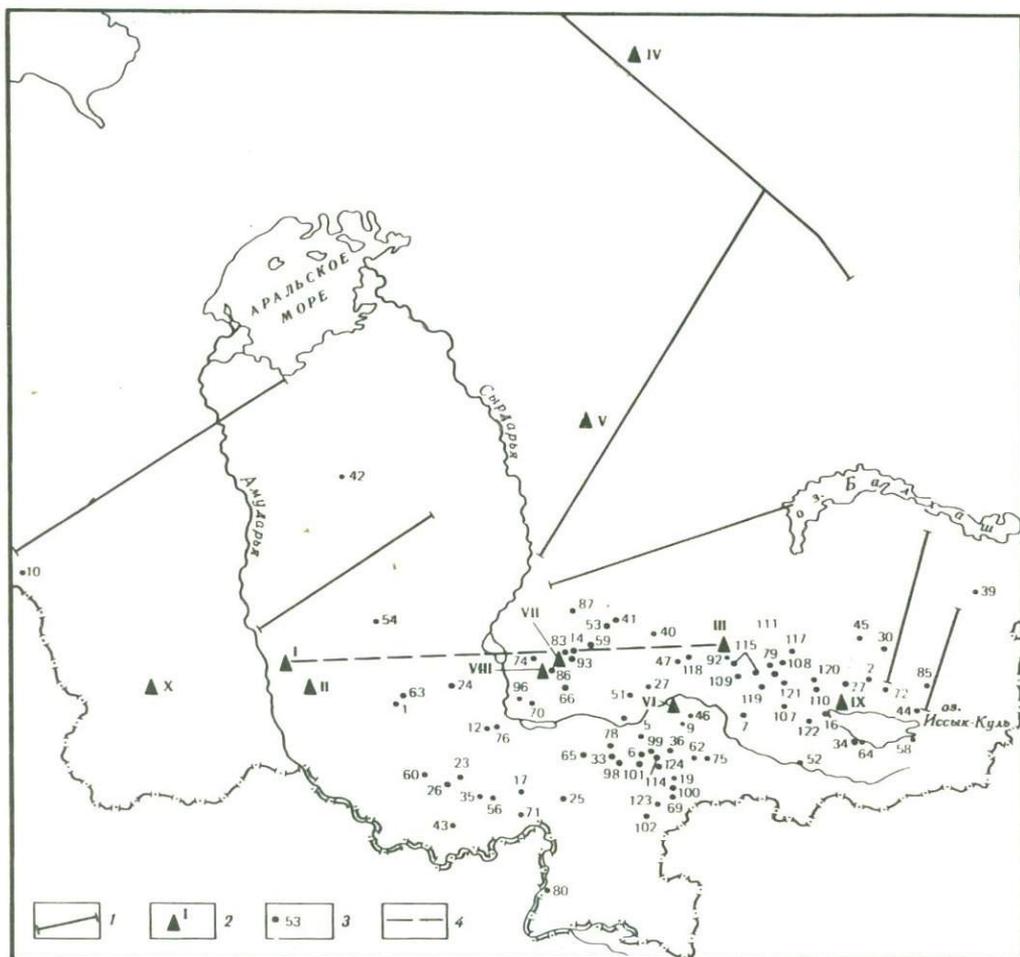


Рис. 1. Обзорная схема исследуемой территории

1 — длинные (> 300 км) профили ГСЗ; 2 — ПВ (I—X); 3 — сейсмологические станции и их номера; 4 — линия, вдоль которой построен скоростной разрез верхней мантии по материалам регистрации взрывов сейсмологическими станциями

дельных профилей ГСЗ были построены сейсмические разрезы земной коры и верхней мантии до глубины 80–120 км. Совместная обработка материалов регистрации взрывов на профилях ГСЗ и сетью сейсмологических станций позволила изучить распределение горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии структур Тянь-Шаня и прилегающих районов Туранской плиты до глубины 100–150 км и построить стандартный разрез, в среднем характеризующий изменение с глубиной скорости распространения продольных волн в верхней мантии исследованной территории [Бурмаков и др., 1980].

К настоящему времени собраны и проанализированы новые экспериментальные данные о временах пробега мантийных волн, возбуждаемых взрывами, а также усовершенствованы методы обработки. Это позволило уточнить и детализировать представления о скоростном строении верхней мантии Тянь-Шаня и сопредельных геологических структур. В статье рассмотрены результаты совместного анализа данных регистрации промышленных взрывов и профильных наблюдений ГСЗ. Волны P_n , рефрагированные в верхней мантии, зарегистрированы от 10 промышленных взрывов 85 региональными и экспедиционными сейсмологическими станциями, расположенными неравномерно по площади. Кроме того, использованы материалы, полученные на следующих протяжен-

ных профилях ГСЗ: Иссыкском, Жаланаш—Талды-Курган, Арысь—Балхаш, Каратау—оз. Тенгиз, Темиртау—Куйбышев, Фараб—Тамдыбулак, Копетдаг—Аральское море.

Общая протяженность использованных в работе профилей ГСЗ 3500 км, а максимальная длина полученных на них годографов 360—800 км. Наибольшие эпицентральные расстояния, на которых были получены принятые к обработке сейсмические записи взрывов, достигали 1500—1600 км. Регистрация взрывов осуществлялась на территории Узбекистана и частично в прилегающих районах Туркмении, Таджикистана, Киргизии и Казахстана. На рис. 1 приведена схема расположения пунктов взрыва, регистрирующих сейсмологических станций и профилей ГСЗ.

Основные задачи выполненных работ следующие: построение сферически-симметричного обобщенного скоростного разреза, в среднем характеризующего строение верхней мантии Средней Азии и Южного Казахстана; изучение крупномасштабных горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии с линейными размерами приблизительно 100—200 км и больше и исследование их соотношений с распределением по площади крупных геологических структур земной коры.

Характеристика экспериментальных сейсмических материалов

Полевые наблюдения на профилях ГСЗ проводились в основном по методике продольного непрерывного профилирования, а на профиле Каратау—оз. Тенгиз по методике точечных наблюдений с получением корреляционно-увязанных систем встречных и нагоняющих годографов глубинных волн. Максимальные удаления точек регистрации от пунктов взрыва достигали на профиле Каратау—оз. Тенгиз 700—800 км, а на остальных названных профилях 360—610 км. Расстояния между ПВ на профилях ГСЗ изменялись от 50—100 до 300—350 км. Полевые наблюдения проводились с использованием серийной сейсморегистрирующей аппаратуры ГСЗ различных типов. Диапазон регистрируемых частот изменялся от 1—2 до 10—15 Гц на профиле Каратау—оз. Тенгиз и от 5—8 до 15—20 Гц на остальных профилях. Расстояние между точками наблюдений в среднем 5—15 км (профиль Каратау—оз. Тенгиз) и 100—200 м (остальные профили). Применявшиеся системы наблюдений позволили детально изучить кинематические и динамические характеристики сейсмических волн, распространяющихся до глубины 100—150 км.

Регистрация крупных промышленных взрывов осуществлялась сетью сейсмологических станций, расстояния между которыми варьировали от первых десятков до первых сотен км (см. рис. 1). Диапазон регистрируемых частот сейсмических колебаний составлял 0,5—5 Гц. Значения коэффициента увеличения сейсморегистрирующих каналов на разных станциях изменялись от 10^4 до 10^5 . Взаимное расположение ПВ и сейсмологических станций позволило построить систему двух встречных годографов мантийных волн вдоль линии профиля субширотного простирания в направлении Амударья—Токтогул (см. рис. 1). Длина профиля достигает 800 км. При интерпретации полученных на этом профиле экспериментальных материалов применялась методика, разработанная для построения двумерных скоростных разрезов верхней мантии при профильных наблюдениях ГСЗ. Используемые в настоящей работе системы полевых наблюдений позволили получить экспериментальные сейсмические материалы, с различной степенью детальности характеризующие строение верхней части мантии основных геоструктур исследуемой территории.

Кинематические и динамические характеристики мантийных волн были детально изучены на профилях ГСЗ [Рябой, 1979]. Характерные сейсмические записи мантийных волн, зарегистрированных от промышленного взрыва сейсмологическими станциями, приведены на рис. 2, а. На расстоянии примерно 730—830 км от ПВ наблюдается аномальное затухание амплитуд волн P_n , приуроченное к области разрыва годографа и смещения его удаленной ветви на большие времена (см. рис. 2, а).

Некоторые общие представления о скоростном строении верхней мантии исследованных районов Средней Азии и Южного Казахстана могут быть получены в результате анализа времен пробега первых вступлений волн P_n , зарегистрированных сетью сейсмологических станций (табл. 1) и на профилях ГСЗ (табл. 2). Для каждого профиля ГСЗ в табл. 2 приведены экспериментальные данные, соответствующие использованным в работе наиболее протяженным годографам волн P_n .

На рис. 3, а приведены значения времен пробега первых вступлений волн P_n , зарегист-

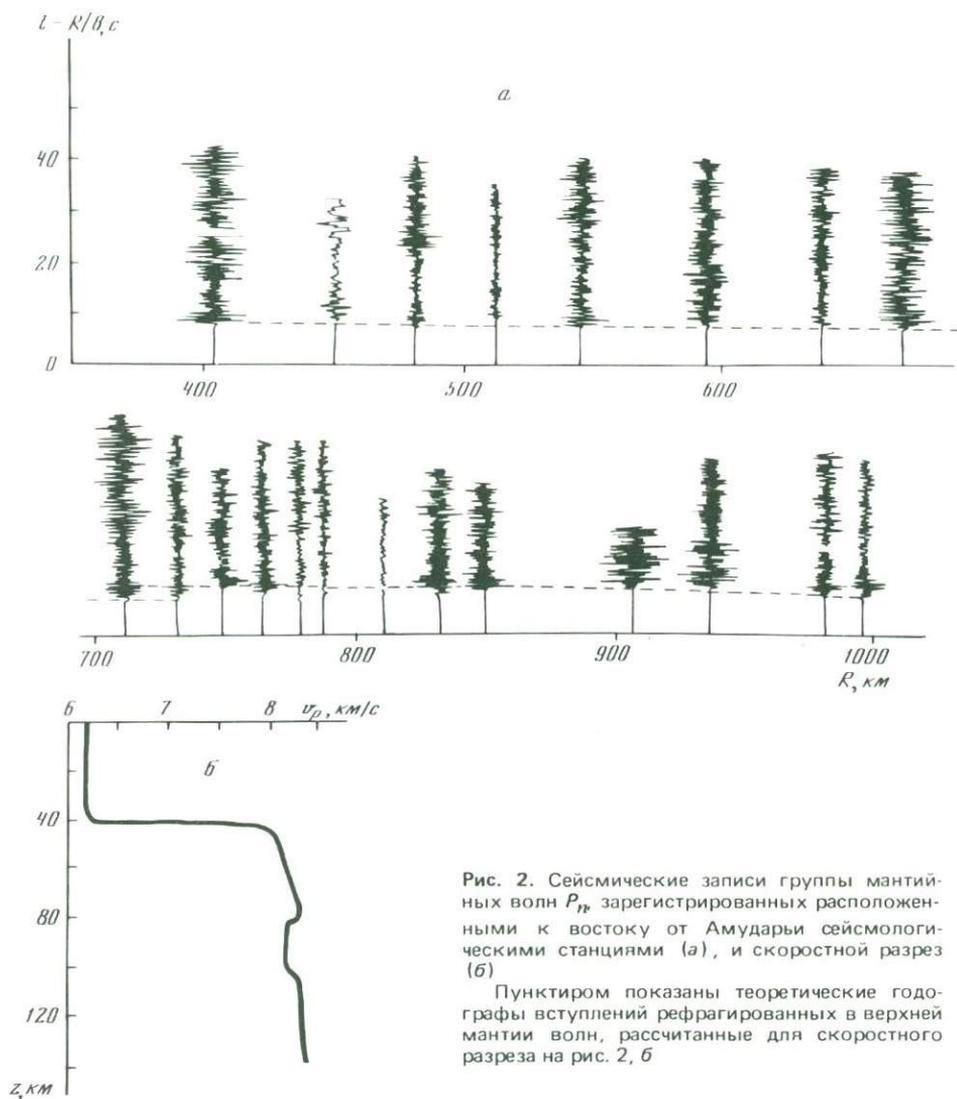


Рис. 2. Сейсмические записи группы мантийных волн P_n зарегистрированных расположенными к востоку от Амударьи сейсмологическими станциями (а), и скоростной разрез (б)

Пунктиром показаны теоретические годографы вступлений рефрагированных в верхней мантии волн, рассчитанные для скоростного разреза на рис. 2, б

рированных на профилях ГСЗ и сеть сейсмологических станций. Построение обобщенного годографа, осредняющего всю совокупность экспериментальных данных, осуществлялось путем сглаживания прямоугольной функцией с шириной суммирующего окна 60 км, которое перемещалось по оси расстояний с перекрытием 40 км. Сравнение годографов волн P_n на фиксированных удалениях от источника возбуждения колебаний показало, что различия между ними достигают 6–8 с. Среднеквадратическое отклонение отдельных точек от осредняющего годографа $\pm 1,27$ с.

Столь значительные изменения времен пробега волн P_n в различных районах исследуемой территории обусловлены горизонтальными неоднородностями строения верхней мантии и земной коры, мощность которой под структурами Тянь-Шаня, Туранской плиты изменяется в широких пределах от 35–40 до 55–60 км. Для устранения искажающего влияния земной коры времена пробега волн P_n были пересчитаны к выровненной подошве земной коры (к уровню 40 км) путем использования лучевых представлений. При этом земная кора аппроксимировалась однослойной моделью с варьирующими по площади значениями средней скорости и мощности. Параметры земной коры (см. табл. 1) определялись по данным ГСЗ, материалам сейсмологических наблюдений и результатам

Значения времени пробега первых вступлений волн $P_{гп}$ зарегистрированных сейсмологическими станциями

Номер на схеме	R , км	T , с	H_M , км	$v_{срк}$	Номер на схеме	R , км	T , с	H_M , км	$v_{срк}$
1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
ПВ I					ПВ II				
86	548,0	76,0	45	6,1	44	1198,6	156,3	50	6,3
59	594,5	81,8	50	6,4	78	600,0	83,1	45	6,0
12	404,8	58,2	45	6,1	58	1192,6	156,1	50	6,3
70	482,0	67,0	47	6,1	61	1086,8	142,3	50	6,2
84	545,5	75,1	47	6,1	30	1147,4	149,5	47	6,2
1	218,8	33,8	43	6,2	126	1063,4	139,3	47	6,2
66	514,3	72,3	45	6,2	79	915,8	122,5	52	6,2
78	648,2	87,9	45	6,0	ПВ III				
63	232,1	35,7	45	6,2	39	586,0	83,4	50	6,3
5	704,5	94,7	45	6,0	77	296,1	48,5	50	6,3
46	779,2	102,0	52	6,2	45	336,8	52,4	45	6,2
62	811,5	106,7	50	6,2	44	430,6	67,3	50	6,3
69	788,3	105,7	60	6,2	30	378,8	57,3	47	6,2
58	1236,4	161,5	50	6,3	69	207,7	35,9	60	6,2
2	1147,2	150,5	50	6,2	16	232,6	38,6	50	6,3
98	670,0	90,2	55	6,4	86	271,9	44,1	45	6,1
99	730,8	97,4	55	6,4	34	326,2	52,1	50	6,2
100	784,3	104,6	60	6,2	83	271,9	44,1	50	6,2
6	711,8	95,0	55	6,4	14	263,2	41,7	47	6,2
40	722,4	97,4	50	6,4	72	372,1	56,5	50	6,2
101	741,6	98,8	55	7,9	66	299,1	46,4	45	6,2
102	764,9	103,1	60	6,2	53	230,6	38,4	47	6,2
114	730,8	97,9	55	6,4	84	264,4	42,0	47	6,1
124	741,6	98,8	55	6,4	42	822,1	110,1	40	6,2
123	764,9	103,1	60	6,2	96	360,4	54,3	47	6,1
65	587,3	80,2	50	6,2	24	494,0	70,9	47	6,2
7	893,5	117,7	55	6,3	54	648,4	89,3	42,5	6,2
51	654,0	89,2	50	6,2	76	420,9	62,2	47	6,1
33	638,4	86,4	50	6,2	41	227,3	38,2	48	6,2
ПВ II					ПВ IV				
2	1107,7	145,3	50	6,2	45	1260,5	160,5	45	6,2
7	850,6	114,3	55	6,3	44	1439,9	182,9	50	6,3
115	832,8	111,3	50	6,3	30	1300,5	165,6	47	6,2
116	826,5	111,0	50	6,3	92	1246,6	159,3	50	6,3
117	944,3	124,7	52	6,2	7	1348,5	172,8	55	6,3
118	748,4	101,6	55	6,3	4	1423,3	181,5	50	6,3
119	905,5	120,8	52	6,2	9	1344,6	172,6	52	6,2
120	996,6	131,5	50	6,3	8	1269,8	162,3	50	6,2
121	936,9	125,7	52	6,2	34	1455,5	186,0	50	6,2
122	981,9	129,7	50	6,3	78	1398,5	179,0	45	6,0
12	356,0	53,8	47	6,1	2	1345,3	173,0	50	6,2
24	275,5	43,2	47	6,2	17	1502,2	190,3	55	6,3
59	560,9	78,5	50	6,4	51	1333,3	171,6	47	6,0
86	512,8	72,5	45	6,1	63	1368,6	172,6	45	6,2
84	505,1	71,2	47	6,1	5	1380,2	177,6	45	6,0
66	477,3	67,8	45	6,2	52	1461,5	187,1	50	6,3
74	450,9	64,5	47	6,2	58	1490,3	190,6	50	6,3
87	539,2	75,5	45	6,3	10	1614,1	203,2	45	6,1
5	657,9	90,5	45	6,0	72	1368,1	173,3	50	6,2
10	590,6	80,5	45	6,1					

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
ПВ V					ПВ VIII				
24	606,7	84,7	47	6,2	17	247,4	39,6	55	6,3
66	511,6	73,0	45	6,2	23	270,2	43,1	45	6,1
53	417,5	59,8	47	6,2	5	236,7	37,4	45	6,0
84	544,7	77,0	47	6,1	78	203,1	32,9	45	6,0
1	685,6	92,0	43	6,2	63	276,7	44,0	45	6,2
42	499,8	69,3	40	6,2					
74	492,9	70,5	47	6,2					
44	879,3	116,4	50	6,3					
ПВ VI					ПВ IX				
77	736,2	99,5	50	6,3	7	191,0	32,2	55	6,3
30	751,2	100,1	47	6,2	8	376,4	58,4	60	6,2
9	632,6	88,6	52	6,2	9	317,0	51,8	52	6,2
47	508,6	71,5	55	6,3	19	354,9	55,4	60	6,2
4	843,2	113,0	50	6,3	27	409,9	62,0	50	6,3
92	577,2	79,7	52	6,3	36	344,8	57,1	50	6,2
69	776,4	105,7	60	6,2	39	357,6	54,5	50	6,3
7	669,3	92,6	55	6,3	40	391,7	60,2	50	6,4
34	843,6	114,0	50	6,2	47	319,0	50,8	55	6,2
79	618,4	86,3	52	6,2	53	478,9	73,1	47	6,2
72	800,7	105,2	50	6,2	62	302,5	50,0	50	6,2
5	655,1	91,0	45	6,0	69	376,5	58,4	60	6,2
17	765,1	104,2	55	6,3	85	190,0	32,0	47	6,2
58	912,1	123,5	50	6,3	92	212,7	36,1	50	6,3
26	790,7	108,0	45	6,1					
43	874,7	119,0	48	6,0					
80	956,0	127,9	55	6,3					
60	787,0	106,7	50	6,1	1	486,4	69,2	43	6,2
ПВ VII					ПВ X				
66	243,0	39,8	45	6,2	9	1040,0	136,0	52	6,2
84	209,0	35,0	47	6,1	10	324,0	52,0	45	6,1
93	211,0	35,4	47	6,1	16	1316,1	171,2	50	6,3
ПВ VIII					ПВ XI				
66	243,0	39,8	45	6,2	24	591,8	82,4	47	6,2
84	209,0	35,0	47	6,1	33	896,0	119,7	50	6,3
93	211,0	35,4	47	6,1	39	1649,4	210,4	50	6,3
ПВ IX					ПВ XII				
36	267,0	42,7	50	6,2	41	935,6	124,1	48	6,2
5	213,5	36,6	45	6,0	44	1513,7	195,2	50	6,3
75	317,0	48,2	55	6,2	46	1049,8	137,2	52	6,2
19	315,5	48,5	60	6,2	51	924,2	123,0	47	6,0
ПВ X					ПВ XIII				
36	293,7	43,3	50	6,2	53	919,9	121,2	47	6,2
9	282,6	42,5	52	6,2	54	478,4	68,1	42,5	6,2
92	385,3	57,1	50	6,3	62	1074,5	139,9	50	6,2
16	546,0	76,0	50	6,3	63	503,1	71,0	45	6,2
7	400,5	56,3	55	6,3	65	845,1	113,5	50	6,3
47	283,1	43,5	55	6,3	66	793,6	107,3	45	6,2
69	353,4	50,5	60	6,2	72	1456,4	186,2	50	6,2
1	294,9	45,7	43	6,2	77	1379,5	178,5	50	6,3
42	543,9	76,6	40	6,2	78	909,9	121,5	45	6,0
46	291,3	44,0	52	6,2	79	1232,2	161,5	52	6,3
19	336,7	48,2	60	6,2	84	821,3	109,6	47	6,1
25	256,8	41,5	55	6,3	85	1541,5	198,1	47	6,2
60	311,6	48,7	50	6,1	92	1162,7	152,3	50	6,3
ПВ XI					ПВ XIV				
36	293,7	43,3	50	6,2	107	1248,8	164,5	50	6,3
9	282,6	42,5	52	6,2	108	1249,3	161,8	47	6,2
92	385,3	57,1	50	6,3	109	1208,8	157,8	48	6,2
16	546,0	76,0	50	6,3	110	1311,7	170,5	50	6,3
7	400,5	56,3	55	6,3	112	1221,9	160,9	48	6,2
47	283,1	43,5	55	6,3					
69	353,4	50,5	60	6,2					
1	294,9	45,7	43	6,2					
42	543,9	76,6	40	6,2					
46	291,3	44,0	52	6,2					
19	336,7	48,2	60	6,2					
25	256,8	41,5	55	6,3					
60	311,6	48,7	50	6,1					

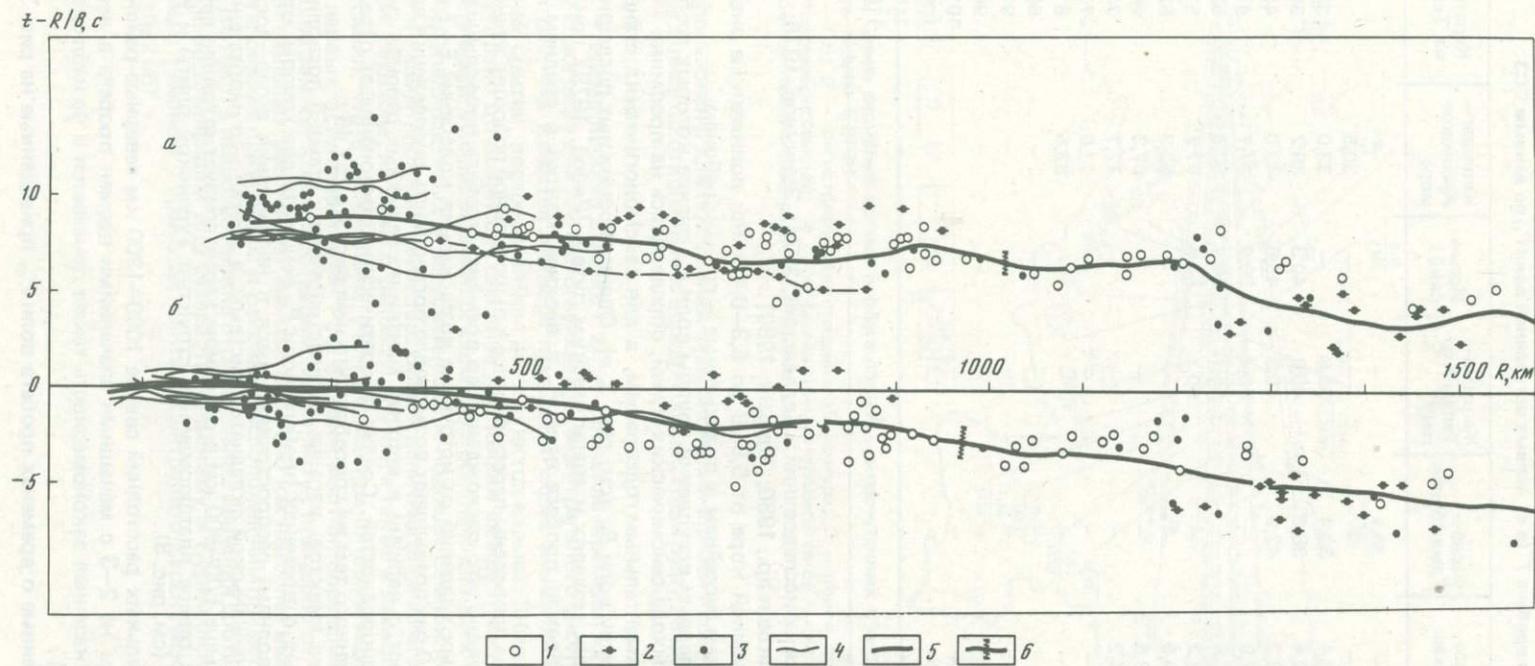


Рис. 3. Времена пробега первых вступлений мантийных волн P_n : а — наблюдаемые, б — пересчитанные к выровненной подошве земной коры ($H_M = 40$ км)
 1—3 — значения времен пробега волн, распространяющихся в направлении запад—восток (1), север—юг (2), в других направлениях (3); 4 — годографы ГСЗ; 5 — осредняющий годограф; 6 — среднеквадратическое отклонение

Значения времен пробега T (в с) первых вступлений волн P_n по данным ГСЗ

R , км	Темиртау— Куйбышев	Арысь— Балхаш	Фараб— Тамдыбулак	Жаланаш— Талды-Кур- ган	Иссык- ский	Копетдаг— Аральское море	Каратау— оз. Тенгиз
160	27,5	—	28,1	—	—	—	—
180	—	—	—	—	—	30,5	—
200	32,3	34,4	33,4	35,8	—	33,0	33,0
240	37,7	38,4	38,0	40,9	40,3	38,2	38,3
280	43,2	43,2	42,9	45,5	45,8	43,0	43,1
320	47,8	47,9	—	50,4	50,9	47,7	47,8
360	52,7	52,9	—	55,1	56,4	52,8	52,6
400	57,6	58,2	—	60,1	61,4	57,2	57,5
440	—	64,0	—	—	—	62,3	62,5
480	—	69,5	—	—	—	67,3	66,8
520	—	74,2	—	—	—	72,7	71,4
560	—	—	—	—	—	77,6	76,2
600	—	—	—	—	—	82,5	81,1
640	—	—	—	—	—	—	86,0
680	—	—	—	—	—	—	91,1
720	—	—	—	—	—	—	96,2
760	—	—	—	—	—	—	101,4
800	—	—	—	—	—	—	105,5
840	—	—	—	—	—	—	110,4
880	—	—	—	—	—	—	115,3

комплексных геофизических исследований [Беляевский, 1974; Зуннунов, 1976; Белосов и др., 1979; Крестников и др., 1980; Юдахин, 1980].

Средние скорости в земной коре от 5,9–6 до 6,3–6,4 км/с: пониженные значения соответствуют седиментным бассейнам, а повышенные — горным районам.

Кажущиеся скорости первых вступлений группы волн P_n , знание которых требуется для вычисления углов выхода сейсмических лучей, определялись на профилях ГСЗ по соответствующим экспериментальным годографам, а для сейсмологических станций — по осредняющему годографу волн P_n (см. рис. 3, а). Оценка возможных погрешностей пересчета на теоретических моделях и аналитическим путем [Рябой, 1979] показала, что точность значений времен пробега волн P_n в верхней мантии в среднем равна $\pm(0,4-0,6)$ с.

На рис. 3, б, на котором приведены пересчитанные к выровненной подошве земной коры годографы волн P_n , видно, что расхождения во временах пробега продольных волн достигают для одинаковых удалений от источника возбуждения колебаний 5–7 с. Эти значения примерно в 5–10 раз превышают возможную погрешность определения времен пробега и свидетельствуют о наличии в верхней мантии исследуемых районов существенных скоростных неоднородностей. Среднеквадратическое отклонение от осредняющего годографа, определенного тем же способом, что и на рис. 3, а, $\pm 1,45$ с.

Взаимное расположение пунктов взрыва и регистрирующих станций позволило из всей совокупности данных о временах пробега волн P_n выделить две группы, одна из которых соответствует волнам, распространяющимся в направлении запад–восток в основном в пределах Тянь-Шаньской складчатой системы, а другая — в направлении север–юг на удалениях свыше 500–800 км в основном характеризует строение верхней мантии примыкающих с севера платформенных структур Туранской плиты и Казахской складчатой области (см. рис. 3).

В диапазоне эпицентральных расстояний свыше 1000–1200 км северные районы характеризуются в среднем на 2–3 с меньшими значениями времен пробега в верхней мантии (см. рис. 3, б). Указанная закономерность также отмечается и на наблюдаемых годографах (см. рис. 3, а).

Экспериментальные данные о временах пробега волн P_n , приведенные на рис. 3, бы-

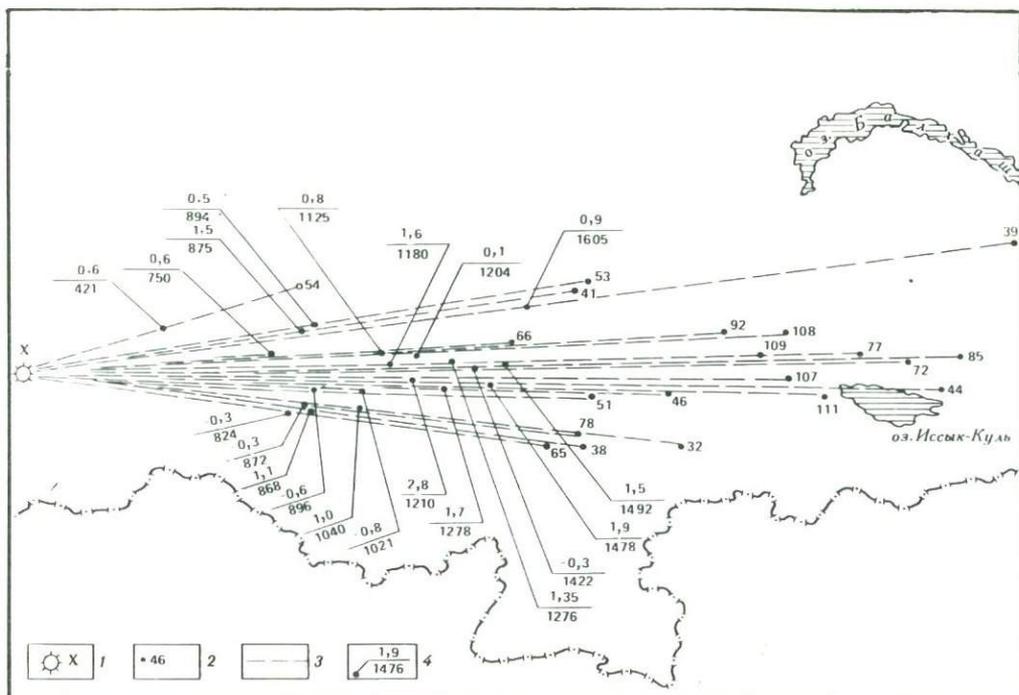


Рис. 4. Схема аномалий времен пробега волн P_n , пересчитанных к выровненной поверхности M , для пункта взрыва (ПВ X)

1 — ПВ; 2 — регистрирующие станции и их номера; 3 — линии, соединяющие пункты взрыва и регистрирующие станции; 4 — аномалии времен пробега (в с) — числитель, отнесенные к середине расстояния взрыв—прибор (в км) — знаменатель

ли использованы для построения схем аномалий времен пробега Δt_i , значения которых определялись по отношению к осредняющему годографу по формуле

$$\Delta t_i = t_i - t_{cp}, \quad (1)$$

где t_i — время пробега в точке i , t_{cp} — значение времени, определенное по осредняющему годографу для соответствующего эпицентрального расстояния.

На рис. 4 в качестве примера приведена схема аномалий времен пробега волн P_n в верхней мантии, построенная для двух пунктов взрыва. Значения аномалий времен пробега условно относились к середине расстояния между пунктом взрыва и регистрирующей станцией. Анализ подобных схем, построенных для всех пунктов взрыва с использованием наблюдаемых и пересчитанных к подошве земной коры годографов, показал, что они имеют сложный характер. Знак и величина аномалий времен пробега изменяются при переходе из одного района в другой, а также в зависимости от эпицентрального расстояния, что в дальнейшем учитывалось при интерпретации. Аномалии времен пробега первых вступлений волн P_n в верхней мантии, определенные по пересчитанным к подошве земной коры годографам, изменяются примерно от $-2 \div -3$ с до $4 \div 5$ с. Для эпицентральных расстояний меньше 500–600 км наиболее высокие положительные значения аномалий приурочены к районам, расположенным примерно между оз. Иссык-Куль и оз. Балхаш, а наиболее низкие отрицательные значения соответствуют Ферганской впадине и обрамляющим ее с севера Чаткальскому и Кураминскому хребтам, а также отдельным районам Туранской плиты (Центрально-Каракумский свод и Предкопетдагский прогиб).

Методика определения скоростных параметров верхней мантии

Данные о временах пробега волн P_n позволили построить сферически-симметричный обобщенный скоростной разрез верхней мантии исследованных районов Средней Азии и Южного Казахстана до глубин, примерно равных 150 км, а также двухмерный сейсмический разрез верхней части мантии по профилю Амударья—Токтогул протяженностью 800 км и изучить крупномасштабные горизонтальные неоднородности скоростного строения верхней мантии.

Построение сферически-симметричного и двухмерного скоростных разрезов верхней мантии осуществлялось методом перебора решений прямых кинематических задач. Подбирались также модели, для которых рассчитанные годографы совпадали с экспериментальными с точностью в среднем не ниже 0,4—0,6 с, соответствующей погрешности экспериментальных данных. Методические вопросы построения скоростных разрезов верхней мантии по материалам взрывной сейсмологии подробно рассмотрены в работах [Бурмаков, Рябой, 1973; и др.].

Алгоритмы расчета теоретических годографов и вычислительные программы для ЭВМ были усовершенствованы в направлении более точного учета влияния сферичности Земли и разработки более удобного способа аппроксимации скоростного строения среды, позволяющего быстро вводить в ЭВМ и корректировать сложные горизонтально-неоднородные модели. В связи с этим остановимся подробнее на применяющейся методике расчета теоретических годографов.

Для вывода дифференциальных уравнений сейсмических лучей выберем двухмерную сферическую систему координат ρ, θ , где ρ — радиус Земли, θ — центральный угол. Время распространения волны в неоднородной среде вдоль кривой C_1 определяется функционалом Ферма

$$T(C_1) = \int_{C_1} \frac{dS'}{v(\rho\theta)}, \quad (2)$$

где dS — элемент длины дуги, $v(\rho, \theta)$ — скорость в среде.

Будем искать экстремали функционала (2) в параметрической форме, т. е. в виде $\rho = \rho(\tau)$, $\theta = \theta(\tau)$, где τ — время пробега волны вдоль луча. Элемент пути по кривой может быть вычислен по формуле

$$dS = \sqrt{\dot{\rho}^2 + \rho^2 \dot{\theta}^2} d\tau, \quad (3)$$

где $\dot{\rho} = \rho'_{\tau}$, $\dot{\theta} = \theta'_{\tau}$.

Тогда функционал Ферма принимает вид

$$T[\rho(\tau), \theta(\tau)] = \int_{\tau_0}^{\tau_1} \frac{\sqrt{\dot{\rho}^2 + \rho^2 \dot{\theta}^2}}{v(\rho, \theta)} d\tau, \quad (4)$$

где τ_0 и τ_1 — начальное и конечное время.

Выпишем для функционала (4) систему уравнений Эйлера [Эльсгольц, 1965]:

$$\Phi_{\rho} - \frac{d}{d\tau} \Phi_{\dot{\rho}} = 0 \quad (5)$$

$$\Phi_{\theta} - \frac{d}{d\tau} \Phi_{\dot{\theta}} = 0,$$

где Φ — подынтегральная функция в уравнении (5). Система уравнений (5) не является независимой, для ее разрешения потребуется дополнительное параметрическое уравнение. Преобразуем систему уравнений (5) с учетом вида функции $\Phi = \Phi(\rho, \theta, \dot{\rho}, \dot{\theta})$ и, учитывая уравнение параметра

$$v[\rho(\tau), \theta(\tau)] = \sqrt{\dot{\rho}^2(\tau) + \rho^2(\tau) \dot{\theta}^2(\tau)}, \quad (6)$$

получим

$$\begin{aligned} \ddot{\rho} - 2\dot{\rho} \frac{v'_\tau}{v} - \rho \dot{\theta}^2 + \frac{\partial v}{\partial \rho} v &= 0, \\ \ddot{\theta} - 2\dot{\theta} \left(\frac{v'_\tau}{v} - \frac{\dot{\rho}}{\rho} \right) + \frac{\partial v}{\partial \theta} \frac{v}{\rho^2} &= 0. \end{aligned} \quad (7)$$

Для решения системы уравнений (7) необходимо задать четыре начальных условия:

$$\begin{aligned} \rho|_{\tau=\tau_0} &= \rho_0, & \theta|_{\tau=\tau_0} &= \theta_0, \\ \dot{\rho}|_{\tau=\tau_0} &= \dot{\rho}_0, & \dot{\theta}|_{\tau=\tau_0} &= \dot{\theta}_0. \end{aligned} \quad (8)$$

Уравнения (7) с начальными условиями (8) могут быть проинтегрированы численным методом Рунге—Кутты, если известен скоростной разрез $v(\rho, \theta)$.

Для вычисления траектории сейсмических лучей удобно задать сферически-симметричные скоростные разрезы $v_i(\rho)$ в характерных точках профиля или по площади $i = 1, 2, \dots, n$. В общем случае получим неравномерную сетку значений скорости, которую необходимо интерполировать для любой точки исследуемой области. Учитывая тот факт, что обычно скорость в земной коре и верхней мантии с глубиной изменяется по более сложному закону, чем в горизонтальном направлении, интерполяция по ρ осуществлялась с помощью кубического полинома, а по θ — по линейному закону. Кубический полином, описывающий скорость между двумя точками среды ρ_1 и ρ_2 , взят в виде

$$\begin{aligned} v(\rho) = & \{(\rho_2 - \rho)^2(2\rho + \rho_2 - 3\rho_1)v_1 + (\rho - \rho_1)^2(3\rho_2 - \rho_1 - 2\rho)v_2 + \\ & + (\rho_2 - \rho_1)(\rho_2 - \rho)(\rho - \rho_1)[(\rho_2 - \rho)v'_1 - (\rho - \rho_1)v'_2]\} \frac{1}{(\rho_2 - \rho_1)^3}, \end{aligned} \quad (9)$$

где v_1, v_2, v'_1, v'_2 — соответственно скорости и их производные в точках ρ_1 и ρ_2 . При линейной интерполяции по θ в узлах доопределялись производные $\partial v / \partial \theta$ для того, чтобы производная по скорости была непрерывной функцией во всей области интегрирования. Таким образом, горизонтально-неоднородная модель строения среды $v(\rho, \theta)$ задавалась при расчетах путем аппроксимации некоторой совокупности сферически-симметричных скоростных разрезов.

Решая прямую задачу описанным выше способом, получаем траекторию сейсмических лучей и время распространения волн вдоль этих лучей. По расхождению экспериментального и теоретического годографов корректируется исходная совокупность скоростных разрезов $v_i(\rho)$ ($i = 1, 2, \dots, n$) до тех пор, пока не будет достигнуто совпадение теоретических и экспериментальных годографов с заданной точностью. Для выполнения расчетов были написаны на языке "Фортран" соответствующие вычислительные программы, использовавшиеся для построения как горизонтально-неоднородных, так и сферически-симметричных моделей скоростного строения среды.

На рис. 5, 6 приведены результаты построения обобщенного для исследованной территории сферически-симметричного скоростного разреза верхней мантии (рис. 5) и двухмерного скоростного разреза верхней части мантии по профилю Амударья—Токтогул (рис. 6). Из этих рисунков видно, что рассчитанные для подобранных моделей теоретические годографы совпадают с экспериментальными с точностью 0,5—0,6 с. Для профиля Амударья—Токтогул все скоростные модели, согласующиеся с системой двух встречных экспериментальных годографов первых вступлений волн P_n , качественно подобны друг другу. На построенных разрезах отмечается понижение скорости на одних и тех же глубинах при движении вдоль линии профиля с запада на восток. Они несколько отличаются друг от друга только по значениям скорости (в пределах примерно $\pm 0,1$ км/с) и по глубине залегания линий равных ее значений.

В то же время с осредняющим годографом согласуются теоретические годографы, рассчитанные для сферически-симметричных моделей со слоем пониженной скорости мощностью, примерно равной 20 км, и без него (см. рис. 5). Однако использование при интерпретации не только годографов, но и сейсмических записей мантийных волн позволяет уменьшить эту неоднозначность и все же отдать предпочтение разрезу, содержащему слой с пониженной скоростью. В случае наличия в разрезе такого слоя на сейсмических записях взрывов примерно на расстоянии 700—800 км от ПВ должно

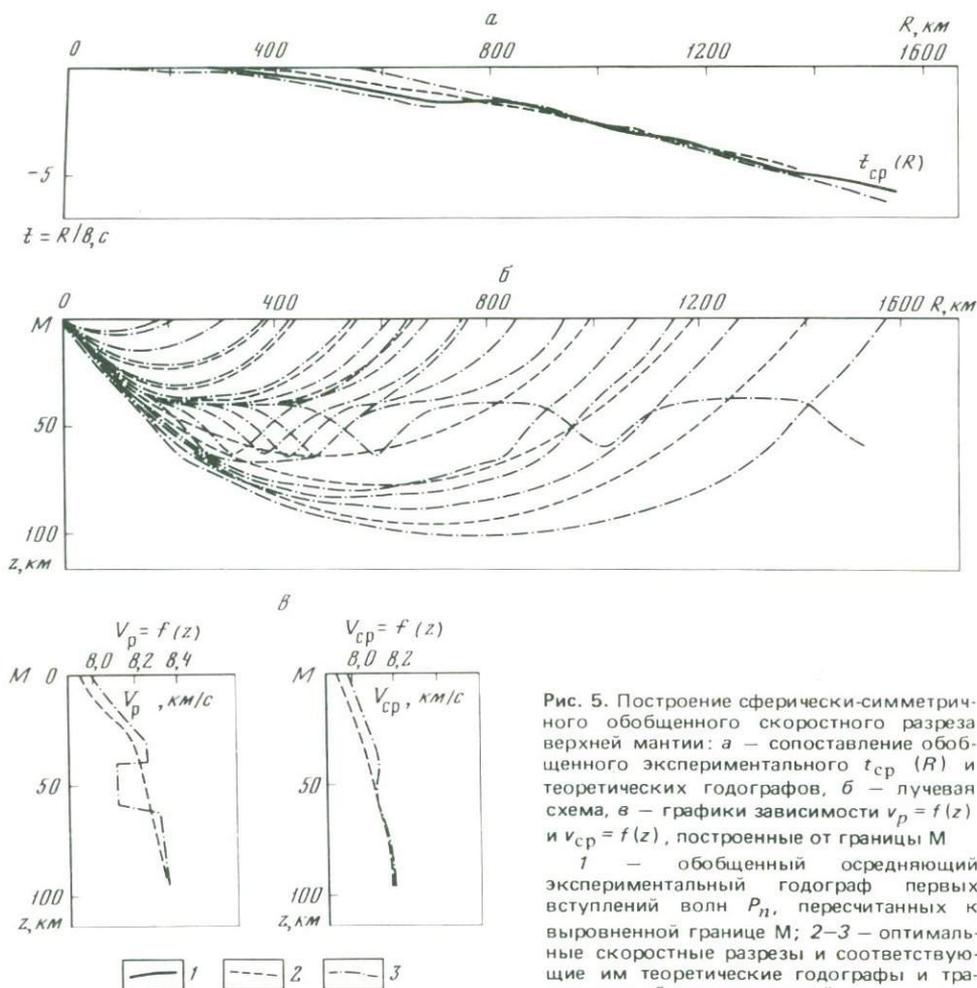


Рис. 5. Построение сферически-симметричного обобщенного скоростного разреза верхней мантии: *а* — сопоставление обобщенного экспериментального $t_{cp}(R)$ и теоретических годографов, *б* — лучевая схема, *в* — графики зависимости $v_p = f(z)$ и $v_{cp} = f(z)$, построенные от границы *М*
 1 — обобщенный осредняющий экспериментальный годограф первых вступлений волн P_n , пересчитанных к выровненной границе *М*; 2–3 — оптимальные скоростные разрезы и соответствующие им теоретические годографы и траектории сейсмических лучей

наблюдаться ослабление амплитуд (зона тени), приуроченное к участку разрыва годографа и смещения на большие времена его удаленной ветви (см. рис. 2, *а*). При расчете: теоретических годографов, приведенных на этом же рисунке для сопоставления с сейсмическими записями взрывов, была использована однослойная модель земной коры, характеризующаяся мощностью 43 км и средней скоростью 6,2 км/с [Бурмаков и др., 1980], и разрыв верхней мантии, содержащий волновод (см. рис. 5).

Для изучения распределения горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии рассмотрены выше схемы аномалий времен пробега волн P_n были пересчитаны в схемы относительных и абсолютных аномалий скорости. Значения относительных аномалий скорости $\Delta v/v_{cp}$ определялись с помощью приближенного соотношения

$$\frac{\Delta t_i}{t_{cp}} \approx - \frac{\Delta v_i}{v_{cp}}, \quad (10)$$

где Δv_i — разность между средней скоростью в верхней мантии до глубины максимального проникания сейсмического луча в точке *i* и значением средней скорости v_{cp} до такой же глубины, определенной по обобщенному сферически-симметричному разрезу (см. рис. 5).

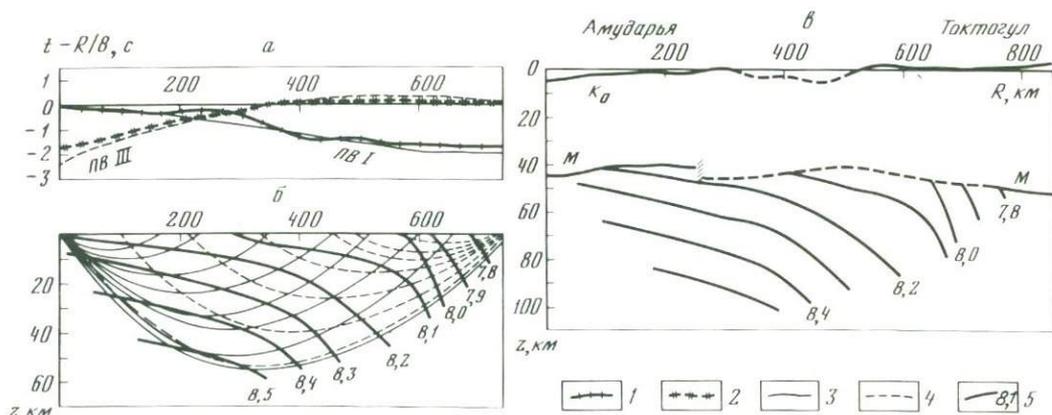


Рис. 6. Сейсмические данные по профилю Амударья—Токтогул: а — сопоставление экспериментальных и теоретических годографов, б — двумерная скоростная модель верхней части мантии и лучевая схема, в — сейсмический разрез земной коры и верхней части мантии

1, 2 — экспериментальные годографы первых вступлений волн P_1 , зарегистрированных от ПВ I и ПВ III соответственно; 3, 4 — теоретические годографы и траектории лучей, рассчитанные для ПВ I и ПВ III соответственно; 5 — изолинии скоростей, км/с; К, М — поверхности консолидированной толщи земной коры и М соответственно (непрерывной линией показаны участки, построенные по данным ГСЗ и геологии, пунктиром — по данным сейсмологии и гравиметрии)

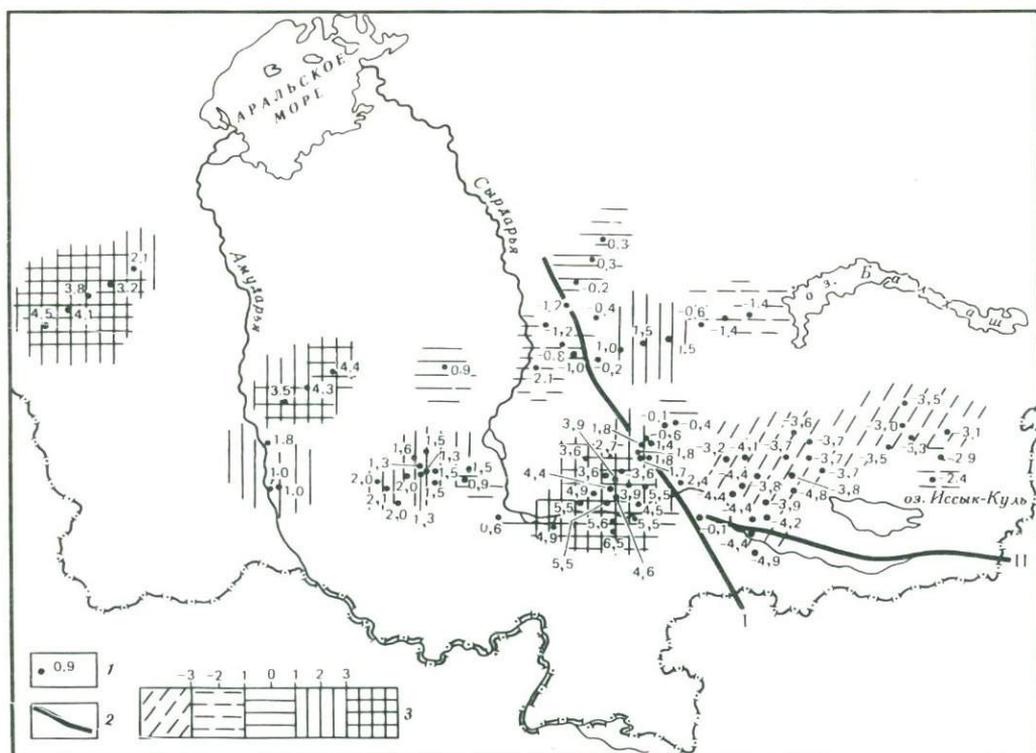


Рис. 7. Схема относительных горизонтальных скоростных неоднородностей верхней части мантии, соответствующая удалению от ПВ менее 500 км

1 — аномалии скоростей, %; 2 — основные глубинные разломы: I —Таласо-Ферганский, II — Главный Тянь-Шаньский; 3 — шкала значений Δv , %

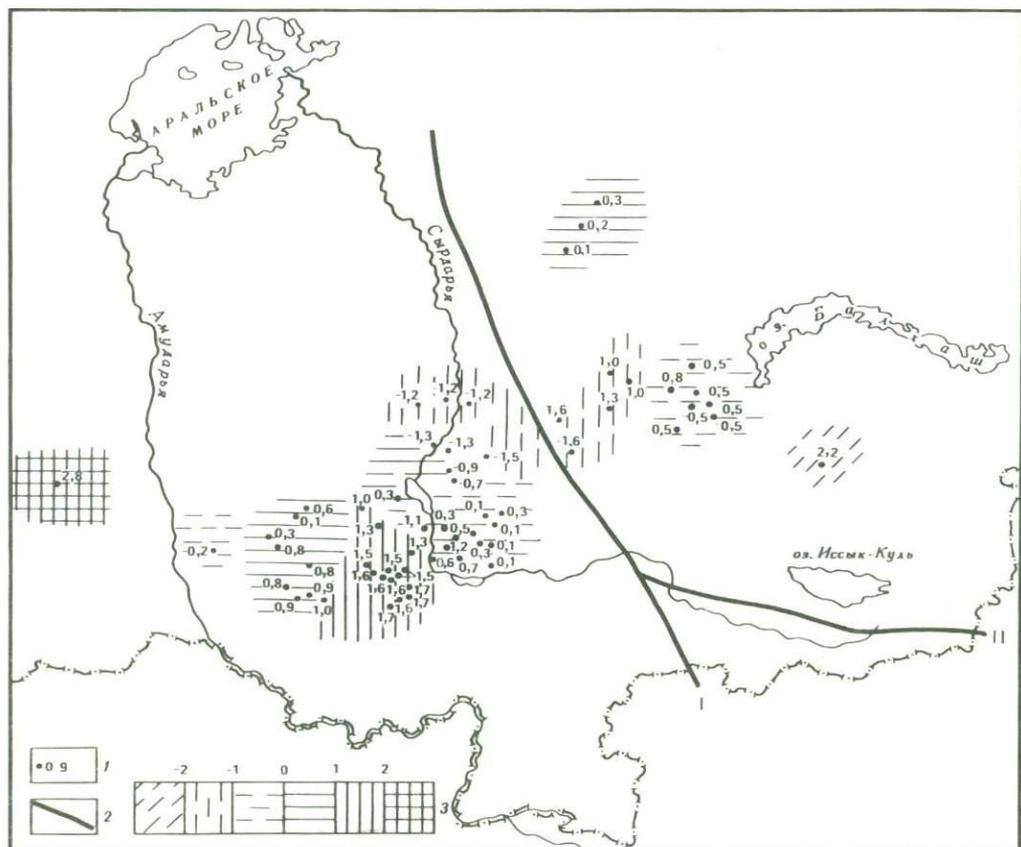


Рис. 8. Схема относительных горизонтальных скоростных неоднородностей верхней части мантии, соответствующая удалениям от ПВ 500–1000 км

1, 2 – см. условные обозначения к рис. 7; 3 – шкала значений Δv , %

Выраженные в процентах значения относительных аномалий скорости разделились на три группы в зависимости от эпицентрального расстояния, на котором они наблюдались – менее 500 км, 500–1000 и более 1000 км. В этих группах аномалии времен пробега обусловлены, как показали расчеты траекторий сейсмических лучей (см. рис. 5, 6), особенностями скоростного строения верхней мантии в ее слоях, считая от границы М, мощностью примерно 20–30, 50–60 и 80–100 км соответственно. Затем разделенные на три группы значения аномалий относились к середине расстояния между пунктом взрыва и регистрирующей станцией и для ослабления влияния случайных погрешностей и мелкомасштабных скоростных неоднородностей сглаживались с помощью круговой палетки диаметром 200 км. Построенные таким способом схемы относительных горизонтальных скоростных неоднородностей приведены на рис. 7–9.

С учетом обобщенной зависимости и изменения средней скорости с глубиной (см. рис. 5, в) и построенной для этой же зависимости лучевой схемы (см. рис. 5, б) относительные значения аномалий скорости (рис. 7–9) пересчитаны в абсолютные (рис. 10–12).

Важным моментом является выяснение минимальных линейных размеров горизонтальных неоднородностей верхней мантии, которые достаточно надежно могут быть выделены описанными выше способами, и оценка возможных погрешностей определения значений их скоростных параметров. Отнесение аномалий времен пробега и соответствующих им скоростных аномалий к середине расстояния между пунктом взрыва и точкой регистрации – формальная процедура, тем более оправданная, чем меньше эпицентрального расстояния. При расстоянии менее 500 км район, к которому относится аномалия скоростей, определяется с приемлемой для тектонических приложений точ-

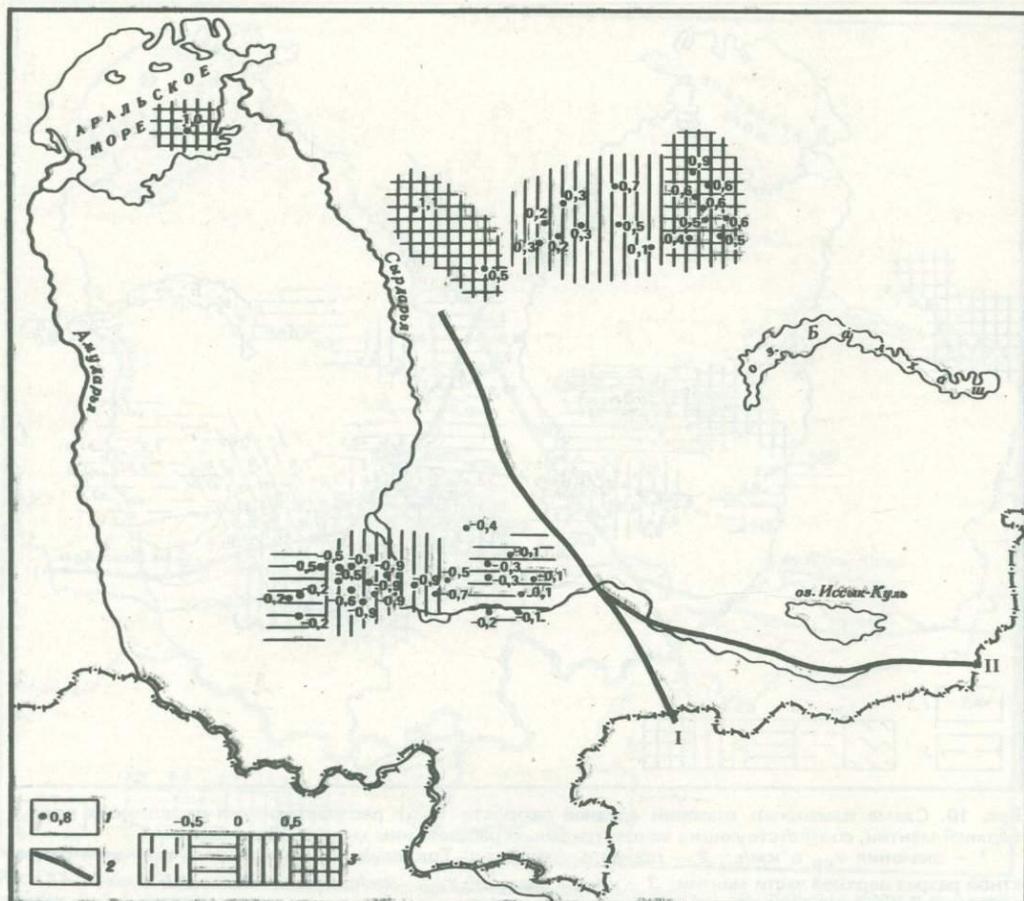


Рис. 9. Схема относительных горизонтальных скоростных неоднородностей верхней части мантии, соответствующая удалениям от ПВ более 1000 км.

1, 2 — см. условные обозначения к рис. 7; 3 — шкала значений Δv , %

ностью, примерно $\pm(100-200)$ км. С увеличением эпицентрального расстояния эта погрешность возрастает до 400–500 км и больше. Приведенные оценки учитывались при выяснении соотношения скоростных неоднородностей верхней мантии с распределением геологических структур.

Ошибки определения значений аномалий средней скорости в верхней мантии в основном определяются погрешностями в определении времени пробега сейсмических волн, которые оцениваются в нашем случае во всем диапазоне эпицентральных расстояний в среднем величиной $\pm(0,5-0,6)$ с. Это приводит к парадоксальному на первый взгляд выводу о том, что погрешность в определении значений аномалий средней скорости в верхней мантии уменьшается с увеличением удаления точек регистрации от пункта взрыва. Величина этой погрешности для эпицентральных расстояний 500–1500 км изменяется примерно от $\pm 1 \div 1,5$ до $\pm 0,3 \div 0,5\%$ соответственно. С учетом этих оценок точность определения значений абсолютных аномалий средней скорости приблизительно $\pm 0,1$ км/с (для удалений от ПВ меньше 500 км) и $\pm 0,05$ км/с (для удалений 1000–1500 км).

В результате выполненной работы получены новые сведения о распределении в верхней мантии значений скорости распространения продольных сейсмических волн под основными структурными элементами Тянь-Шаньской складчатой системы и прилегающими районами Туранской плиты примерно до глубины 150 км. По характеру

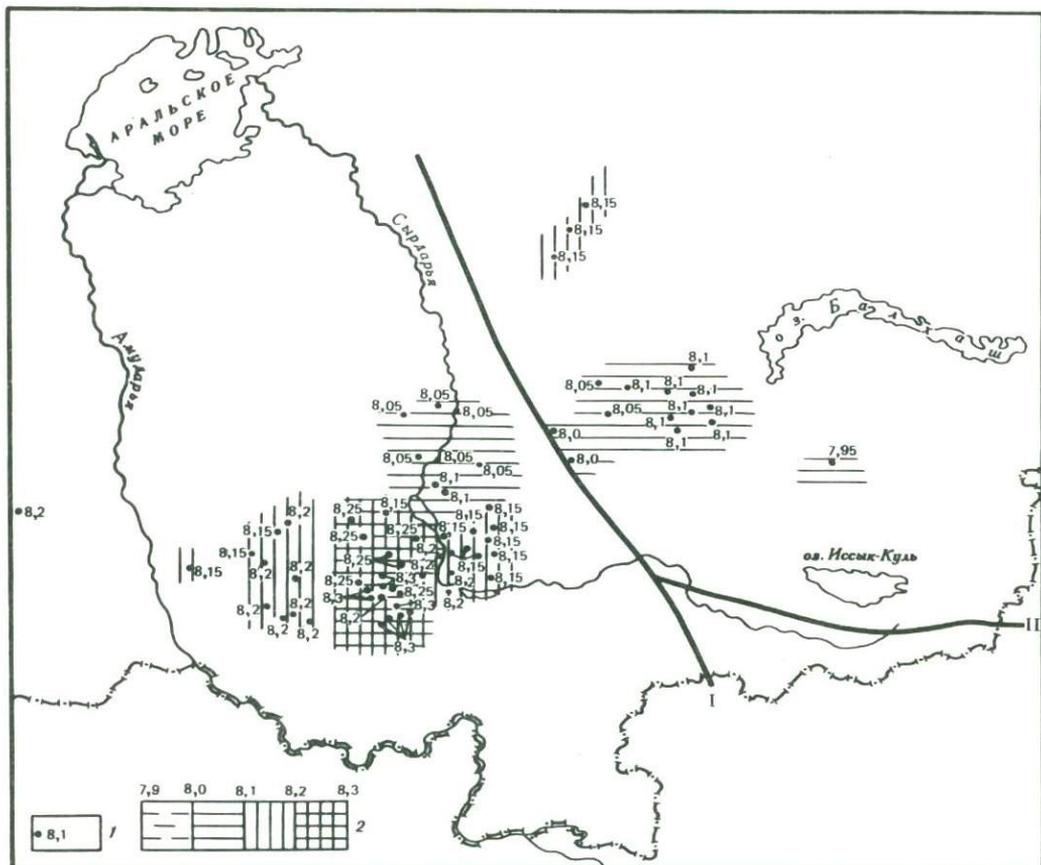


Рис. 11. Схема изменения значений средней скорости распространения продольных волн в верхней мантии (v_{cp}), соответствующих эпицентральному расстоянию 500–1000 км
 1 – v_{cp} в км/с; 2 – шкала значений v_{cp} , км/с. I, II – см. рис. 7

Наиболее подробно изучено строение самого верхнего слоя мантии мощностью 20–30 км. Из рис. 10 видно, что в пределах исследованных районов Средней Азии и Южного Казахстана значения средних скоростей распространения продольных волн изменяются примерно от 7,7–7,8 до 8,5–8,6 км/с, обнаруживая достаточно отчетливую связь с крупными геологическими структурами. Так, верхняя мантия под каледонидами Северного Тянь-Шаня и прилегающими к ним хребтами Кендыктас и Джунгарским Алатау характеризуется наиболее низкими значениями скоростей – 7,7–7,9 км/с. При пересечении с востока на запад Таласо-Ферганского разлома и перехода к герцинидам Среднего Тянь-Шаня отмечается резкое увеличение значений скорости (на 0,5–0,9 км/с), что может указывать на проникновение Таласо-Ферганского разлома в верхнюю мантию до глубины не менее 80–100 км.

Самые высокие скорости (8,5–8,6 км/с) соответствуют Ферганской впадине, к северу от которой под Чаткальским и Кураминским хребтами они понижаются до 8,2–8,3 км/с.

Структуры Туранской плиты также различаются между собой по скоростному строению верхней части мантии. Центрально-Каракумский свод, Амударьинская впадина и Центрально-Кызылкумская зона поднятий (западная оконечность Южного Тянь-Шаня) характеризуются повышенными скоростями (8,2–8,5 км/с), а Чу-Сарысуйская депрессия – более низкими (7,8–8,2 км/с).

На рис. 11, 12 приведены схемы изменения по площади значений средней скорости распространения волн в слоях верхней мантии мощностью 60–70 и 80–100 км соответ-

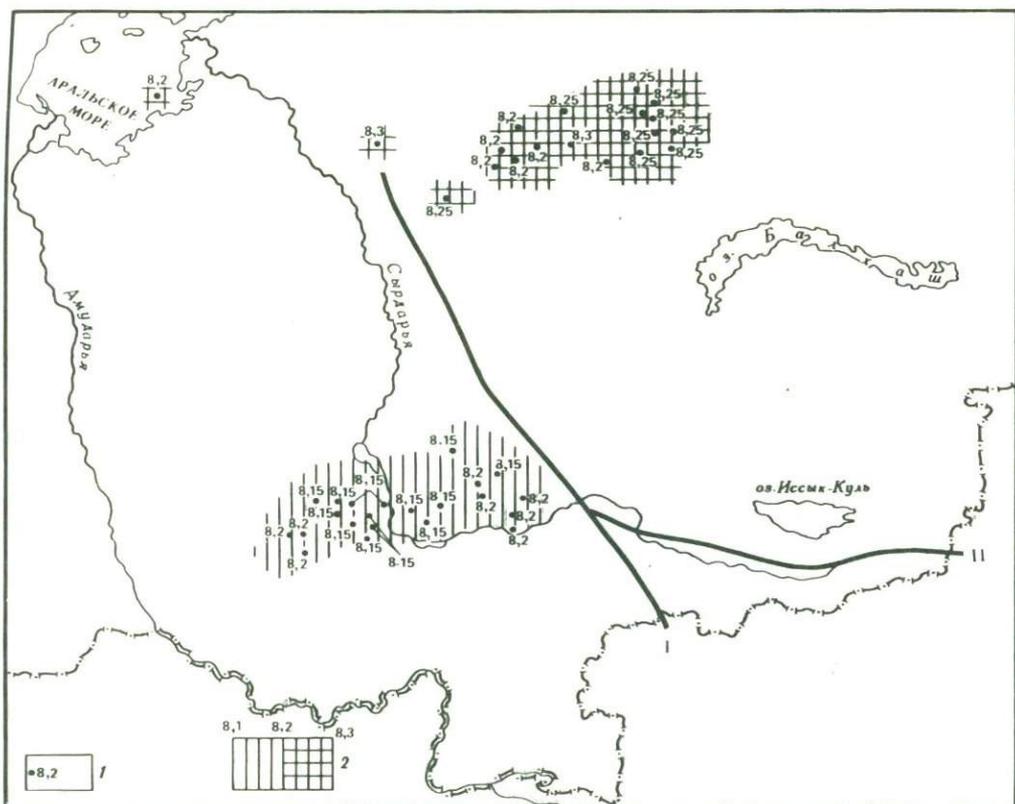


Рис. 12. Схема изменения значений средней скорости распространения продольных волн в верхней мантии (v_{cp}), соответствующих эпицентральному расстоянию больше 1000 км
Условные обозначения см. на рис. 11

ственно. В связи с тем, что эти схемы построены по материалам регистрации взрывов на эпицентральных расстояниях 1000–1600 км, минимальные размеры выделяемых на них скоростных неоднородностей возрастают по сравнению с размерами, показанными на рис. 10, в 2–3 раза, а диапазон изменения значений рассматриваемого скоростного параметра уменьшается примерно до 8,0–8,3 км/с. Это во многом обусловлено усредняющим эффектом точечных наблюдений на больших удалениях от пункта взрыва и само по себе еще не является однозначным доказательством гомогенизации среды на глубинах 100–150 км. Не исключено, что более контрастные скоростные неоднородности, выделенные в самом верхнем слое мантии мощностью 30–40 км и приуроченные к различным геологическим структурам, продолжают существовать до глубин 100–150 км и больше.

Интересно отметить, что для районов Среднего и Южного Тянь-Шаня к западу от Талассо-Ферганского разлома средняя скорость распространения сейсмических волн в слое верхней мантии мощностью 80–100 км составляет 8,15–8,20 км/с (см. рис. 12), а в самой верхней части мантии — 8,4–8,6 (см. рис. 10), т. е. значения средней скорости убывают с глубиной. В то же время в пределах Центрально-Казахстанской складчатой области и прилегающих районов Туранской плиты средняя скорость в верхней мантии постепенно возрастает с глубиной, причем в самом верхнем слое по сравнению с южными районами (см. рис. 10) она ниже, а в слое мощностью 80–100 км — несколько выше (см. рис. 12). Эти факты можно объяснить, если предположить в разрезе верхней мантии в районах Среднего и Южного Тянь-Шаня на глубинах свыше 70–80 км наличие достаточно мощного слоя с пониженной скоростью. Этот слой в северных районах, по-видимому, отсутствует или выражен менее отчетливо. Мощность такого волновода,

который может быть отождествлен здесь с астеносферой, как показали выполненные расчеты, примерно в 2—3 раза больше, чем на обобщенном скоростном разрезе (см. рис. 2, б).

Полученные результаты показали, что совместное использование материалов регистрации взрывов на протяженных профилях ГСЗ и сетью распределенных по площади сейсмологических станций позволяет получать важные сведения об особенностях строения верхней мантии не только в платформенных областях [Винник и др., 1978], отличающихся сравнительно простым геологическим строением и значительными линейными размерами (до 1000 км), но и в тектонически активных регионах, имеющих гораздо более сложное строение.

Наблюдается связь между скоростными неоднородностями самой верхней части мантии (см. рис. 10) и распределением по площади палеозойских геоструктур. Важную роль в глубинном строении рассматриваемой территории, по-видимому, играет Таласо-Ферганский разлом, пересекающий земную кору и уходящий своими корнями в верхнюю мантию. В южных районах, где проходили интенсивные процессы эпиплатформенной активизации, в отличие от северных платформенных областей, в разрезе верхней мантии на глубинах свыше 70—80 км, вероятно, имеется зона пониженной скорости, которая может быть отождествлена с астеносферой.

Дальнейшее изучение строения верхней мантии районов Средней Азии сейсмическими методами должно быть ориентировано на повышение точности получаемых результатов и увеличение глубинности исследований. Очень перспективна разработка способов интерпретации, основанных на совместном использовании записей взрывов, близких и далеких землетрясений.

ABSTRACT

Generalised spherical-symmetrical velocity section has been compiled for the upper mantle of the Tien Shan and adjacent geostuctures. Large-scale horizontal velocity irregularities in the upper mantle up to 100 km thick and their relations with the distribution over the area of basic geological structures have been analyzed.

ЛИТЕРАТУРА

- Азбель И.Я., Кондорская Н.В. Об особенностях скоростных разрезов мантии по наблюдениям над землетрясениями СССР. — В кн.: Теоретическая и вычислительная геофизика. М.: Наука, 1974, № 2, с. 122—128.
- Алексеев А.С., Лаврентьев М.М., Романов В.Г., Нерсесов И.Л. Результаты изучения горизонтальных неоднородностей мантии по профилю Памир—Байкал. — В кн.: Математические проблемы геофизики. Новосибирск: Наука, 1971, вып. 2, с. 143—165.
- Белоусов В.В., Беляевский Н.А., Борисов А.А. и др. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань—Памир—Каракорум—Гималаи. — Сов. геология, 1979, № 1, с. 11—28.
- Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 279 с.
- Бурмаков Ю.А., Винник Л.П., Зуннунов Ф.Х. и др. Скоростные вариации в верхней части верхней мантии Средней Азии по данным взрывной сейсмологии. — Докл. АН УзССР, 1980, № 8, с. 49—52.
- Бурмаков Ю.А., Рябой В.З. Определение по материалам ГСЗ скоростного разреза верхней мантии при наличии горизонтальных неоднородностей среды. — В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. М.: Наука, 1973, с. 218—227. (Вычисл. сейсмология; Вып. 6).
- 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.: Гостоптехиздат, 1962, с. 309—319.
- Винник Л.П. Исследования мантии Земли сейсмическими методами. — М.: Недра, 1976. 198 с.
- Винник Л.П., Егоркин А.В. Волновые поля и модели литосферы—астеносферы по данным сейсмических наблюдений в Сибири. — Докл. АН СССР, 1980, т. 250, с. 318—323.
- Винник Л.П., Рябой В.З., Старобинец Л.Н. и др. Скорости P -волн в верхней мантии Восточно-Европейской платформы. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 1, с. 70—73.
- Зуннунов Ф.Х. Земная кора Южного и Восточного Узбекистана. — Геофиз. сб., Киев, 1976, вып. 72, с. 65—72.
- Зуннунов Ф.Х., Рябой В.З., Старобинец Л.Н. Строение верхней части мантии по профилю ГСЗ Арьсь—Балхаш. — Докл. АН УзССР, 1977, № 11, с. 54—56.
- Крестников В.Н., Нерсесов И.Л., Штангс Д.В. Четвертичная тектоника и глубинное строение Памира и Тянь-Шаня. — Сов. геология, 1980, № 2, с. 78—96.
- Лукк А.А., Нерсесов И.Л. Строение верхней части оболочки Земли по наблюдениям над землетрясениями с промежуточной глубиной очага. — Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 3, с. 559—562.

Рябой В.З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М.: Недра, 1979. 246 с.

Эльсгольц Л.Э. Дифференциальные уравнения и вариационное исчисление. М.: Наука, 1965. 424 с.

Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, тектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. — В кн.: Геофизика: Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980, с. 101—110.

Fuchs K. Structure, physical properties and lateral heterogeneities of the subcrustal lithosphere from longrange deep seismic sounding observations on continents. — Tectonophysics, 1979, vol. 56, N 1/2, p. 1—15.

УДК 550.824.32 (235.211—11)

А.Н. Антоненко

ГЛУБИННОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ НА ОТРЕЗКЕ ЗОРКУЛЬ—КАРАКУЛЬ ВОСТОЧНО-ПАМИРСКОГО ПРОФИЛЯ

В 1978 г. в рамках международного Памиро-Гималайского проекта Институт геологических наук АН КазССР совместно с Институтом геологии и геофизики АН УзССР в пределах Восточно-Памирского профиля (к северу от оз. Зоркуль) провел сейсмические исследования методом ГСЗ.

Впервые в данном районе выполнены сейсмические исследования непрерывного профилирования. На предыдущих этапах наблюдения выполнялись в варианте дискретного профилирования.

Профиль начинается в районе Ваханского хребта, проходит по долине р. Истык через Джарты-Гумбз и далее на север, к перевалу Кутадыр (рис. 1). Протяженность профиля примерно 60 км.

Изгибы оси долины обусловили наличие нескольких изломов профиля и общую ориентировку, не совпадающую с направлением на пункты взрыва.

Особенности методики исследований

Исследования по ГСЗ включали регистрацию взрывов до 5 т взрывчатого вещества на территории СССР и Индии 11, 16 сентября 1978 г. Взрывы выполнены в пунктах Каракуль, Искандеркуль, Наукат (СССР), Нанга-Парбат, Сринагар (Индия).

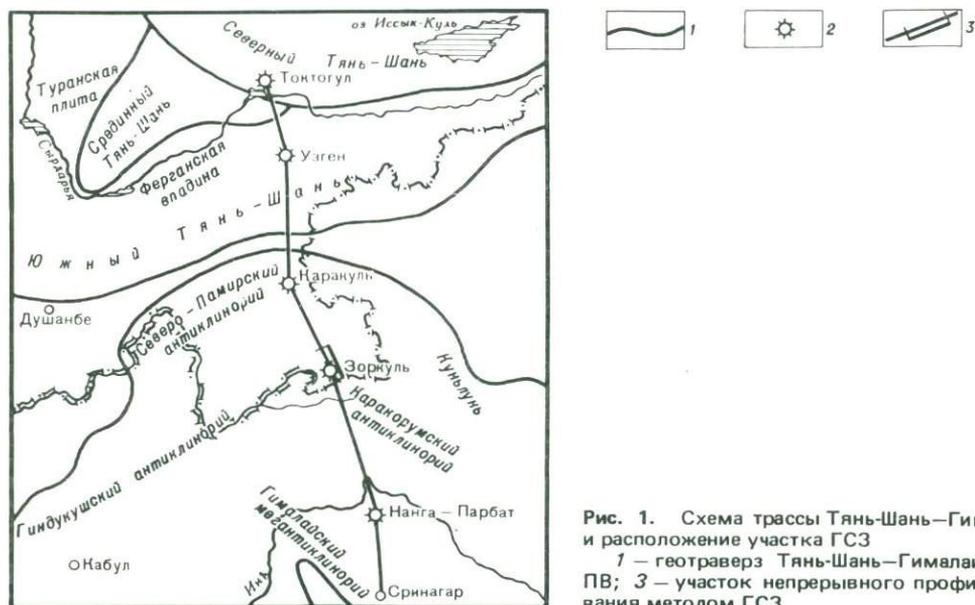


Рис. 1. Схема трассы Тянь-Шань—Гималаи и расположение участка ГСЗ
1 — геотраверз Тянь-Шань—Гималаи; 2 — ПВ; 3 — участок непрерывного профилирования методом ГСЗ

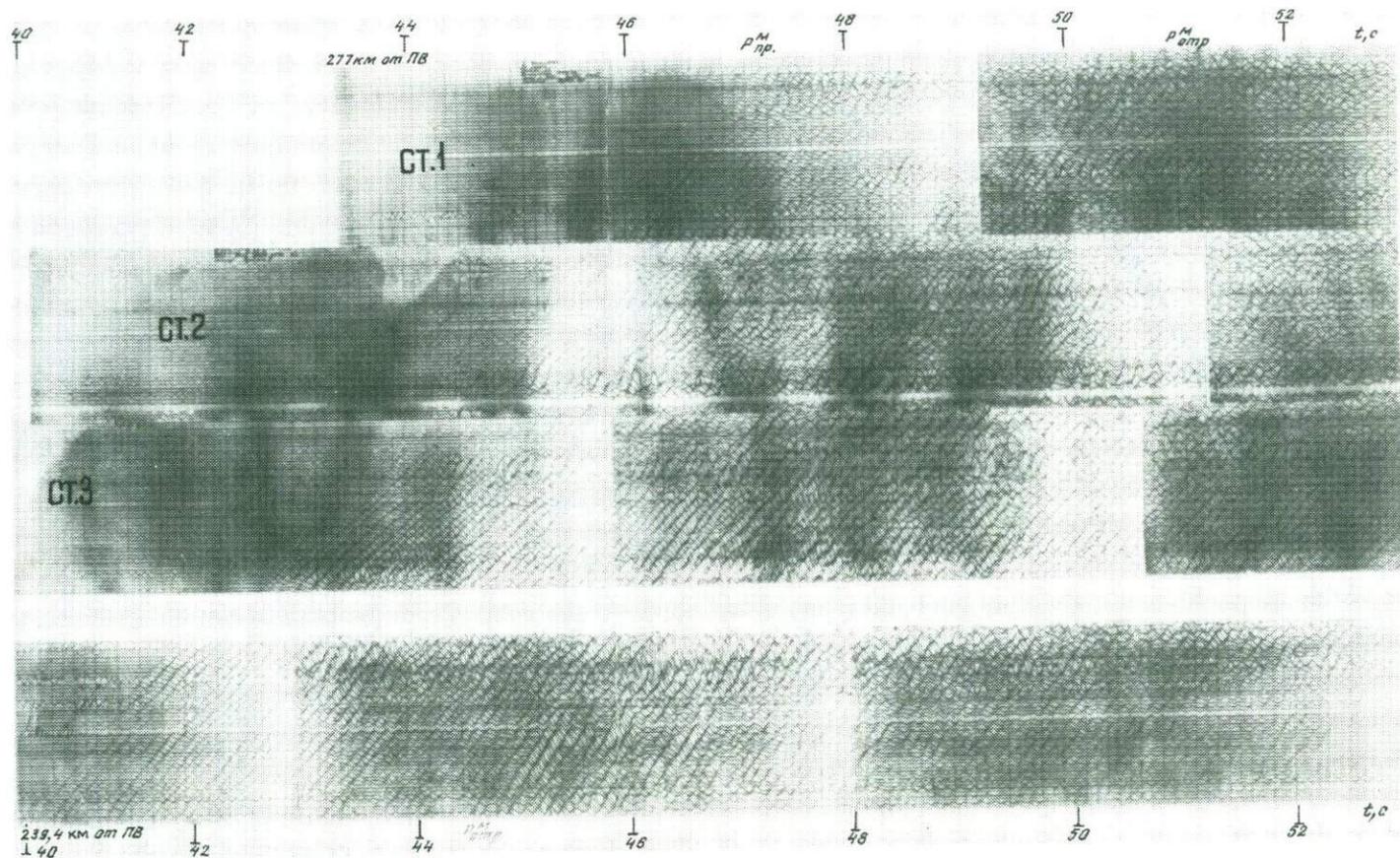


Рис. 2. Волновое поле ГСЗ, зарегистрированное из ПВ Нанга-Парбат (южная часть профиля Зоркуль—Каракуль)

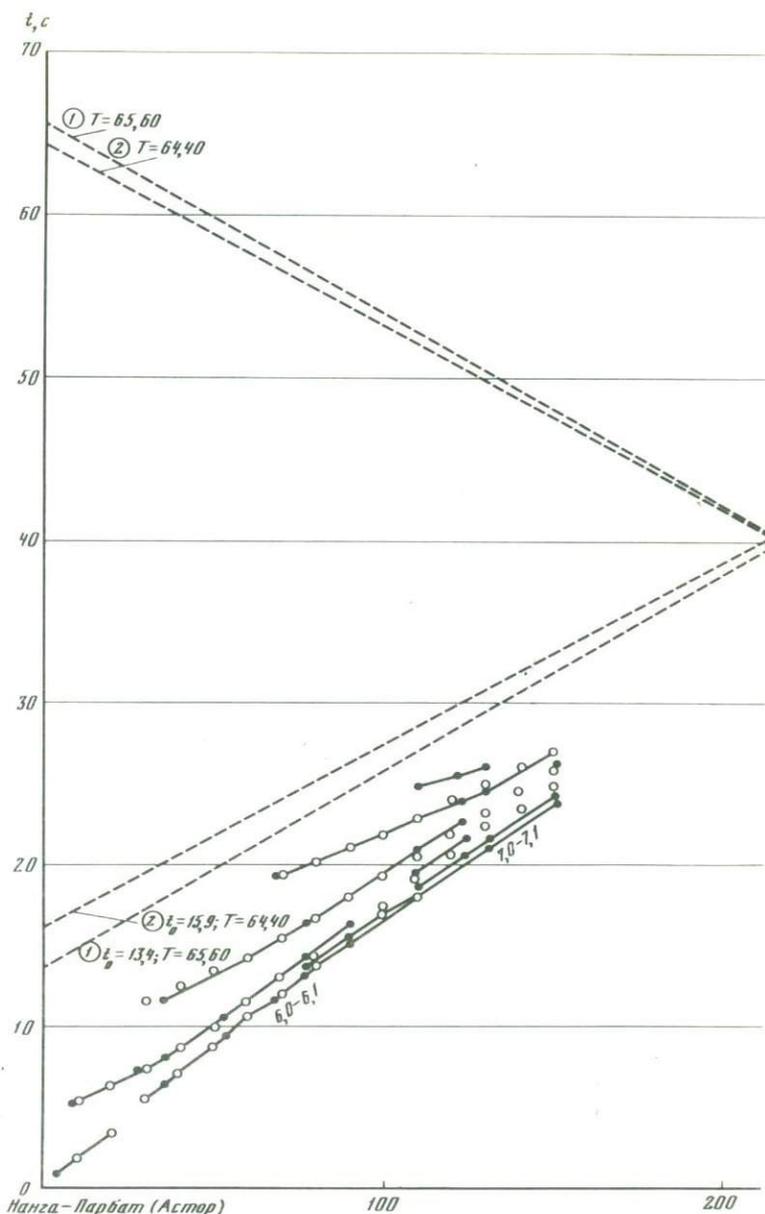
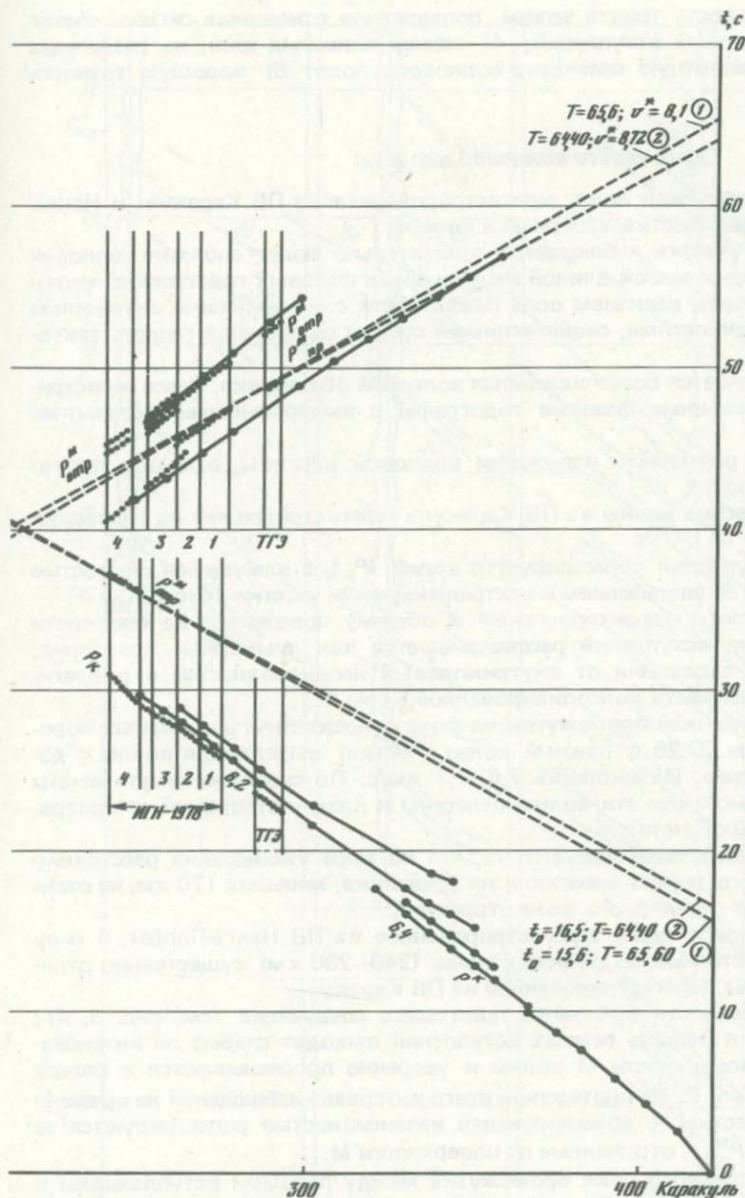


Рис. 3. Схематические годографы сейсмических волн на участке Нанга-Парбат—Каракуль. Цифры в кружках и штриховые линии — варианты интерполированного годографа $P_{\text{пр}}^M$; годографы, показанные жирной точкой, — по данным непрерывного профилирования методом ГСЗ; остальные годографы — из работы В.В. Белоусова и др. [1979]; T — взаимная точка

Регистрация сейсмических колебаний осуществлялась при помощи 48-канальных сейсмических станций "Поиск-1-48-КМПВ" с длиной позиционной установки в 9400 м. Расстояние между группами сейсмоприемников составляло 200 м. Каждый канал имел группу из трех сейсмоприемников с резонансной частотой 5 Гц (Св-2-05).

Запись осуществлялась на фотобумагу (развертка 150 мм/с) и на магнитную основу. Регистрация велась одновременно двумя сейсмическими станциями в диапазоне частот 5–22 Гц. Наличие магнитного тракта и большого набора полосовых фильтров позволило получить сейсмограммы в различных амплитудных и частотных режимах.



В процессе наблюдений получены качественные сейсмограммы из двух пунктов взрыва: Каракуль и Нанга-Парбат (удаление 180 и 270 км). Взрывы из других пунктов из-за больших расстояний (до 550 км) были зарегистрированы с весьма малым уровнем сигнала.

Записи из ПВ Каракуль отличаются достаточно высоким уровнем амплитуд, сейсмограммы из ПВ Нагна-Парбат — средним (рис. 2).

Принятая система записи сигналов точного времени и учет поправки за время взрыва обеспечили уверенную временную привязку сейсмических записей.

Таким образом, реализованная методика сейсмических наблюдений обеспечила:

- 1) регистрацию волнового поля на многоканальных позиционных установках с расстоянием между сейсмодатчиками 200 м и непрерывную фазовую корреляцию отдельных волн;
- 2) повышенное временное разрешение волнового поля;
- 3) высокую

эффективную чувствительность тракта записи, повышенное отношение сигнал/помеха и надежное выделение первых вступлений; 4) запись полезных волн на различных полосовых фильтрах и частотную селекцию волнового поля; 5) хорошую точность времени (0,01 с).

Особенности волновой картины

По характеру записей волновые поля, зарегистрированные из ПВ Каракуль и Нанга-Парбат, четко делятся на два участка: северный и южный.

В пределах северного участка наблюдается относительно более сложная волновая картина, отличающаяся укороченной длиной непрерывных фазовых годографов, частыми нарушениями корреляции, наличием осей синфазности с аномальными значениями скорости и другими особенностями, свойственными средам со сложной геолого-тектонической обстановкой.

На южном участке отмечается более спокойная волновая обстановка. Здесь регистрируются стабильные протяженные фазовые годографы с выдержанными значениями скоростей.

Не останавливаясь на подробном изложении волновой картины, отметим только наиболее общие ее особенности.

ПВ Каракуль. Сейсмические волны из ПВ Каракуль зарегистрированы на удалениях 148–181,5 км от ПВ.

В области первых вступлений регистрируется волна (P_K) с кажущейся скоростью $v^* = 6,2$ км/с, с локальным ее увеличением в центральной части участка (рис. 3).

По своим кинематическим характеристикам и общему положению на плоскости годографов волны первых вступлений рассматриваются как суммарные колебания, образованные подходами отражений от внутрикоровых неоднородностей и рефрагированными волнами верхней части консолидированной коры.

Через значительный временной промежуток на фоне относительно регулярных коровых отражений на времени 37,25 с (южный конец участка) выделяются волны с доминирующей интенсивностью. Их скорость 7,6–7,7 км/с. По своим кинематическим и динамическим характеристикам эти волны отнесены к классу отражений от поверхности М в близкритической области.

Важной особенностью этих волн является то, что по мере уменьшения расстояния до пункта взрыва они резко теряют энергию и на удалениях, меньших 170 км, не отличаются по интенсивности от регулярного фона отражений.

ПВ Нанга-Парбат. Волновое поле, зарегистрированное из ПВ Нанга-Парбат, в силу значительно большего расстояния до пункта взрыва (240–280 км) существенно отличается от волновой картины, зарегистрированной из ПВ Каракуль.

Наиболее важные особенности волнового поля здесь следующие (см. рис. 3, 4): 1. На расстоянии 265 км в область первых вступлений выходят слабые по интенсивности преломленные на поверхности М волны и уверенно прослеживаются к северу до конца участка наблюдений. 2. На протяжении всего интервала наблюдений на времени 44,6 с (южный конец участка) с доминирующей интенсивностью регистрируются за предельным углом волны $P_{отр}^M$, отраженные от поверхности М.

Говоря о структуре волнового поля промежутка между первыми вступлениями и отражениями от поверхности М, необходимо отметить, что она свидетельствует о существенной скоростной дифференциации и хорошо выраженной сейсмической расслоенности консолидированной части коры.

Разрез земной коры

Для построения сейсмического разреза земной коры привлекались опорные волны (отраженные и преломленные, связанные с поверхностью М) и поле коротких (штриховых) отражений, связанных с внутрикоровыми неоднородностями.

Скоростные параметры среды, необходимые для интерпретации, получены по кривой $v_{зф} = f(H)$, построенной главным образом по большому числу дискретных отражающих площадок.

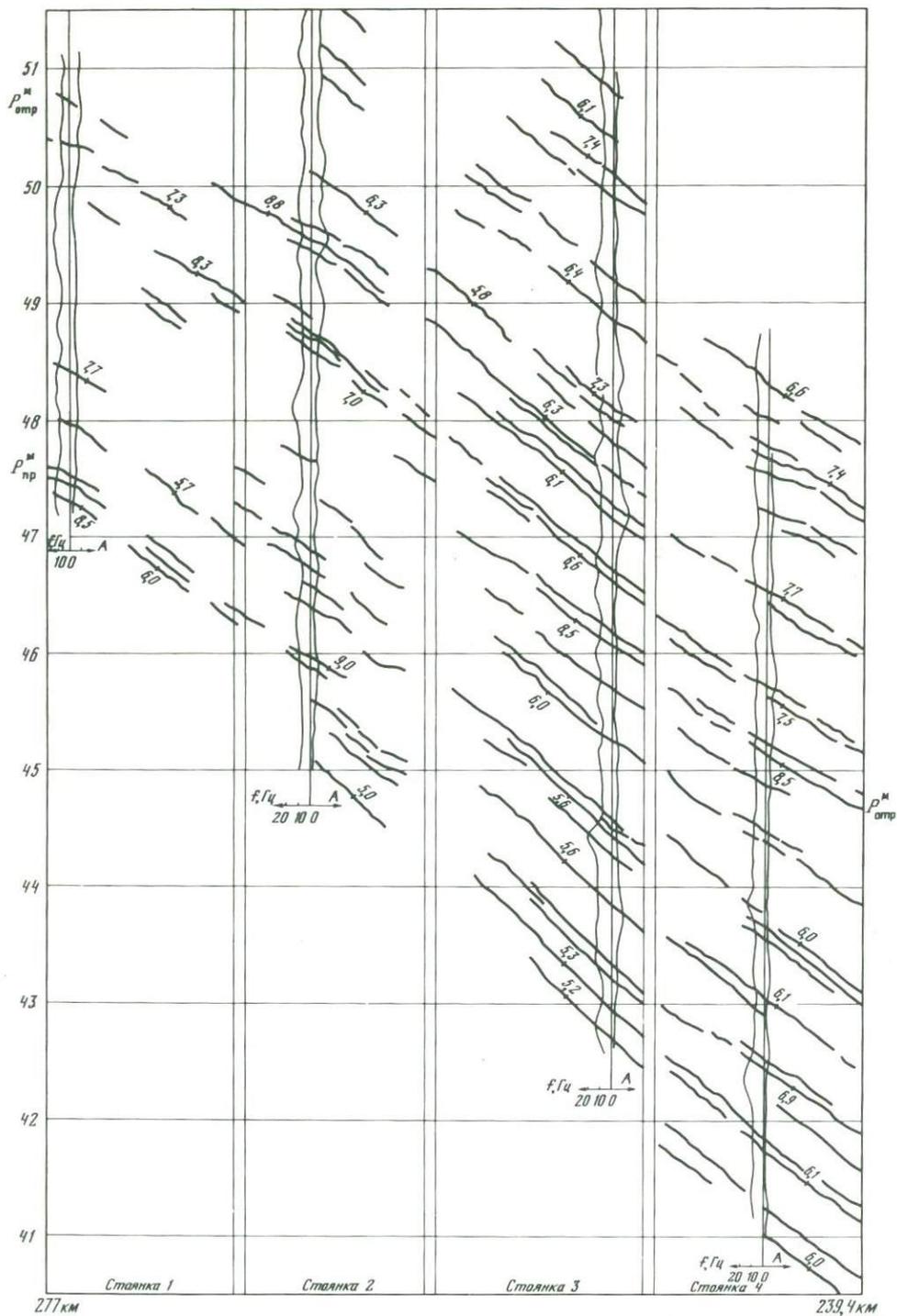


Рис. 4. Годографы сейсмических волн при ГСЗ (южная часть профиля Зоркуль—Каракуль; ПВ Нанга-Парбат)

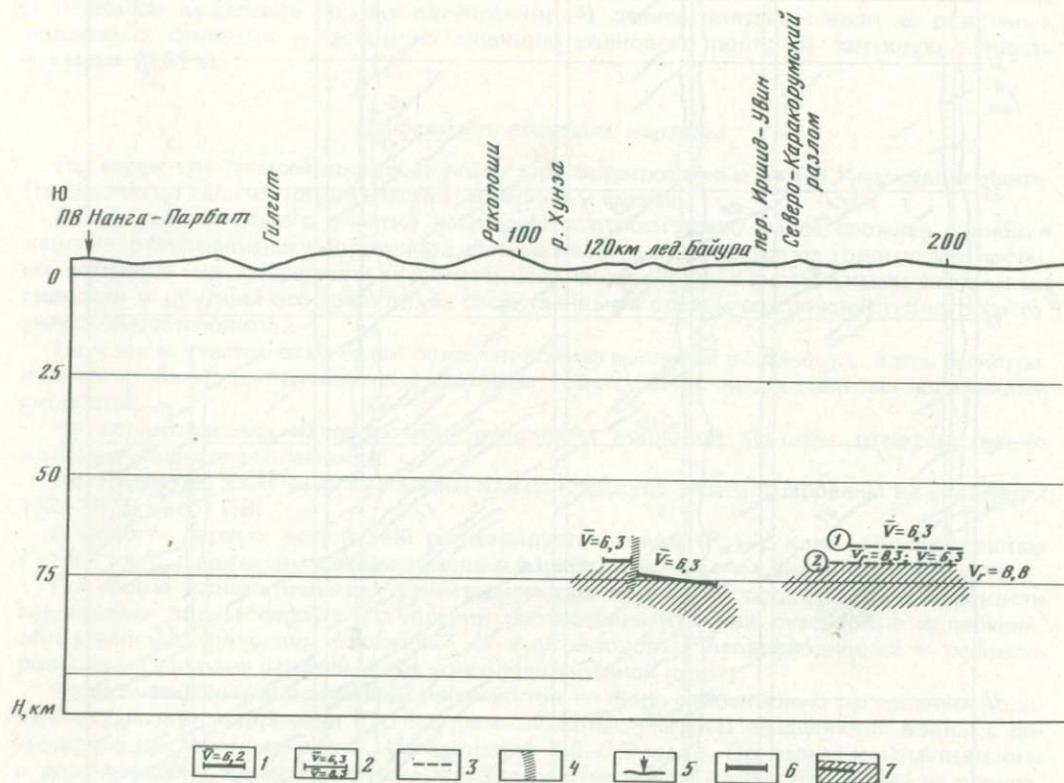


Рис. 5. Сейсмический разрез земной коры по данным ГСЗ на участке Нанга-Парбат—Каракуль
 1 — отражающие площадки по волнам доминирующей интенсивности; 2 — отражающие площадки по волнам нормальной интенсивности; 3 — преломляющая граница по одиночному годографу преломленных волн, образованных на поверхности М. Цифры в кружках — варианты интерполяции годографа; 4 — разломы по сейсмическим материалам; 5 — пункты взрыва; 6 — участок непрерывного профилирования методом ГСЗ; 7 — разлом Мохоровичича по отраженным и преломленным волнам

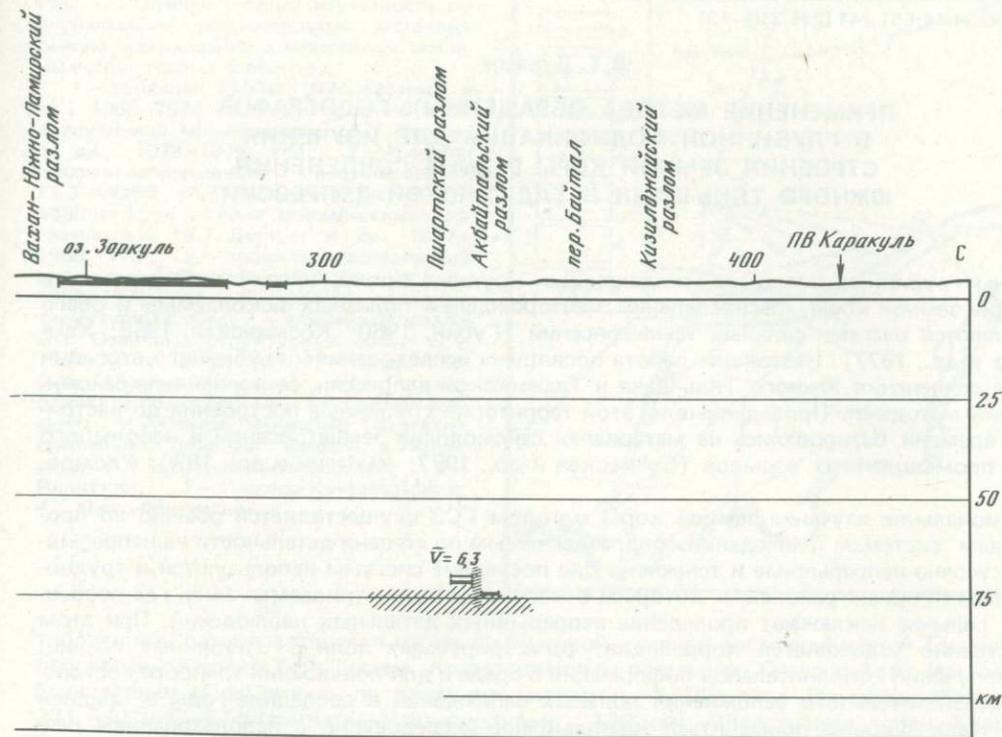
Для поверхности М средняя скорость 6,3 км/с. Обращает внимание очень малая разница между кажущейся скоростью волн первых вступлений (6,2 км/с) и средней скоростью до нижней границы коры, что указывает на наличие в толще коры слоев с инверсией скорости.

При интерпретации границы М по преломленным волнам построено два варианта раздела (на гипсометрических уровнях 66 и 70 км), что обусловлено неоднозначностью экстраполяции годографов до взаимных точек.

В результате интерпретации волнового поля построены фрагменты поверхности М на участках профиля, соответствующих Центрально-Каракурумской зоне, между Северо-Каракурумским и Вахан-Южно-Памирским разломами, а также в районе Пшартского и Акбайтальского разломов (рис. 5).

Наиболее толстая кора отмечается в пределах Центрально-Каракурумской зоны. Здесь поверхность М находится на гипсометрическом уровне 75 км, что соответствует глубине до нее 80 км. Поверхность М на этом участке представлена отражающим горизонтом, наклоненным в северном направлении. К югу поверхность М выполаживается и уменьшает свою глубину до 75 км. Здесь выделен разлом. Амплитуда смещения по разлому примерно 4 км.

В северной части профиля, в пределах Центрально-Памирской зоны мощность земной коры оценивается в 74 км. Следует отметить, что эта оценка глубины является весьма надежной, так как получена она по отражениям доминирующей интенсивности в близкритической области.



Построенные фрагменты поверхности М, несмотря на небольшую их протяженность, а также результаты анализа волновой картины ГСЗ могут рассматриваться как опорные данные при комплексном анализе сейсмических материалов, полученных на Восточном Памире.

ABSTRACT

New data on deep structure of the Central Karakorum and Akbaital tectonic zones, where thickness of the Earth's crust reaches to 80 km, was obtained by DSS technique, continuous profiling version.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В.В., Беляевский Н.А., Борисов А.А. и др. Стрoение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань—Памир—Каракурум—Гималаи. — Сов. геология, 1979, № 1, с. 11—28.

А.Т. Дуркин

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ОБРАЩЕННЫХ ГОДОГРАФОВ В ГЛУБИННОЙ МОДИФИКАЦИИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Зоны глубинных разломов, разделяющие крупные блоки, играют важную роль в развитии земной коры, распределении месторождений полезных ископаемых и обычно являются очагами сильных землетрясений [Губин, 1960; Косминская, 1968; Хамрабаев и др., 1977]. Настоящая работа посвящена исследованиям глубинного строения в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии, выполненным сейсмическими методами. Проведенные на этой территории глубинные построения до настоящего времени базировались на материалах сейсмологии землетрясений и небольшого числа промышленных взрывов [Бутовская и др., 1977; Кулагин и др., 1976; Уломов, 1966].

Региональное изучение земной коры методом ГСЗ осуществляется обычно по профильным системам наблюдений, подразделяемым по степени детальности на непрерывные, кусочно-непрерывные и точечные. Две последние системы используются в труднодоступных горных районах, к которым относится и рассматриваемая зона, где особенности рельефа исключают проведение непрерывных детальных наблюдений. При этом существенно усложняется корреляция регистрируемых волн от глубинных границ. Для получения дополнительной информации о среде и для повышения точности построений без значительного усложнения полевых наблюдений в последние годы в Средней Азии стали широко применяться комплексные исследования с использованием разведочных сейсмостанций типа "Поиск-КМПВ" и сейсмологических станций "Земля" и "Черепаша" для регистрации взрывов и землетрясений [Ахмеров и др., 1974; Пак и др., 1977; Померанцева, Мозженко, 1977; Хамрабаев, 1980]. Такое комплексирование методов позволяет расширить спектр используемых при интерпретации волн за счет продольных, поперечных и обменных волн как от взрывов, так и от землетрясений.

В зоне сочленения Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии в 1978—1980 гг. были выполнены три вида сейсмических исследований.

1. Профильные наблюдения, ставшие уже традиционными, с использованием разведочной сейсмостанции СМП-48-КМПВ и станций АСС-3М ("Черепаша") по кусочно-непрерывной и точечной системам наблюдений ГСЗ (профили Семиганч—Нурек, Сорбог—Калаи-Хумб, Исамбай—Семиганч) (рис. 1). Профиль Сорбог—Калаи-Хумб проводился по плану международного Памиро-Гималайского проекта, и система наблюдений была подчинена общей схеме исследований стран-участниц этого проекта [Хамрабаев, 1980]. Профили Семиганч—Нурек и выполняемый в настоящее время Исамбай—Семиганч пересекают предполагаемые зоны Гиссаро-Кокшаальского и Илякского разломов. Наблюдения осуществлялись из 8—13 ПВ по системе встречных и нагоняющих годографов с выносными продольными и непродольными ПВ. Все взрывы регистрировались одной сейсмостанцией СМП-48-КМПВ и пятью станциями АСС-3М. Станции АСС-3М, как правило, устанавливались в труднодоступной горной местности по линии профилей с шагом 0,5—1,5 км.

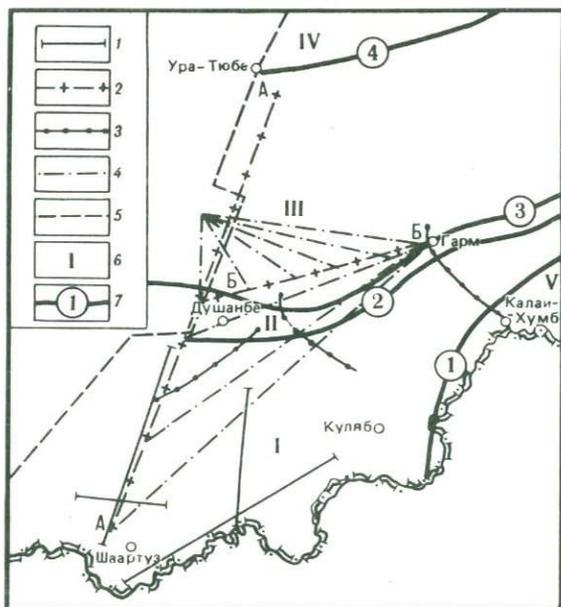
2. Сейсмические просвечивания для изучения глубинного строения, получение пространственно-временных характеристик волнового поля в различных сечениях и долговременные наблюдения с целью прогноза землетрясений, проводимые в содружестве ЮГФЭ Управления геологии Таджикской ССР и ИФЗ АН СССР (см. рис. 1). Для исследований использовались в основном два ПВ — озера Искандеркуль (ИК) и Чашмаисонгок (ЧИ). Оба пункта взрыва обеспечивают получение достаточно интенсивной сейсмической записи при любом удалении станций в пределах исследуемой области.

3. Наблюдения методом обращенных годографов (МОГ) в глубинной модификации. Данный вид исследования рассматривается более детально, так как МОГ в глубинной модификации для изучения границ земной коры используется впервые.

Общие сведения. Опробование МОГ в глубинной модификации осуществлялось на

Рис. 1. Обзорная схема изученности региональными сейсмическими методами района исследований с нанесением основных структурных элементов

1 — профили КМПВ (Л.М. Фихиева и др., 1965—1974 гг.); 2 — профили МОГ в глубинной модификации (А.Т. Дуркин и др., 1978—1979 гг.); 3 — профили кусочно-непрерывного профилирования ГСЗ—МОВЗ (А.Т. Дуркин и др., 1978—1980 гг.); 4 — линии сейсмических просвечиваний (А.Т. Дуркин и др., 1977—1980 гг.); 5 — профиль исследований станциями "Земля" (В.А. Пак и др., 1967—1971 гг.); 6 — номера основных структурных зон; 7 — важнейшие разломы. Основные структурные зоны: I — Таджикская депрессия; II — Предгиссарская впадина (ступень); III — Гиссаро-Алайское поднятие; IV — Ферганская впадина; V — Северо-Памирское поднятие. Важнейшие разломы (цифры в кружках): 1 — Дарваз-Каракульский; 2 — Илякский; 3 — Гиссаро-Кокшаальский; 4 — Южно-Ферганский



территории, располагающейся на стыке северной и северо-восточной частей Таджикской депрессии с Южным Тянь-Шанем, представленным поднятием Гиссаро-Алая (см. рис. 1). Наблюдения проводились по двум профилям: А—А (Шаартуз—Шаамбары—Шаршара — 271 км) и Б—Б (Шаамбары—Чашмаисонгок — 130 км). Область исследований характеризуется сложными орографическими условиями. Гиссаро-Каратегинская горная система занимает наиболее высокое гипсометрическое положение (максимальные абсолютные отметки 3500—4500 м). Относительные превышения гребней над глубокими долинами рек 1500—2000 м. Вдоль зоны сочленения располагается цепь орографических впадин: северная часть Сурханской долины, Гиссарская долина, долина рек Иляк, Вахш и Сурхоб. В глубинном плане им соответствует Предгиссарская впадина (ступень), на западе переходящая в Сурханскую. Для этой зоны характерны высокая плотность населения и сплошные посевы технических культур. С юга ее ограничивают северные окончания хребтов Бабага, Ренган, Каршитау, Джетайтау, Абдулаака, Тианского, Суржу и Вахшского. Очевидно, на этой территории невозможно проведение профильных работ по непрерывным системам наблюдения. Поэтому не случайно, что до настоящего времени в этой зоне для изучения структуры земной коры применялись лишь дискретные сейсмологические исследования с регистрацией записей либо на стационарных станциях [Кулагин и др., 1976], либо с применением передвижных автономных станций типа "Земля" [Ахмеров и др., 1974; Пак и др., 1977]. Работы по непрерывным системам наблюдений КМПВ с использованием разведочных сейсмостанций были проведены южнее исследуемой зоны, т.е. той части Таджикской депрессии, где орографические условия позволили выполнить профильные наблюдения (см. рис. 1). По четырем профилям КМПВ были построены сейсмические границы в осадочных отложениях, включая поверхность фундамента [Фихиева, 1974].

Профиль А—А пересекает с юга на север следующие структурные элементы: Кафирниганскую антиклинальную зону Таджикской депрессии, где фундамент перекрыт мощным и сложнодислоцированным чехлом отложений мезозоя и кайнозоя; Предгиссарскую впадину (ступень), геологическими границами которой служат тектонические границы: на юге — Илякский, на севере — Гиссаро-Кокшаальский разлом; южную окраину Южно-Тянь-Шаньского новейшего орогенического поднятия, сложенную в основном палеозойскими образованиями, среди которых преобладают гранитоиды. Профиль Б—Б почти полностью проходит по южной части Гиссаро-Алайского поднятия.

Выбор указанных направлений двух профилей обеспечивал получение сведений о волнах, распространяющихся вкрест и по простиранию основных тектонических структур района исследований.

Методика и аппаратура наблюдений. Для повышения надежности корреляции выделяемых волн от основных границ раздела земной коры, особенно отраженных волн на расстояниях около- и докритических, предложен метод обращенного годографа в нестандартной модификации, названной нами глубинной модификацией МОГ. Известно, что скважинная сейсморазведка МОГ применяется для решения задач поисково-детального характера при изучении структур осадочного чехла нефтегазоносных районах [Теплицкий, 1973].

Особенностью примененной системы наблюдений по сравнению с общепринятой является значительное увеличение расстояния между пунктами взрывов и наблюдательной скважиной, достигающее десятков и сотен километров, в связи с чем существенно изменяется класс регистрируемых волн и преобладающих частот упругих колебаний (2–15 Гц). Используется нестандартная аппаратура наблюдений. При прослеживании глубинных волн реализуется основное преимущество МОГ — исключается влияние верхней части разреза (ВЧР) на регистрируемое волновое поле внутри среды. Поскольку наблюдения проводятся в труднодоступной местности и многоэтапные исследования практически исключаются, к системам наблюдений предъявлялось требование одновременной регистрации разных типов волн. Особое внимание обращалось на изучение границ отраженными волнами, регистрируемыми в последующих вступлениях за счет повышения соотношения сигнал—помеха при наблюдениях во внутренних точках среды.

Методика основана на параллельной регистрации волновых полей по вертикальному (во внутренних точках среды — в скважине) и горизонтальным профилям (продольная и поперечная позиционные установки сейсмоприемников на поверхности около скважины). Такие наблюдения были проведены на площади Шаамбары в 16 км к западу от Душанбе в скв. 90 и около скважины. Запись сейсмических колебаний проводилась на сейсмостанции СМП-48-КМПВ с полезным временем 20 с и временной задержкой отметки момента взрыва до 99 с. Отметка момента взрыва регистрировалась с точностью ± 2 мс. Контроль за стабильностью работы станции СМП-48-КМПВ выполнялся с помощью генератора постоянных амплитуд (МГПА).

Регистрация колебаний во внутренних точках среды осуществлялась трех-четырёхточечным скважинным зондом с вертикальными пятигерцовыми приборами с шагом между точками в зонде 100 м при прямой передаче сигнала. Все существующие серийные зонды, применяемые при скважинных исследованиях с разведочными целями, имеют сейсмоприемники с собственной частотой 20–30 Гц. В связи с этим был разработан специальный зонд под сейсмоприемники С-205. Наблюдения во внутренних точках среды проводились на глубинах 800–1100 и 1300–1500 м, выбор этих интервалов обусловлен особенностью волнового поля и, в частности, разделением во времени полей восходящих и падающих волн.

При наблюдениях на поверхности в каждой точке устанавливалась группа из пяти последовательно соединенных сейсмоприемников С-205 на базе 24 м с шагом между точками (каналами) 100 м. Длина наземной расстановки в направлении профиля А—А составила 2300 м на 24 канала, а в направлении Б—Б — 1900 м на 20 каналов. На остальные три-четыре канала был подсоединен скважинный зонд. Регистрация упругих колебаний в трех направлениях позволила оценить направление подхода регистрируемых волн и при анализе не принимать во внимание волны, лежащие вне вертикальной плоскости.

Системами наблюдений было предусмотрено возбуждение упругих колебаний из ПВ, расположенных через 15–30 км друг от друга, что обуславливалось орографическими условиями. Интервал между пунктами приема (Шаамбары) и пунктами взрыва последовательно сокращался от максимального — 150 км (Шаартуз) до минимального — 1,5 км (Бедак) (рис. 2).

При выполнении исследований МОГ в глубинной модификации одновременно производилась регистрация взрывов и землетрясений пятью станциями АСС-3М ("Черепаша"), которые были передвижными и устанавливались из расчета получения наблюдений во взаимных точках, а также для контроля за условиями возбуждения на ПВ (см. рис. 2). Для получения неискаженных записей при наблюдениях вблизи ПВ в схему станций был введен делитель напряжения, уменьшающий величину входного сигнала.

В качестве датчиков использовались трехкомпонентные сейсмоприемники СК-1П. Одна сейсмостанция АСС-3М постоянно устанавливалась на одном и том же месте на участке Шаамбары (вблизи второго канала) для сопоставления регистрируемых вол-

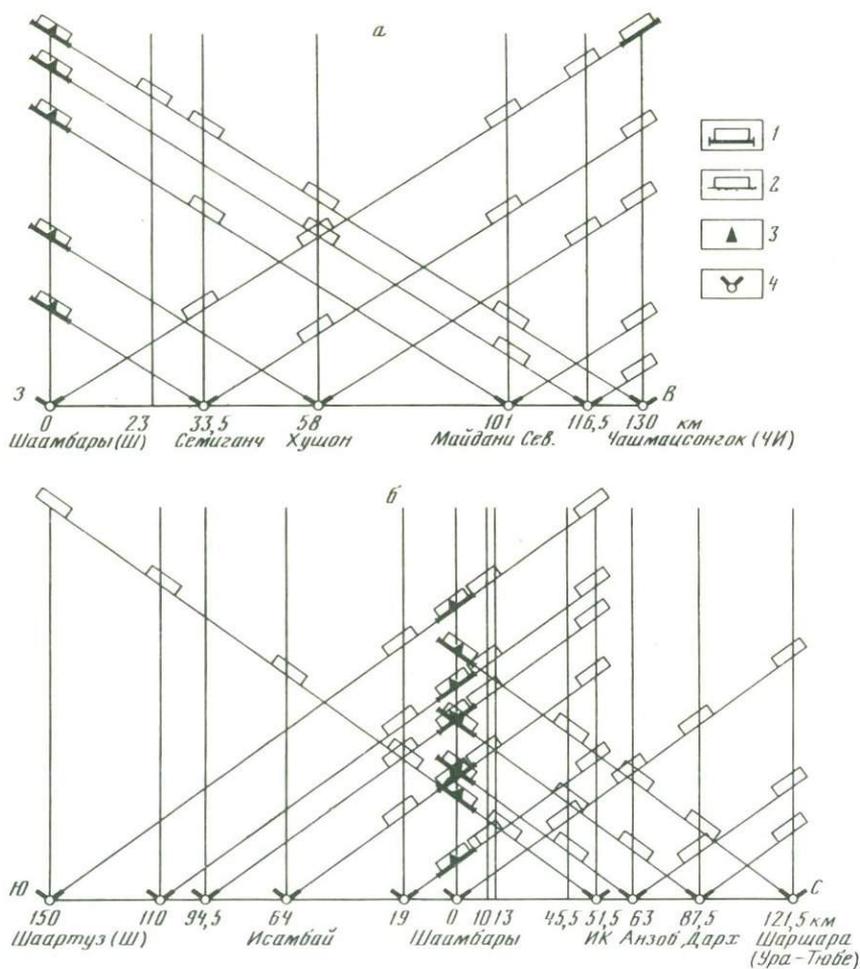


Рис. 2. Система наблюдений методом обращенного годографа (МОГ) в глубинной модификации и точечных ГСЗ по профилям:

- а — Шаамбары—Чашмаисонгок; б — Шаартуз—Шаршара
 1 — пункты одновременных наблюдений станциями СМП-48-КМПВ и АСС-3М ("Черепаша");
 2 — пункты наблюдений станциями АСС-3М; 3 — скважинные сейсмические наблюдения; 4 — ПВ

новых полей станциями СМП-48-КМПВ и АСС-3М ("Черепаша"). На эту станцию осуществлялась также передача отметки момента взрыва (ОМ) во время записи со станции СМП-48-КМПВ при помощи специально созданной схемы формирования и передачи ОМ взрыва. По нанесенной ОМ определяется абсолютное время взрыва, которое передается на воспроизведенные записи остальных станций АСС-3М для каждого взрыва.

Времена годографов волн определяются как разность между абсолютными значениями времен волн и ОМ взрыва. Контроль за правильностью регистрации ОМ взрыва осуществлялся сравнением времен первых вступлений записи второго канала сейсмостанции СМП-48-КМПВ и записи станции АСС-3М, установленной около этих каналов. Времена сравниваемых записей, как правило, совпадают с точностью ± 10 мс.

Условия возбуждения упругих колебаний подбирались так, чтобы обеспечить получение разрешенной записи как на сейсмостанции СМП-48-КМПВ, так и на станциях "Черепаша", т.е. чтобы обеспечить корреляцию выделенных волн по профилю. Величины зарядов корректировались в зависимости от расстояния до ПВ и менялись (от 1 до 5 т) при расположении их, как правило, вблизи выходов коренных пород в запол-

Кинематические и динамические характеристики волн

Индекс волн	Кинематические			
	Интервал регистрации, км	v^* , км/с	Время регистрации, с	Форма годографа
$\rho^k(\Phi)$ 0 реф	43–150	5,5–6,4	9–28,3	Прямолинейная
	23–130	5,5–6,4	5–23	
$\rho^k(\Phi)$ 0 отр	0–19		2,2–6,5	Гиперболическая
	33–130	6,8–5,1	7,5–24,5	То же
ρ^k 1 отр	19–150	10,6–5,4	8,5–29,0	"
	33–130	8,1–5,8	9,3–23,5	"
ρ^k 2 отр	19–150	11,0–5,6	10,3–29,8	"
	33–130	12–6,1	12,5–25,8	"
ρ^M 0 отр	19–150	12–6,0	13,5–30,8	"
	33–130	15–6,4	15,8–26,9	"
	51–121	14–8,0	19,3–27,0	"

Примечание. Первая строка — характеристика волнового поля на отрезке профиля Шаартуз—Шаамбары в Таджикской депрессии; вторая и третья строки — то же на отрезке профиля Шаамбары—Шаршара и по профилю Шаамбары—Чашмаисонгок (Южный Тянь-Шань). П — простая, И —

ненных водой котловинах глубиной 3–4 м. При взрывах в озерах Искандеркуль и Чашмаисонгок заряды оставались постоянными и составляли соответственно 0,4 и 1,2 т при погружении их на глубины 45 и 10 м.

Таким образом, примененные системы наблюдений по обоим направлениям представляют собой в основе наблюдения МОГ в глубинной модификации в сочетании с точечными наблюдениями ГСЗ. Выбор пунктов взрыва и пунктов наблюдений со станциями "Черепаша" зависит в значительной степени от орографических условий — от возможности подъезда на эти пункты, которые находятся в створе профиля в труднодоступных условиях.

Волновые поля и методика их интерпретации. При проведении настоящих исследований предпочтение отдавалось получению и корреляции отраженных волн, которые при региональных работах ГСЗ играют преобладающую роль в волновом поле.

По классификации Н.И.Давыдовой [1977], выполненным исследованиям соответствуют модели второго класса — толстослойные среды, разделенные сплошными границами первого рода. Известно, что интенсивность головной волны на границе первого рода на 1–2 порядка меньше интенсивности отраженной волны [Давыдова, 1977]. Отраженные волны обладают большей разрешающей способностью — в 5–10 раз, по сравнению с преломленными и уверенно выделяются в околокритической и за критической областях [Вольвовский, Вольвовский, 1976; Косминская, 1968].

Нередко при оптимальных условиях исследований отраженные волны от глубинных границ надежно прослеживаются в докритической области. В связи с этим было естественным наше стремление применить такую методику работ, которая позволила бы изучать глубинные границы отраженными волнами при существенно меньших удалениях от ПВ, чем это потребовалось при изучении этих же границ преломленными (рефрагированными) волнами.

Реализованные системы наблюдений по двум направлениям А–А и Б–Б позволили проследить изменение волнового поля при сокращении интервала между пунктами приема и пунктами взрыва от 150 до 1,5 км, изучить характеристики волн от основных границ земной коры за счет существенного повышения соотношения сигнал–помеха при скважинных наблюдениях. В процессе корреляции волн проводилось сопоставление записей на азимутальных наземных расстановках с записями, полученными во внутрен-

Динамические				Тип волны
Видимая частота, Гц	Форма записи, число фаз	A_p/Φ	$A_{p \text{ отр}}^M/A_p$	
10–15	П, 2–3 ф	2–4	5–10	Преломленная (слаборефрагированная)
10–15	П, 2–3 ф	3–5	5–10	
10–13	П, 3–4 ф	3–5	1–2	Отраженная
10–13	П, 3–4 ф	3–4	3–10	То же
6–10	П, 3–4 ф	2–10	2–10	"
8–12	П, 4–5 ф	2–10	2–10	"
5–8	И, мф	4–7	1–5	"
7–12	И, мф	2–5	1–10	"
4–8	И, мф	5–15	–	"
6–10	И, мф	5–20	–	"

интерференционная, мф – многофазовая, 2–3ф – двух-трехфазовая, 3–4ф – трех-четырефазовая, 4–5ф – четырех-пятифазовая, A_p – амплитуда волны, Φ – фон.

них точках среды. Большинство волн приходит снизу и находится в вертикальной плоскости. Однако наблюдается ряд боковых волн. Часть волн распространяется вниз по стволу скважины. На записях скважинного зонда они имеют обратную кажущуюся скорость (падающие волны). Волны такого типа исключались из обработки.

В общем виде зарегистрированное волновое поле разделяется на следующие три группы волн, которые связаны: с осадочным чехлом – $P_{ос}$ с поверхностью консолидированного фундамента и границами в земной коре – $P_{орф}^K(\Phi)$; $P_{отр}^K(\Phi)$; $P_{1отр}^K$; $P_{2отр}^K$; поверхностью Мохоровичича (М) и верхней мантии – $P_{отр}^M$; $P_{1отр}^M$. Определения природы волн и их приуроченность к основным границам земной коры проводились по кинематическим и динамическим признакам волн, которые даны в табл. 1 (рис. 3).

По линиям профилей А–А и Б–Б составлены обращенные годографы волн от этих границ, увязанные во взаимных точках по системам наблюдений (рис. 4). При этом в процессе исследований использовался весь известный арсенал признаков корреляции волн, применяемый в ГСЗ и изложенный во многих трудах и статьях, в том числе по близлежащим областям Средней Азии [Ахмеров и др., 1974; Вольвовский, Вольвовский, 1976; Гамбурцев и др., 1957; Зуннунов и др., 1977; Косминская, 1968; Пак и др., 1977].

На основании анализа результатов сейсморазведочных работ ВСП, МОВ, ОГТ, КМПВ [Дуркин, Рамазанова, 1974, 1976; Дуркин и др., 1976; Фихиева, 1974] и сейсмологических наблюдений в Таджикистане [Баринова, 1976; Бутовская и др., 1977; Кулагин и др., 1976; Нерсесов, Чепкунас, 1971; Пак и др., 1977] составлены модели земной коры для Кафирниганской антиклинальной зоны и Гиссаро-Каратегина, в пределах которых располагаются профили А–А и Б–Б (рис. 5). Расчет теоретических годографов и амплитудных кривых был выполнен по программе машинного счета [Яновская, 1966]. По составу и соотношениям времен в пределах исследуемого участка наблюдается два типа волновых полей. Экспериментальные годографы соответствующих им волн изображены на рис. 4. Первый тип волнового поля соответствует отрезку профиля Шаартуз-Шаамбары, располагающемуся в Таджикской депрессии. Только на этом участке профиля зарегистрированы волны, связанные с осадочным чехлом. Второй тип волнового поля зарегистрирован на отрезке профиля Шаамбары-Шаршара

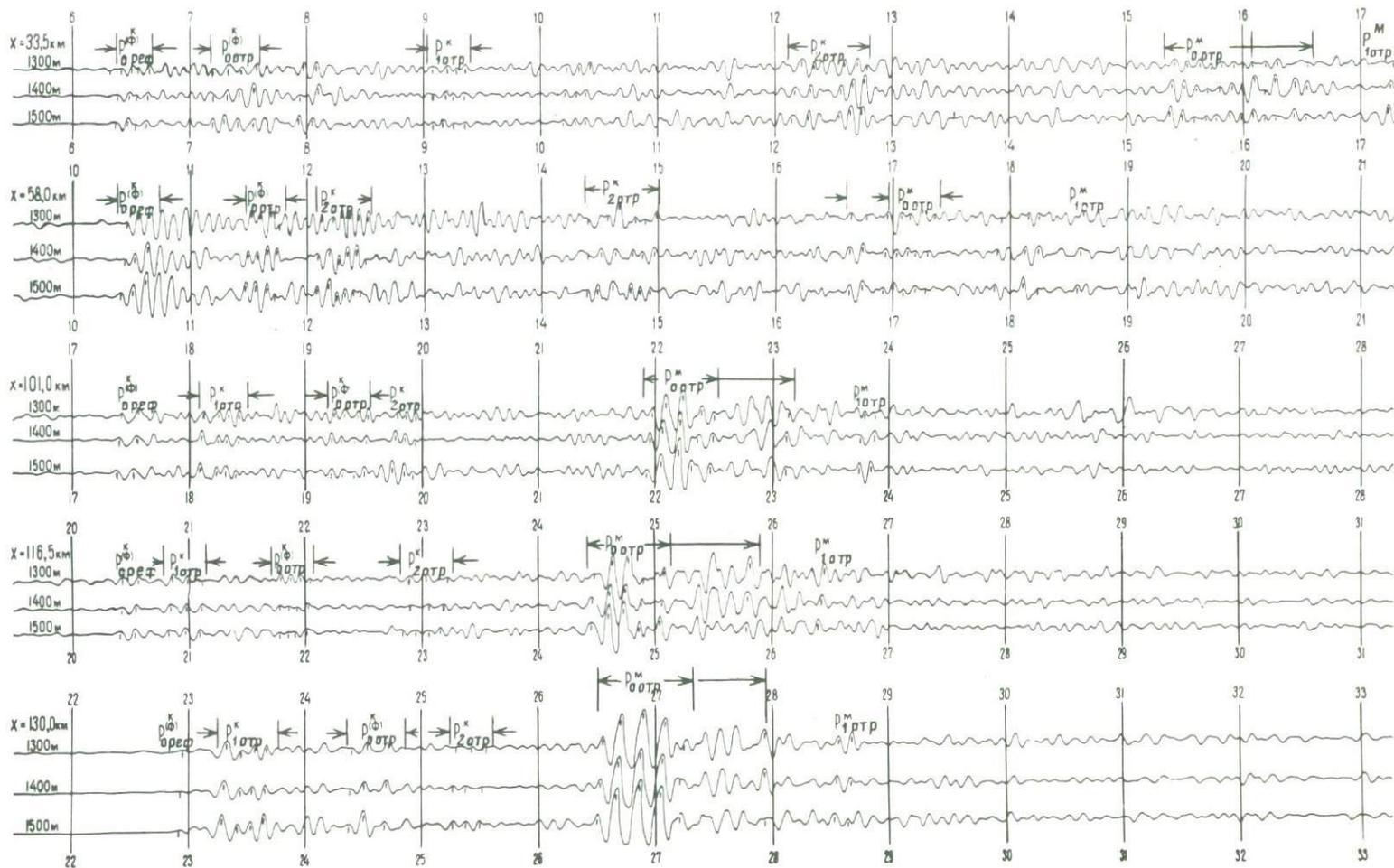


Рис. 3. Характерная запись продольных волн от основных границ раздела земной коры, полученная при наблюдениях во внутренних точках среды по профилю Б-Б (Шаамбары-Чашмаисонгк)

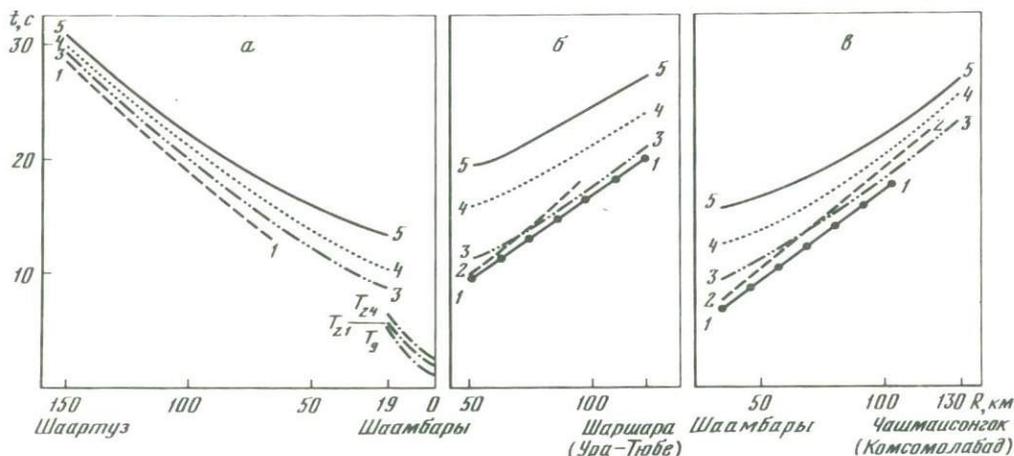


Рис. 4. Экспериментальные годографы продольных волн по профилям А-А (Шаартуз—Шаршара) и Б-Б (Шаамбары—Чашмаисонгок): а — Кафирниганская зона Таджикской депрессии; б-в — Гиссаро-Каратегинская зона Южного Тянь-Шаня

Годографы волн: 1 — $P_0^{\text{реф}}$; 2 — $P_0^{\text{отр}}$; 3 — $P_1^{\text{отр}}$; 4 — $P_2^{\text{отр}}$; 5 — $P_0^{\text{отр}}$; T_0, T_{21}, T_{24} — волны, отраженные от кровли алайско-бухарских слоев, карбонатов юры и от кровли палеозоя

и по профилю Шаамбары—Чашмаисонгок, располагающихся в Южном Тянь-Шане, где практически не имеется осадочных отложений или они встречаются фрагментарно.

Первая группа волн (от границы в осадочной толще) достаточно полно изучена сейсморазведочными работами в Таджикской депрессии [Дуркин, Рамазанова, 1974, 1976; Дуркин и др., 1976; Фихиева, 1974]. Непосредственно на пункте приема Шаамбары исследование волнового поля проведено методом ВСП в скв. 90. В результате анализа сводных сейсмограмм ВСП установлено, что наиболее интенсивной и динамически выраженной является группа волн, связанных с резкими скоростными границами в мезозойско-кайнозойских отложениях [Дуркин, Рамазанова, 1974]. Однако прослеживание этих волн до дневной поверхности и корреляция их на сейсмограммах позиционных наблюдений не всегда оказывается возможным из-за наложения помех, связанных с верхней частью разреза, на основании чего был сделан вывод, что для изучения глубинных границ в региональном плане целесообразно применить МОГ при одновременной регистрации упругих колебаний в скважине и на поверхности.

По направлению Шаартуз—Шаамбары (до Гиссара) ранее были выполнены работы методом КМПВ [Фихиева, 1974]. При этих наблюдениях выделены следующие преломленные (слабо рефрагированные) волны: от поверхности алайско-бухарских известняков палеогена, от кровли карбонатной юры и от поверхности фундамента.

В процессе настоящих исследований при возбуждении упругих колебаний из ПВ Бедак (1,6 км) и Бабатаг (19 км) получены отраженные волны от этих же границ (см. рис. 4). Следует отметить, что вся эта группа волн более уверенно выделяется на записях, полученных с применением скважинного зонда.

Вторая группа волн, соответствующая границам в кристаллической коре, прослежена в обеих зонах (табл. 1). Волны, связанные с поверхностью фундамента, являются первой устойчивой группой, формирующей первые вступления. На сейсмограммах в долине р. Кафирниган преломленная волна на поверхности фундамента начинает прослеживаться на удалениях 43—53 км кажущейся скоростью 5,5—6,6 км/с с $t_0 = 3,63$ —3,96 с [Фихиева, 1974]. По материалам настоящих исследований волна $P_0^{\text{реф}}$ выделяется на таких же удалениях, характеризуется трех-четырефазным колебанием с видимой частотой 8—14 Гц, слабо выражена по амплитуде и на записях скважинного зонда, и при наземных наблюдениях.

Наиболее уверенно эта волна регистрируется в первых вступлениях по профилю Б-Б из ПВ (33,5 км) и ПВ (58,0). На сейсмограммах она представлена трех-четырефазным колебанием с амплитудой, превышающей фон в 4—5 раз.

В последующих вступлениях от этой же границы наблюдается отраженная волна —

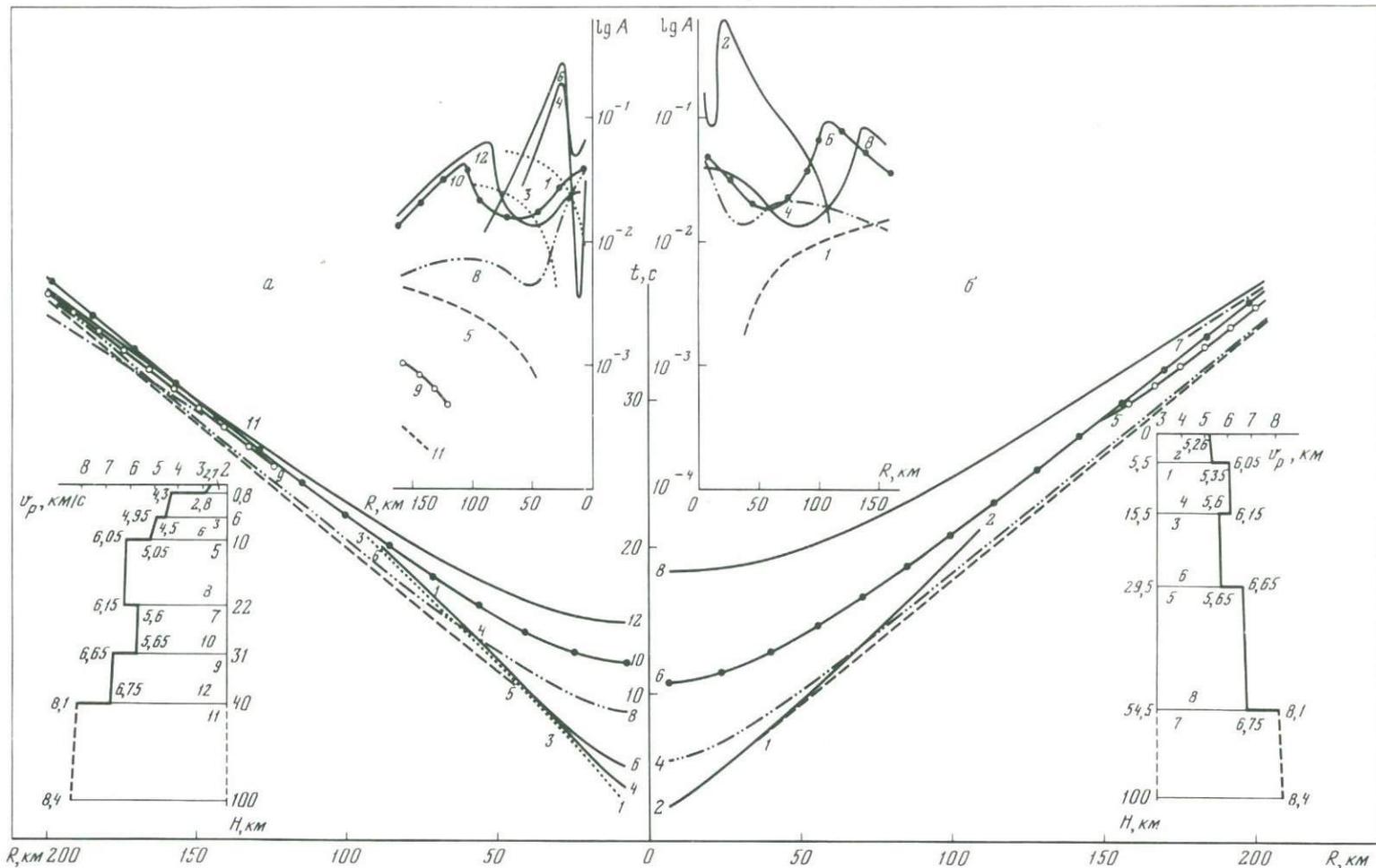


Рис. 5. Теоретические годографы и амплитудные кривые продольных волн: а – для модели Кафирниганской зоны Таджикской депрессии; б – для Гиссаро-Каратегинской зоны Южного Тянь-Шаня. Составили Л.М. Фихиева, А.Т. Дуркин, В.К. Кулагин

$P_{0 \text{ отр}}^k$ (ф). Она обладает хорошей интенсивностью, а с некоторых ПВ превосходит первые вступления по амплитуде в 8–10 раз (ПВ Бабатаг – 19 км).

С границами внутри консолидированной части земной коры связано несколько групп отраженных волн. Здесь рассматриваются отраженные волны от кровли и подошвы предполагаемого волновода, которые выражены по амплитуде, увязываются по времени и прослеживаются при разных удалениях ПВ (см. табл. 1).

Отраженная волна $P_{1 \text{ отр}}^k$ по амплитудной выразительности уверенно выделяется на записях из всех ПВ. При этом соотношение сигнал–шум достигает в среднем значения 3–4. С увеличением расстояний от ПВ до 101–130 км эта волна достигает наибольшей интенсивности. Во внутренних точках среды она регистрируется как четырехфазное колебание. По записям на поверхности число фаз растет до 5–6. Волна $P_{1 \text{ отр}}^k$ при одних и тех же удалениях от ПВ Шаамбары регистрируется на меньших временах в северной части профиля А–А.

Волна, отраженная от подошвы волновода $P_{2 \text{ отр}}^k$, зарегистрирована по профилям четырех–шестиэтажным колебанием средней относительной интенсивности. На записях, полученных из ПВ с удалением 150 км (Шартуз) по линии А–А, она регистрируется почти одновременно с отраженной волной от поверхности М, создавая тем самым интерференционную многофазную запись.

Из третьей группы волн наиболее надежно прослеживается в последующих вступлениях, доминируя над всеми остальными волнами, отраженная волна от поверхности М (см. табл. 1). Она выделяется с расстояния 19 км и следится до максимально использованного взрывного интервала – 150 км. Эта волна представляет собой многофазное колебание, состоящее из семи–девяти четко выраженных по амплитуде фаз. В связи с затуханием промежуточных фаз можно предположить, что вся интерференционная группа состоит из двух–трех следующих друг за другом волн с меньшим (два–три) числом фаз. Наиболее уверенно по амплитуде выделяются околокритические и за- критические отражения (см. рис. 3).

Необходимо отметить, что отраженные волны от границы М, зарегистрированные на участках профилей, расположенных в Гиссаро–Каратегине, характеризуются более высокими видимыми частотами и большим временем регистрации, чем по профилю Шартуз–Шаамбары, расположенному в Таджикской депрессии (см. табл. 1).

Введение поправок в наблюдаемые годографы. Основой при построениях годографов служили данные корреляции отраженных волн по скважинным наблюдениям. Корреляция волн по наземным наблюдениям, особенно в докритической области, была менее уверенной. Во времена позиционных наблюдений вводились поправки за разницу времен пробега волн между верхним прибором зонда и дневной поверхностью.

Величина поправки была уточнена в результате проведенных наблюдений методом ВСП в этой же наблюдательной скважине. Годографы также исправлялись за рельеф–отклонение ПВ от линии приведения. На участке профиля Шаамбары–Шаршара и по профилю Шаамбары–Чашмаисонгок, т. е. в пределах Гиссаро–Каратегина, за линию приведения принята линия, проходящая через пункт приема Шаамбары с абсолютной высотой +1100 м. Общая поправка в наблюдаемый годограф вычислялась по формулам

$$\Delta t = \Delta t_{\text{скв}} - \Delta t_p, \quad \Delta t_p = \frac{H_{\text{абс}} - H_{\text{прив}}}{v_{\text{прив}}},$$

где $\Delta t_{\text{скв}}$ – поправка за приведение к наблюдениям на дневную поверхность; Δt_p – поправка за превышение ПВ над линией приведения; $v_{\text{прив}}$ – 5,3 км/с – скорость продольных волн, принятая для палеозойских отложений.

На участке профиля Шартуз–Шаамбары линия приведения проведена по верхнему прибору скважинного зонда, располагающемуся на глубине 800 м от дневной поверхности (абс. высота +300 м). Поправки во времени за отклонение ПВ по высоте от линии приведения вводились в годограф, построенный по значениям времен скважинного зонда. ПВ на этом участке профиля располагались по долине р. Кафирниган. Для расчета поправок была принята средняя скорость 2,6 км/с, которая определена по материалам сейсморазведки МОВ–КМПВ и является характерной для верхней части современных отложений реки.

Сопоставление эффективных и средних скоростей до основных границ раздела земной коры, км/с

Граница земной коры	Кафирниганское поднятие (Таджикская депрессия)				
	$v_{эф}$	Глубина H до границы по модели, км	$v_{ср}^*$	$v_{ср}^{**}$	$v_{ср}^{***}$
Поверхность консолидированной коры K_0	4,5	10	4,41	4,44	4,51
Поверхность волновода K_1	5,25	22	5,2	5,22	5,26
Подошва волновода (Конрада)	5,45	31	5,31	5,31	5,35
Поверхность Мохоровичича	5,8	40	5,57	5,6	5,61

Таблица 2 (окончание)

Граница земной коры	Поднятие Гиссаро-Каратегин			
	$v_{эф}$	Глубина H до границы по модели, км	$v_{ср}^*$	$v_{ср}^{**}$
Поверхность консолидированной коры K_0	5,3	5,5	5,3	5,3
Поверхность волновода K_1	5,6	15,5	5,8	5,8
Подошва волновода (Конрада)	5,6	29,5	5,75	5,75
Поверхность Мохоровичича	6,15	57,5	6,15	6,15

$v_{ср}^*$ — без градиента скорости в слоях; $^{**}v_{ср}$ с градиентом скорости в слоях; $^{***}v_{ср}$ — с более детальной моделью осадков.

Скоростная модель среды. На рис. 5 приведены скоростные модели земной коры Гиссаро-Каратегина (Южный Тянь-Шань) и Кафирниганской антиклинальной зоны (Таджикская депрессия), составленные по данным последних исследований [Барина, 1976; Дуркин, Рамазанова, 1974, 1976; Дуркин и др., 1976; Кулагин и др., 1976; Нерсесов, Чепкунас, 1971; Пак и др., 1977; Фихиева, 1974]. Модели отличаются количеством слагающих слоев и их толщиной, скоростными характеристиками и общей мощностью земной коры.

Как показал анализ зарегистрированного волнового поля, этим зонам присущи различные типы волновых полей. Особенностью скоростного разреза Кафирниганской зоны является наличие мощных отложений мезозоя—кайнозоя, обладающих сравнительно низкими пластовыми скоростями. По материалам сейсморазведочных исследований в таком разрезе выделяется до шести-семи четких скоростных границ с перепадом пластовых скоростей в 500—1100 м/с. [Дуркин, Рамазанова, 1976]. Осадочная часть разреза Кафирниганской зоны аппроксимирована трехслойной моделью с градиентами скоростей в каждом слое (см. рис. 5, а).

Консолидированная кора и верхняя мантия представлены однородно-слоистыми средами с волноводом [Барина, 1976; Кулагин и др., 1976; Нерсесов, Чепкунас, 1971]. Средняя пластовая скорость распространения продольных волн в волноводе составляет 5,6 км/с.

Определение эффективных скоростей. Для определения эффективных скоростей использовались известные, широко применяемые в сейсморазведке способы: взаимных точек; подбора; постоянной разности; теоретических годографов и др. [Гурвич, Боганик, 1980]. Полученные значения эффективных скоростей до основных границ раздела земной коры существенно отличаются для двух исследуемых зон (табл. 2). Для участка профиля Шаартуз—Шаамбары (Таджикская депрессия) эф-

фактивные скорости до всех границ значительно ниже, чем для зоны Гиссаро-Каратегина.

С целью оценки и сопоставления эффективных скоростей до границ земной коры со средними скоростями до этих же границ была определена зависимость средней скорости от глубины $v_{cp}(H)$ для скоростных моделей, приведенных на рис. 5. Результаты сопоставления приведены в табл. 2. Значения эффективных скоростей, определенные по экспериментальным годографам, в целом близки к расчетным средним скоростям по моделям. Отличается на +0,2 км/с эффективная скорость до поверхности М-в Кафириганской зоне ($v_{эф} = 5,8$ км/с). Несколько заниженной (на 0,2 км/с) оказалась эффективная скорость до поверхностей (кровля и подошва) волновода в Гиссаро-Каратегинской зоне.

Для построения сейсмических границ по профилям приняты вычисленные по годографам значения эффективных скоростей. Из практики работ известно, что эффективная скорость до основных границ раздела в земной коре в однородных тектонических зонах меняется незначительно в горизонтальном направлении ($\Delta v \leq 0,1-0,3$ км/с). Также известно, что лучевая и эффективная скорости различаются не более чем на 2%, что не превышает погрешностей определения скорости, и поэтому для построения разрезов использовалась постоянная эффективная скорость до каждой границы в пределах своей тектонической зоны (см. табл. 2).

Построение сейсмических разрезов и особенности глубинного строения. Традиционное построение разрезов выполняется нанесением границ сверху вниз с учетом преломления на вышележащей границе. В результате положение опорных границ, например границы М, определяется в зависимости от промежуточных вышележащих границ, которые зачастую создаются штриховым волновым полем. Поэтому целесообразно построить сначала опорные границы, до которых определены эффективные скорости [Зуннунов, Эргешев, 1974].

К границам, которые прослеживаются повсеместно, относятся поверхность консолидированного фундамента и граница М [Павленкова, 1981]. С использованием полученных значений эффективных скоростей и соответствующих годографов построены отражающие границы: поверхность М и фундамент K_0 . Сейсмические границы строились способами полей времен для отраженных и преломленных волн и засечек [Гурвич, Боганик, 1980].

На рис. 6 и 7 представлены глубинные сейсмические разрезы, составленные по направлениям А-А и Б-Б.

На разрезе по линии А-А, пересекающей область сочленения Таджикской депрессии с Южным Тянь-Шанем, четко выделяются два блока, которые существенно различаются по строению земной коры — Таджикская депрессия (Афгано-Таджикская впадина) и южная часть поднятия Гиссаро-Алая (Южно-Тянь-Шаньский блок). В соответствии с общепринятой моделью в разрезе земной коры выделяются три основных слоя: "осадочный", ограниченный снизу поверхностью консолидированного основания K_0 , "гранитный" — с волноводом (кровля волновода K_1 , подошва K_2), "базальтовый" — между границами Конрада K_2 и поверхностью М.

Сейсмический разрез на участке профиля Шаартуз—Шаамбары представлен восемью слоями. Верхние четыре границы являются преломляющими и отражающими, остальные — отражающими. "Осадочный" слой включает отложения палеозойского и мезозойско-кайнозойского возрастов общей мощностью 11—11,5 км.

К северу и северо-востоку от зоны Гиссаро-Кокшаальского разлома поверхность консолидированного основания залегает на глубинах 5,6—6 км от дневной поверхности по обоим направлениям профилей. Полученные данные подтверждают построение по обменным волнам для этой границы, выполненные В.А. Паком и др. [1977].

В Гиссарской долине на широте площади Шаамбары и несколько севернее поверхность "гранитного" слоя залегает на глубинах 7,5—8 км. К северу и к югу от площади Шаамбары эта граница претерпевает разрыв амплитудой 2,5—3,5 км. В районе предполагаемого Илякского разлома (ПК 1600—1650) она прослеживается без разрывов, но с флексуобразным осложнением. Это осложнение повлияло также и на форму лежащих выше границ в осадочных отложениях.

Волноводный слой. К югу от площади Шаамбары мощность этого слоя увеличивается от 7 до 17 км. Кровля предполагаемого волновода располагается на глубинах 15—20 км. В районе Гиссарской долины эта поверхность имеет вид синклинального

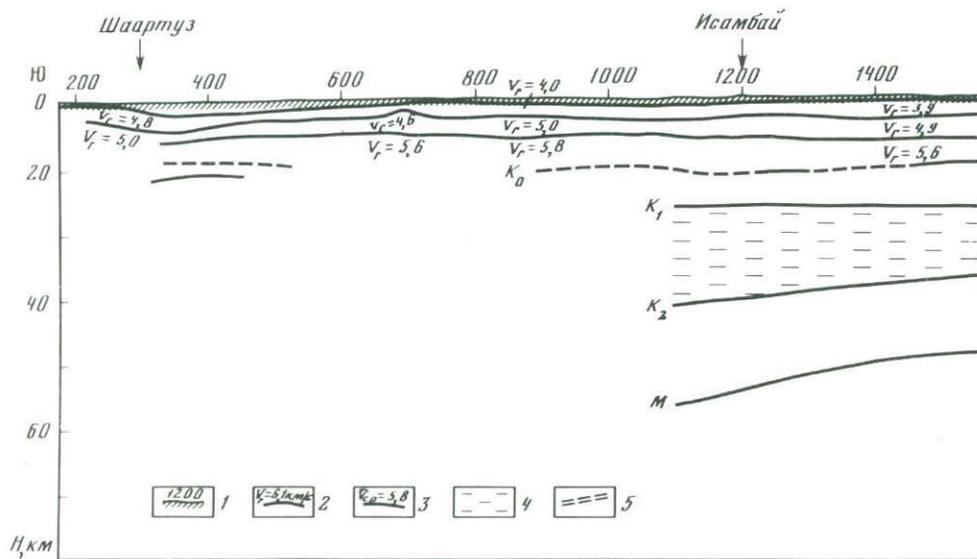


Рис. 6. Сейсмический разрез по линии А—А (Шаартуз—Шаамбары—Шаршара). Составил А.Т. Дуркин с использованием материалов по профилю III-КМПВ (Л.М. Фихиева)
 1 — дневная поверхность и пикеты профиля; 2 — преломляющие границы; 3 — отражающие границы; 4 — слой волновода; 5 — глубинные разломы. K_0 — поверхность консолидированной коры; K_1 — поверхность (кровля) волновода; K_2 — подошва волновода (условная поверхность Конрада); М — поверхность Моховоричича

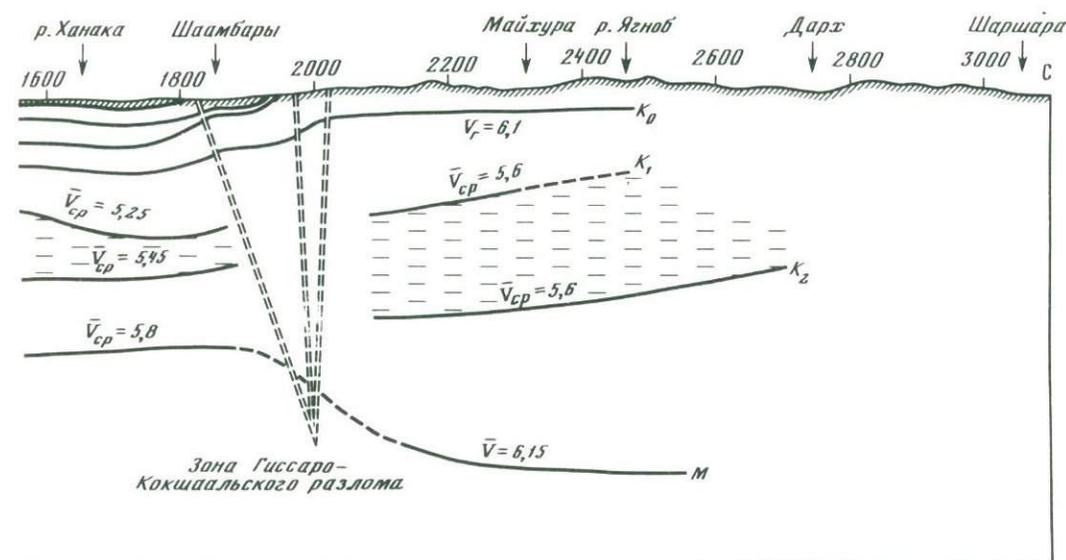


Рис. 7. Сейсмический разрез по профилю Б—Б (Шаамбары—Чашмаисонгок)
 Условные обозначения см. на рис. 6

прогиба. Подошва волновода находится на глубинах 25–30 км, плавно погружаясь в южном направлении.

На участках профилей, расположенных в Гиссаро-Каратегине, границы K_1 и K_2 воздымаются в северном и северо-восточном направлениях. Мощность волноводного слоя здесь более выдержана — 17–20 км. Подошва волновода K_2 отождествляется с условной поверхностью “базальтового” слоя или границей Конрада.

Поверхность М и “базальтовый” слой. Поверхность М по профилю А—А погружается к югу с 37 на площади Шаамбары (Гиссарская долина) до 45 км на ПК 1100. К северу от площади Шаамбары граница М испытывает резкое опускание до глубины 50 км, вероятнее всего, с разрывом амплитудой 13 км (Гиссаро-Кокшаальский разлом). Далее

на участке профиля А—А граница М плавно погружается в северном направлении до глубины 56 км, а по профилю Б—Б в северо-восточном направлении — до глубины 53 км. Мощность “базальтового” слоя в южной части профиля А—А составляет 12–13, а в северной увеличивается до 20–30 км.

Полученные материалы в целом согласуются с результатами сейсмологических исследований [Ахмеров и др., 1974; Бутовская и др., 1977; Кулагин и др., 1976; Пак и др., 1977]. Однако имеется существенное расхождение в глубинах до границы М в Таджикской депрессии (район кишлака Исамбай и южнее). По некоторым предыдущим данным поверхность М на этом участке образует поднятие на глубине 32–35 км [Беккер и др., 1974; Кулагин и др., 1976]. В результате настоящих работ выяснилось, что поверхность М располагается на глубине 45 км.

Подводя итог, можно сделать следующие выводы:

1. Первое опробование метода обращенных годографов в глубинной модификации в сочетании с точечными наблюдениями ГСЗ показало его эффективность при изучении строения земной коры. Достоинства такого комплекса: возможность получения корреляционно увязанных систем наблюдений в труднодоступных горных зонах; регистрация колебаний вне области развития волн-помех и улучшение соотношения сигнал-помеха; использование при интерпретации отраженных волн, полученных на расстояниях около- и докритических, что позволяет существенно повысить точность глубинных построений.

2. Совместный анализ волновых полей разных типов (от взрывов и землетрясений), регистрируемых во внутренних точках среды и на азимутальных позиционных расстояниях, дает возможность более полно исследовать динамические и кинематические признаки при определении природы волн, направления их подхода и корреляции по профилю.

3. Получены новые данные о глубинном строении исследованной территории: а) по новому трактуется поведение границы М в Таджикской депрессии по долине р. Кафирниган. Поверхность М без видимых осложнений погружается в южном направлении от 37 км в Гиссарской долине до 45 — в районе кишлака Исамбай и южнее; б) к зоне сочленения Таджикской депрессии и Южного Тянь-Шаня, представленной на поверхности Гиссаро-Кокшаальской зоной разломов, приурочены разрывные нарушения прослеживаемых сейсмических границ. Поверхность М представлена ступенью или резким флексуобразным погружением в сторону Южного Тянь-Шаня с амплитудой 12–13 км; в) в южной части Южного Тянь-Шаня по поверхности М отмечено корневое утолщение земной коры. Граница М в пределах исследованной части погружается к северу от 50 до

56 км. Мощность "базальтового" слоя в этой зоне составляет в среднем 26–27 км. Результаты по этой зоне согласуются с сейсмологическими наблюдениями со станциями "Земля" и "Черепаша" [Пак и др., 1977]; г) границы в кристаллической части коры, включая волноводный слой, имеют тенденцию к согласному залеганию, но не соответствуют рельефу поверхности М. Мощность волноводного слоя в среднем в Гиссаро-Каратегине в 1,7–2 раза больше, чем в Таджикской депрессии.

АБСТРАКТ

Method of reversed travel time curves, deep modification, in the combination with DSS point observations, proved to be effective for study of the Earth's crust boundaries. It permitted to obtain new data on the deep structure of the Earth's crust in the Southern Tien Shan–Tadjik depression junction zone.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахмеров Р.З., Насыров А.М., Пак В.А. Применение аппаратуры "Земля" для изучения строения земной коры. — В кн.: Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974, с. 17–32.
- Барина А.Я. О выборе скоростного разреза земной коры в Таджикской депрессии. — В кн.: Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976, с. 108–117.
- Беккер Я.А., Кошлаков Г.В., Кузнецов Е.С. Глубинное строение юго-западного Таджикистана по геолого-геофизическим данным. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогнозных полигонах. М.: Наука, 1974, с. 16–24.
- Бутовская Е.М., Атабаев Х.А., Атабаева М.Н. и др. Глубинное строение земной коры некоторых районов Средней Азии по данным сейсмологической съемки. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 37–54.
- Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С. Общие черты поля сейсмических волн земной коры СССР. Критерии корреляции глубинных границ и слоев. — В кн.: Геофизические поля твердой оболочки Земли. М.: Сов. радио, 1976, с. 5–15. (Геодинам. исслед.; № 4).
- Гамбурцев Г.А., Вейцман П.С., Давыдова Н.И., Тулина Ю.В. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры на Северном Тянь-Шане. — Бюл. Совета по сейсмологии. АН СССР, 1957, № 3, с. 13–23.
- Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
- Гурвич И.И., Богданчик Г.Н. Сейсмическая разведка. М.: Недра, 1980. 552 с.
- Давыдова Н.И. Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии. М.: Наука, 1977. 163 с.
- Дуркин А.Т., Рамазанова С.М. Вертикальное сейсмическое профилирование при изучении сейсмических границ и связанных с ними отраженных волн в юго-западном Таджикистане. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1974, с. 231–238. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 159).
- Дуркин А.Т., Рамазанова С.М. Основные типы сейсмологических разрезов мезозойско-кайнозойских отложений Таджикской депрессии. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1967, с. 207–213. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 183).
- Дуркин А.Т., Рамазанова С.М., Фихиева Л.М. Волновое поле Таджикской депрессии по материалам сейсмических исследований. — В кн.: Геофизические поля твердой оболочки Земли. М.: Сов. радио, 1976, с. 83–94. (Геодинам. исслед.; № 4).
- Зуннунов Ф.Х., Перельман И.И., Рябой В.З., Башаев В.Н. Строение земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 79–106.
- Зуннунов Ф.Х., Эргешев Т. Некоторые особенности строения земной коры Западного Узбекистана по данным ГСЗ и КМПВ. — В кн.: Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974, с. 33–65.
- Косминская И.П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М.: Наука, 1968. 227 с.
- Кулагин В.К., Кулагина М.В., Топор Е.Г. О глубинном строении зон сочленения Таджикской депрессии с Южным Тянь-Шанем и Памиром. — В кн.: Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976, с. 84–107.
- Нерсесов И.Л., Чепкунас Л.С. Слой пониженных скоростей в земной коре Гармского района. — В кн.: Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971, с. 191–203.
- Павленкова Н.И. Структура литосферы и задача сейсмических исследований. — В кн.: Исследования Земли невязрыными сейсмическими источниками. М.: Наука, 1981, с. 48–64.
- Пак В.А., Таль-Вирский Б.Б., Насыров А.М. и др. Строение земной коры по данным дискретных наблюдений со станциями "Земля". — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 54–78.
- Померанцева И.В., Мозженко А.Н. Сейсмические исследования с аппаратурой "Земля". М.: Недра, 1977. 256 с.
- Теплицкий В.А. Применение скважинной сейсморазведки для изучения структур в нефтегазоносных районах. М.: Недра, 1973. 132 с.

- Уломов В.И. Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии по данным сейсмологии. Ташкент: Фан, 1966. 122 с.
- Фихиева Л.М. Глубинное строение Южно-Таджикской впадины по данным КМПВ. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 85—91.
- Хамрабаев И.Х. Строение земной коры Западного Памира по комплексным геолого-геофизическим данным по профилю Гарм—Калаи-Хумб—Хорог—Ишкашим. — Узб. геол. журн., 1980, № 5, с. 47—51.
- Хамрабаев И.Х., Кензин И.А., Зуннунов Ф.Х. О модели земной коры и верхней мантии Средней Азии и взаимосвязи их глубинного и приповерхностного строения. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 185—195.
- Яновская Т.Б. Программа для расчета годографов и амплитудных кривых объемных волн в слоистой среде. — В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. М.: Наука, 1966, вып. 8, с. 87—92.

УДК 550.36 (235.211)

Ю.Н. Зуев, А.А. Поликарпов

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ПАМИРЕ

На Памире до 1977 г. специальные геотермические исследования не проводились. Имелись лишь сведения по Восточному [Корженевский, 1936; Клунников, 1936; Церетели, 1963] и Западному Памиру [Горбунов, 1978] о распространении вечно-мерзлых пород, а также некоторые данные о их мощности и температуре.

Промерзание верхней части земной коры на Памире охватывает более 70% всей его площади. Мощность толщи "вечной мерзлоты" определена лишь в отдельных пунктах (на высоте 3500 м — 30 м и 7000 м — примерно 700—900 м). Температура внутри этой толщи может достигать -20°C . Ее формирование подчинено высотной поясности и отчасти долготной секторности (рис. 1).

Годовые периодические колебания температур на Памире в зависимости от конкретных условий затухают на глубинах от 18 до 60 м (Икар, Кухилал), а температура на "нейтральном слое" в зависимости от высоты (рис. 2) колеблется от $+9$ до -16°C . Длиннопериодные климатические колебания оказывают влияние на температурное поле до глубин 2000—3000 м.

Исследования динамических особенностей температурного поля в толще "вечной мерзлоты" Западной Сибири [Шполянская, 1976] показали, что тепловая энергия мерзлой толщи относительно мала, и поэтому ее подошва сравнительно быстро реагирует на изменение верхних граничных условий. Благодаря этому температурное поле изменяется в соответствии с флуктуациями климата за 7—10 тыс. лет.

Существенные данные, в какой-то мере освещающие тепловое состояние недр Памира, получены в процессе гидрогеологических исследований [Сердюк, 1965; Чуршина, 1968; Чуршина, Крат, 1973]. В результате гидрогеологических работ Южно-Таджикской гидрогеологической экспедиции было закартировано около 80 источников термальных и субтермальных вод и травертиновых полей (что приблизительно соответствует числу источников, известных на территории Австрии и Швейцарии, вместе взятых).

Первые геотермические работы по изучению теплового состояния недр Памира были выполнены ИГГ АН УзССР по программе Памиро-Гималайского международного проекта в комплексе геолого-геофизических исследований литосферы на профиле Калаи-Хумб—Хорог—Ишкашим. В ходе геотермических работ проведен термокартаж термисторными датчиками (погрешность в определении температуры $\pm 0,05^{\circ}\text{C}$) в скв. 11п, 7 на площади Икар и в скв. 32 на площади Кухилал (рис. 3).

Глубина проникновения датчиков в скв. 7, 32 невелика. Полученные термограммы позволяют фиксировать температуру и глубину залегающего "нейтрального" слоя, но не дают возможности характеризовать нормальный геотермический градиент. Более информативный материал получен по скв. 11п.

Площадь Икар находится на юго-западе зоны Центрального Памира, в пределах северо-западных отрогов Рушанского хребта. Эта площадь приурочена к Баджударинскому куполовидному поднятию, ядро которого слагают диориты, прорывающие ан-

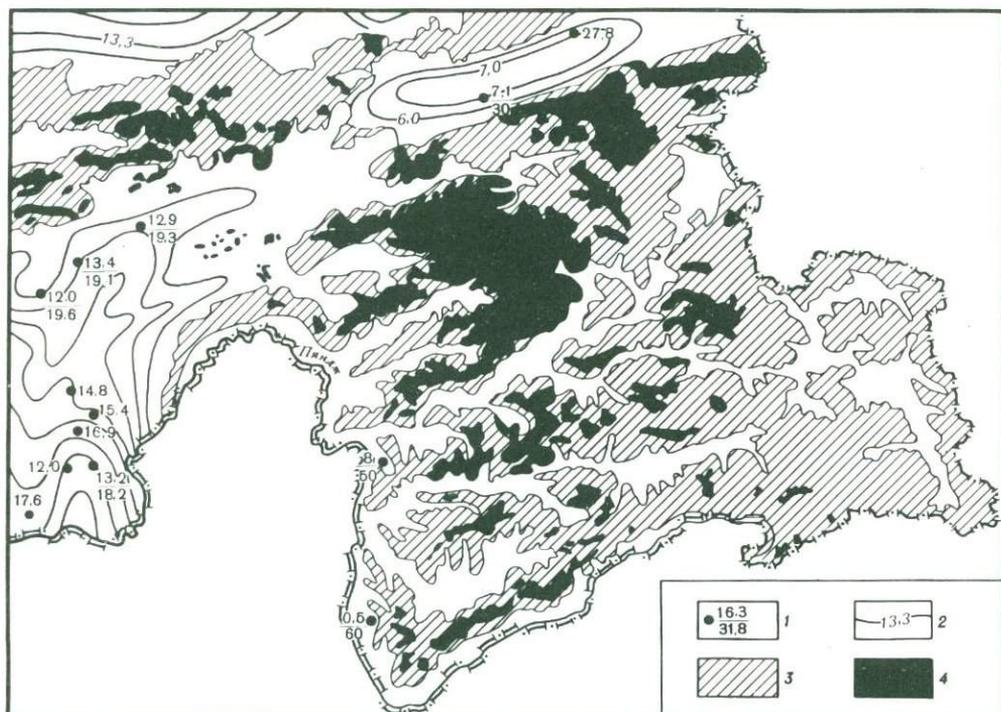


Рис. 1. Карта распределения криолитозоны и температуры на "нейтральном слое" в пределах Памира

1 — точка-пункт (в числителе — температура, в знаменателе — глубина залегания "нейтрального слоя"); 2 — изотермы на "нейтральном слое", °С; 3 — области распространения криолитозоны (вечномёрзлых пород); 4 — области распространения ледников

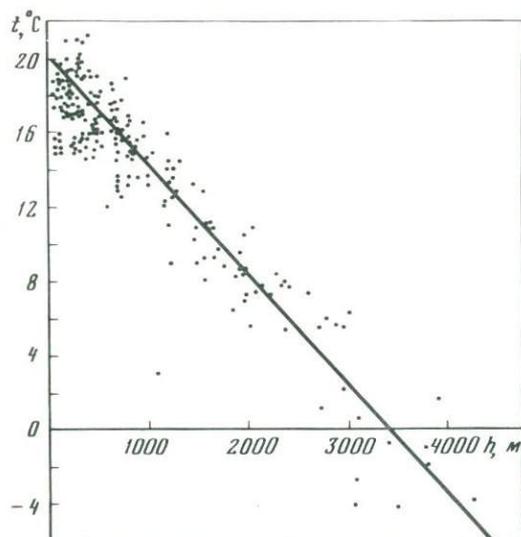
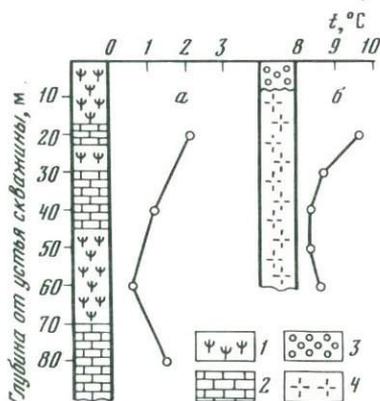


Рис. 2. График зависимости температуры "нейтрального слоя" от высоты рельефа в Средней Азии

Рис. 3. Термограммы по скважинам: а — № 32 (площадь Кухилал), б — № 7 (площадь Икар)

1 — форстеритовые, жадеитовые, энстатитовые породы; 2 — мрамор; 3 — делювий четвертичный; 4 — кварцевые диориты



дезитовые порфириды. Эти породы относятся к Бартангскому вулканоплутоническому комплексу, венчающему разрез грабен-синклиналей Рушано-Пшартской подзоны альпийской геосинклинальной системы Каракорума.

Скв. 11п пробурена из подземной камеры. Ее устье удалено от дневной поверхности на 300 м по горизонтали и на 230 м по вертикали, поэтому термограмма свободна от вариаций градиента, связанных с годовыми колебаниями температуры поверхности Земли. Перед термометрией скважина находилась в состоянии покоя более девяти месяцев, что вполне достаточно для того, чтобы тепловой режим в ней, нарушенный в процессе бурения, уравновесился. Нелинейность термограммы (рис. 4) обусловлена различными искажающими факторами как регионального характера, так и локального. Это в первую очередь влияние рельефа дневной поверхности, неотектонических движений, позднейших циклов оледенения и динамики подземных вод. Рассмотрим каждый из них подробнее.

Неотектоника и рельеф. Средняя скорость поднятия района Рушанского хребта в голоцене ($t = 10^4$ лет), по оценке Дж.Б. Джамалова, $2,5 \cdot 10^{-2}$ м/год. Для такой скорости поднятия рассчитана кривая $\gamma/\gamma_H = f(h)$, представленная на рис. 5. На этом же рисунке показана поправка за рельеф, вычисленная по топокарте масштаба 1 : 100 000 методом Джеффриса—Булларда (в трехмерном варианте). Кривая 3 показывает суммарный эффект изменения нормального геотермического градиента под действием рельефа и неотектоники. Этот эффект оказывается невелик и ведет к изменению измеренного градиента на $\pm 15\%$.

Климатическая поправка. На Памире наиболее поздним оледенением является Арзынгское, проходившее в конце Q_4 , длившееся вместе с поздней фазой наступления $2,5 \cdot 10^4$ лет и окончившееся $0,5 \cdot 10^4$ лет назад [Трофимов, 1962]. Влияние этого оледенения выражается в повышении геотермического градиента до глубины не менее полутора километров от поверхности. Ниже приведена климатическая поправка на площади Икар:

Глубина от дневной поверхности, м	10	50	100	200	500	1000	2000
$\Delta\gamma = (\gamma_{\text{изм}} - \gamma_{\text{норм}}) \cdot 10^{-2}$, °С/м	0,470	0,466	0,465	0,460	0,426	0,326	0,116

Климатическая поправка в интервале глубин 250–260 м меняется незначительно ($\Delta\gamma = 0,44 \pm 0,2 \cdot 10^{-2}$ °С/м).

Таким образом, учет поправок за рельеф, неотектонические движения и оледенения несколько выравнивает измеренный геотермический градиент, однако форма термограммы остается вогнутой к оси глубин, что указывает на гидродинамику как на основной искажающий температурное поле фактор. Анализируя термограмму, замечаем, что переток подземных вод происходит с различной скоростью, достигая максимума в интервалах 2485–2505 и 2460–2470 м над уровнем моря, где геотермический градиент принимает соответственно отрицательное и нулевое значение (см. рис. 5). К сожалению, глубина скв. 11п не позволяет уверенно проследить выход термограммы на нормальное распределение температур, поэтому можно лишь оценить границы нормального геотермического градиента. Очевидно, нижняя граница будет не меньше градиента, вычисленного с учетом редукций в самой верхней части термограммы, а верхняя граница не больше вычисленного в самой нижней ее части:

$$(1,6 < \gamma < 4,06) \cdot 10^{-2} \text{ °С/м.}$$

Теплопроводность горных пород Памира начали изучать в последнее время в связи с проведением геотермических исследований. На площади Икар и Кухилал был отобран керн из скважин, полностью характеризующий их разрез.

Площадь Кухилал слагают метаморфические образования Ваханской серии, относимые к раннему докембрию [Хорева, Елюман, 1974], являющиеся низами кристаллического основания Альпийского складчатого пояса, которое здесь высоко поднято и глубоко эродировано.

Ваханская серия на этой площади характеризуется переслаиванием тонкоритмичных пачек амфибол-пироксеновых, графитовых сланцев, слюдитов, кальцифиров с мраморами, доломитами и гнейсами.

Отличительная особенность разреза этой площади — доминирование карбонатных

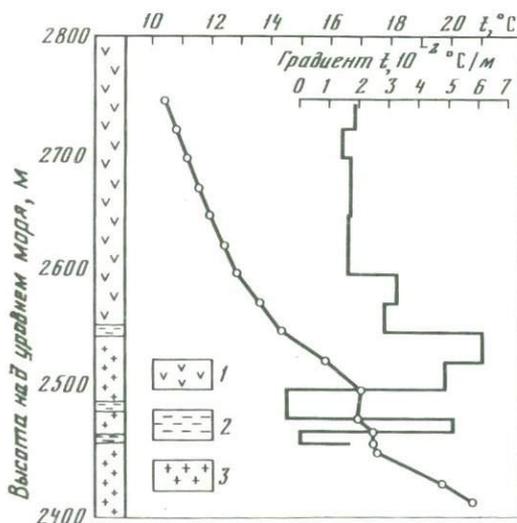


Рис. 4. Термограмма по скв. № 11п (площадь Икар)
1 — андезиты; 2 — зоны дробления; 3 — кварцевые диориты

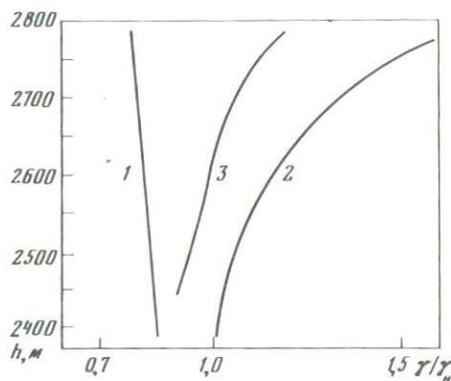


Рис. 5. Редукции к геотермическому градиенту на площади Икар
1—3 — кривые: 1 — поправка за неотектонические движения; 2 — поправка за рельеф; 3 — результирующая кривая поправок за рельеф и неотектонику

пород. Обобщенные результаты из 20 определений теплопроводности пород представлены в табл. 1.

Среди карбонатных пород наибольшей теплопроводностью $5,77 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ характеризуются полосчатые, темно- и светло-серые, равномерно зернистые доломитовые мраморы. Мраморы светло-серые, мелкокристаллические, имеют теплопроводность, не превышающую $4,8 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$. Присутствие в таких мраморах зерен форстерита, а также прожилков слюд увеличивает их теплопроводность до $5,0 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$.

Если экстремальной теплопроводностью отличаются графитовые интенсивно пиритизированные сланцы, то минимальной — энстатит-тремолитовая порода белого цвета и массивного сложения. Теплопроводность жадеит-энстатитовой породы $4,99\text{--}5,77 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$. Средняя теплопроводность докембрийских пород кристаллического основания высокая — $4,76 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ — на 34% больше теплопроводности пород, слагающих верхи мезозойско-кайнозойского орогенического структурно-формационного яруса Центрального Памира, изучавшейся на образцах горных пород, отобранных на площади Икар. Здесь эти породы представлены диоритами, кварцевыми диоритами и роговиками позднепалеогенового возраста, а также андезитовыми порфиритами мела. Среди указанных пород наибольшей теплопроводностью выделяются роговики с прожилками и вкраплениями рудных минералов — $4,73 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$. Кварцевые диориты имеют теплопроводность большую — $3,34 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$, чем диориты ($3,0\text{--}3,26 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$). Теплопроводность андезитов меняется в узком диапазоне — $2,67\text{--}2,60 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ со средним значением $2,62 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$, которое на 10–20% меньше, чем у диоритов.

Основываясь на полученных данных по теплопроводности и геотермическому градиенту, можно оценить границы плотности кондуктивного теплового потока ($41,9 < q < 128,7$) $\text{Вт}/\text{м}^2$.

Результаты исследований сводятся к следующему. Вполне понятно, что судить о региональном фоне теплового потока по одному значению, полученному в таких широких пределах, можно только приближенно. Более определенные данные могут быть рассчитаны с учетом оценки радиоактивной теплогенерации в земной коре Памира.

Успешному решению задачи по оценке радиогенного источника тепла для разных уровней тектоносферы в условиях Памира способствует наличие здесь трубок взрыва щелочных базальтоидов, выходы на дневную поверхность древнейших пород кристал-

Теплопроводность горных пород из районов Юго-Западного и Центрального Памира

Площадь	Порода	Возраст	Теплопроводность, Вт/(м·К)
Икар	Диориты	P_3	2,99
	Кварцевый диорит	"	3,34
	Роговики	"	3,24
	Роговики с сульфидными минералами	"	4,73
	Андезиты	K_2	2,59
Кухилал	Мрамор магнезиальный	AR-PR	5,74
	Жадеит-энстатитовая порода	"	5,38
	Энстатит-тремолитовая порода	"	2,95
	Мрамор	"	3,82
	Мрамор с форстеритом	—	4,81

лического основания Альпийского геосинклинального пояса, а также сформировавшиеся позднее структурно-формационные этажи земной коры. Это позволяет проследить изменение радиогенной теплогенерации по всей мощности тектоносферы.

Среди щелочных базальтоидов в трубках взрыва Юго-Восточного Памира встречаются обломки различных глубинных пород, имеющих отчетливо выраженную ксеногенную природу [Дмитриев, 1976]. Прецезионные анализы содержания U, Th, K в глубинах нодулей, выполненные Акимовым и Семеновым [1971], позволили нам рассчитать вызванную ядерными процессами удельную теплогенерацию, которая в подкоровых породах Памира колеблется в пределах $0,12-0,38 \cdot 10^{-7}$ Вт/м³, что несколько больше полученной нами для пород подкорового субстрата Южного Тянь-Шаня.

К слою "базальта" принадлежат ксенолиты эклогитизированных гранулитов и гранат-пироксеновых сланцев. Если первые по петрохимическим особенностям и удельной теплогенерации, равной $0,72 \cdot 10^{-7}$ Вт/м³, можно отнести к верхам слоя "базальта", то вторые, с удельной теплогенерацией $0,3 \cdot 10^{-7}$ Вт/м³, — к низам этого слоя.

Низы слоя "гранита" выходят на дневную поверхность в пределах Юго-Западного Памира и в некоторых соседних районах Южного Тянь-Шаня. Средняя удельная теплогенерация пород этого слоя составляет $1,46 \cdot 10^{-7}$ Вт/м³ и вполне согласуется с аналогичными определениями, выполненными индийскими учеными в районе Колар [Rao et al., 1976].

Результаты радиохимических и сейсмических исследований на профиле Калаи-Хумб—Хорог—Ишкашим позволили нам определить средние мощности различных слоев литосферы, удельную теплогенерацию пород, используя которые можно построить радиотермическую модель литосферы и послойно проследить в ней выделение радиогенного теплового потока (табл. 2).

При послойно-однородной модели суммарный радиогенный поток, создаваемый в пределах литосферы, составляет 67,6 мВт/м². Если же допустить, что радиоактивные источники тепла распространены и в мантии вплоть до верхней границы ядра, то тепловой поток на поверхности, создаваемый ими, находится решением интеграла [Любимова и др., 1973]

$$q_0 = \frac{1}{R^2} \int_R^{R-d} A(x) x^2 dx,$$

где q_0 — тепловой поток на поверхности Земли, R — радиус Земли, d — глубина до верхней границы ядра, $A(x)$ — функция распределения источников тепла, x — координата глубины; $x = R - h$, где h — глубина точки r , в которой определяется q_0 .

Решение интеграла для $A(x) = A_0 e^{kx}$ после ряда упрощений имеет вид $q_0 = \frac{1}{k} A_0 e^{kh}$.

Вычисленный таким способом тепловой поток в точке $h = 0$ (т.е. на поверхности

Радиотермическая модель литосферы Центрального Памира (Рушано-Пшартская зона)

Слой литосферы	Средняя мощность слоя, км	Удельная теплогенерация A , мкВт/м ³	Радиогенный тепловой поток q_p , мВт/м ²
"Осадочный" слой			
Структурно-формационные этажи:			
а) орогенный вулканоплутонический K_2-N	3,5	0,235	8,25
б) геосинклинальный (терригенно-карбонатный) T_3-K_1	3,0	0,188	5,65
в) субплатформенный $Ст-T_2$	7,0	0,134	9,34
Консолидированная кора			
а) гранито-метаморфический $Ar-Pt_1$	24	0,137	32,96
б) гранулитобазитовый слой	20		11,39
в том числе:			
в кровле		0,083	
в подошве		0,03	
Всего по земной коре	57,5	—	67,60

Примечание. При составлении модели использованы данные Г.С. Аверьянова, И.Х. Хамрабаева, Е.М. Бутовской, Т.Э. Эргешева, А.П. Акимова, Р.А. Магдиева, М.В. Акрамова, Х.С. Таджидинова, В.В. Магаровского, В.С. Луткова и др.

Земли) 71,0 мВт/м². Эту величину можно считать близкой к региональному фону Центрального Памира. Таким образом, границы изменения кондуктивной плотности теплового потока, определенного на площади Икар, станут более близкими:

$$(71,0 < q < 128,7) \text{ мВт/м}^2.$$

Конвективный поток тепла. На территории Памира широко и интенсивно проявляется современная гидротермальная деятельность. Гидротермальная активность этого региона подчинена тектонической зональности. Около 73% обнаруженных источников функционируют в зоне Юго-Западного Памира (рис. 6). Они группируются в основном в зонах глубинных разломов, трещиноватости и в меньшей мере в ареалах неогенового магматизма.

Зоны Южного и Центрального Памира — область распространения термальных и субтермальных источников, характеризующихся определенным химическим составом. В зоне Северного Памира господствуют относительно холодные источники. Все восходящие источники Памира выносят из глубин земной коры тепловую энергию, сосредоточенная мощность которой в различных пунктах колеблется от 100 до 1080 Вт. Наибольшей мощностью обладают источники зоны Юго-Западного Памира. Если их мощность отнести ко всей площади зоны, то фоновая конвективная составляющая плотности глубинного теплового потока будет равна примерно 2 мВт/м². В зоне Центрального Памира эта величина не превышает 1,1 мВт/м². Такие размеры теплопотерь соизмеримы с количеством тепла, выносимого гидротермами на Камчатке [Смирнов, Поляк, 1977]. Вдоль отдельных отрезков зон глубинных разломов (Гунт-Аличурский), наиболее активных в этом отношении, удельная мощность теплопотерь достигает 8 мВт/м².

Кроме гидротерм, выносят тепло из недр и такие теплоемкие газы, как He и H₂. Эти газы выносят определенное количество тепла, мощность которого для Памира еще не установлена, но может оказаться близкой к количеству тепла, выносимого гидротермами.

Геотермические исследования на площади Икар убедительно показали, что на Памире существуют и нисходящие потоки подземных вод, которые по тектоническим трещинам проникают вглубь на 500 м, а может быть, и более. Скорость нисходящего потока этих вод 2–3 см/год.

Рис. 6. Схема зон гидротермальной активности Памира

1 — глубинные разломы (межзональные); 2 — разломы и зоны трещиноватости с наибольшими конвективными теплопотерями ($q_k=2$ мВт/м²); 3 — зона наибольших конвективных теплопотерь в земной коре (Юго-Западный Памир); 4 — зона средних конвективных теплопотерь ($q_k=1$ мВт/м²) (Юго-Восточный и Центральный Памир); 5 — зона наименьших конвективных теплопотерь в земной коре (Северный Памир); 6 — область распространения преимущественно азотных терм; 7 — источники; 8 — травертины

Известно, что толща вечномерзлых пород водонепроницаема. Но при ее формировании возникают так называемые подмерзлотные воды криогенного напора [Толстихин, Толстихин, 1976]. На Памире очень многие горячие источники функционируют в толще вечномерзлых пород. Так, на площади Ак-Архар (около 5000 м над уровнем моря) изливается источник с температурой воды 77°С. Мощность вечномерзлых пород здесь превышает 300 м.

H_2 и He , обладая уникально большой проницаемостью, легкостью и теплоемкостью, вероятно, играют роль "затравки" в формировании сквозных каналов в вечномерзлой толще.

В изливающихся источниках в растворенном и спонтанном газе до 98% объема занимает CO_2 . Количество этого газа доходит до 1400 мг/л. Большое количество CO_2 приурочивается, как известно [Овчинников, 1947; Каменский, 1955], к зонам молодых магматических очагов и проявления современного регионального метаморфизма.

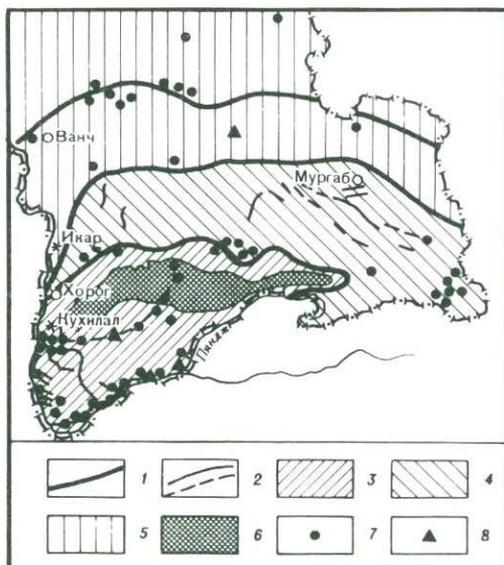
Общие теплопотери в земной коре в районах Центрального Памира могут быть оценены примерно в 74–130 мВт/м². По мнению некоторых ученых, такие потоки тепла в пределах альпийского складчатого пояса убедительно говорят о протекании в настоящее время в земной коре метаморфических процессов. Подобные значения этого параметра широко распространены в пределах рассматриваемого пояса складчатости [Сермак, Rybach, 1979]. Наличие локальных площадей с аномально высокой плотностью теплового потока — одна из характерных особенностей пояса альпид. Они, как правило, встречаются ограниченно и тяготеют к краевым подвижным зонам, проходящим заключительную стадию своего развития [Кутас, 1979]. Другая особенность этого пояса — большие теплопотери, осуществляемые по зонам глубинных разломов, что установлено геотермическими исследованиями на Памире и индийскими геофизиками в Гималаях.

АБСТРАКТ

Data on thermal conductivity of rocks is presented, and a radiothermal model of the Rushano-Pshart zone of the Central Pamir is discussed.

ЛИТЕРАТУРА

- Акимов А.П., Семенов Г.С. Геохимия радиоактивных элементов в глубинных породах. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971, с. 309–317.
- Горбунов А.П. Криогенные явления Памиро-Алая. — В кн.: Криогенные явления высокогорий. Новосибирск: Наука, 1978, с. 5–25.
- Дмитриев Э.А. Трубки взрыва на Восточном Памире. — Докл. АН ТаджССР, 1976, т. 19, № 5, с. 39–43.
- Каменский Г.Н. Гидрохимическая зональность в распределении подземных вод. М., 1955. 148 с. (Тр. МГРИ; Т. 26).



- Клунников С.И. О явлениях, связанных с вечной мерзлотой грунта на Памире. — В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция 1934 г. Материалы по геологии и геоморфологии Памира. М.; Л., 1936, вып. 4, с. 95—103.
- Корженевский Н.Л. Озеро Каракуль. Л., Тадж.-Памир. экспедиция, 1936. 112 с.
- Кутас Р.И. Тепловые потоки на территории Европы. — Геофиз. журн., 1979, т. 1, № 1, с. 63—73.
- Любимова Е.А., Власов В.К., Оснач А.И. Тепловой поток из недр Земли в зависимости от внутренних параметров. — В кн.: Верхняя мантия. М.: Наука, 1973, с. 7—18.
- Овчинников А.М. О гидротермальном режиме земной коры. — Докл. АН СССР, 1947, т. 3, с. 171—173.
- Сердюк Я.Я. Минеральные воды Памира: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Душанбе: Ин-т геологии АН ТаджССР, 1965. 21 с.
- Смирнов Я.Б., Поляк Б.Г. Тепловой поток и некоторые энергетические аспекты геодинамики. — В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977, с. 106—117.
- Толстихин Н.И., Толстихин О.Н. Природные воды земли и криосфера. — В кн.: Вопросы криологии Земли. М.: Наука, 1976, с. 21—36.
- Трофимов А.К. О возрасте и истории развития древних оледенений Западного и Юго-Восточного Памира. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1962, с. 141—148.
- Хорезва Б.Я., Блюман Б.А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л.: Недра, 1974. 215 с.
- Церетели Е.Д. Вопросы вечной мерзлоты Восточного Памира. — Тр. Тбил. гос. ун-та. Сер. геол.-геофиз. наук, 1963, т. 90, с. 195—207.
- Чуршина Н.М. Атлас Таджикской ССР. Душанбе—Москва: ГУГК, 1968. 37 с.
- Чуршина Н.М., Крат В.Н. Гидротермальные ресурсы Таджикской ССР и их использование в народном хозяйстве. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М.: Недра, 1973, с. 171—176.
- Шполянская Н.А. Прогноз динамики вечной мерзлоты на основе анализа ее современного состояния и плейстоценовой истории (на примере Западной Сибири). — В кн.: Вопросы криологии Земли. М.: Наука, 1976, с. 71—78.
- Čermak V., Rybach L. Heat flow map of Europe. — In: Terrestrial heat flow in Europe, B. etc.: Springer-Verl., 1979, p. 1—40.
- Rao R.U.M., Rao G.V., Narain H. Radioactive heat generation and heat flow in the Indian shield. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, N 30, p. 57—64.

УДК 550.837.211:550.347.62.642 (235.211+235.216—13)

И.Н. Новосельский

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ПАМИРА

Электрические исследования на Памире проводились методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Наблюдения проведены на Восточном Памире в створе сейсмологического профиля Токтогул—Каракуль—Зоркуль (Кызылрабат). Этот профиль с севера на юг пересекает прибортовую восточную часть Ферганской межгорной впадины, Алайскую долину и Восточный Памир. Кроме того, проведены наблюдения на Западном Памире по профилю Калаи-Хумб—Хорог—Ишкашим и в отдельных точках между Западным и Восточным профилями (на перевале Койтезек и пос. Аличур) (рис. 1).

Высотные отметки всех точек МТЗ находятся в пределах 2,5—4,5 тыс. м. Большая высота, сухость и разреженность воздуха, малонаселенность, отсутствие растительности создают особые условия проведения исследований в этом регионе. Для регистрации магнитотеллурического (МТ) поля использован комплекс цифровой электрометрической станции ЦЭС-1 с некоторыми внесенными усовершенствованиями, необходимыми при работе в высокогорных условиях.

Во всех точках регистрировались пять компонент МТ-поля; взаимно-перпендикулярные E_x , H_y , E_y , H_x и вертикальная компонента H_z . Регистрация МТ-поля велась круглосуточно от пяти до десяти дней. Полученные записи магнитограмм обработаны на ЭВМ Минск-32 с применением математической фильтрации и метода наименьших квадратов. Обработаны колебания МТ-поля с периодами 10; 1000; 10000. Этим спектром колебаний охватываются глубины более 150 км. В результате обработки нескольких магнитограмм по каждой точке получено по 150—300 значений импеданса E/H . Такая большая

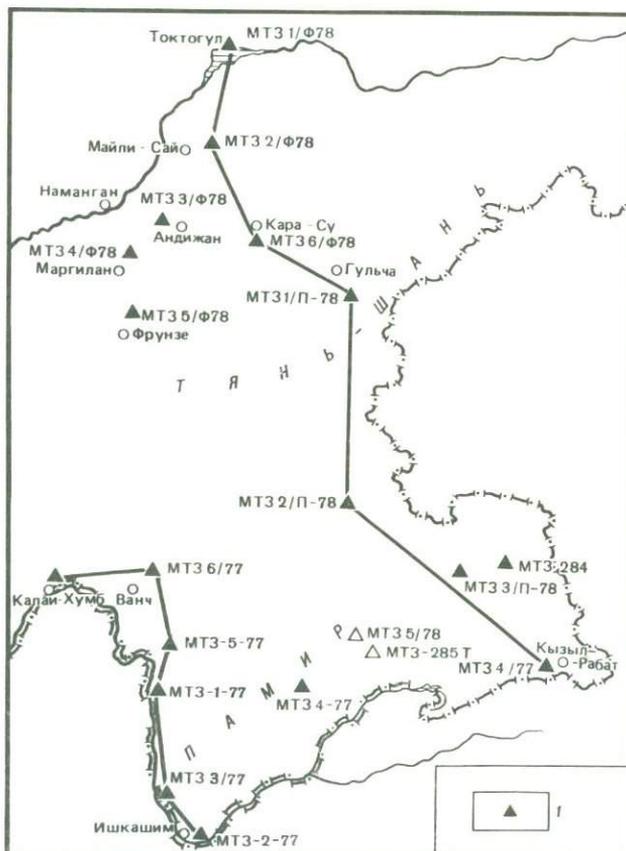


Рис. 1. Обзорная карта расположения точек магнитотеллурического зондирования (МТЗ)
Г — точки МТЗ

плотность вычисленных значений позволяет с большей точностью выделить значения импеданса. Из полученных импедансных кривых вычислялись амплитудные кривые по формуле [Бердичевский, 1968]

$$\rho_T = 0,2 T |Z|^2,$$

где T — период МТ-колебания (в с), Z — значение импеданса, снятое с осредняющей линии при периоде T .

Глубина (в км) эффективного проникновения электромагнитной волны вычислялась по формуле [Анищенко, 1963]

$$H = 0,1592 \cdot Z \cdot T.$$

Для сравнения электрических и сейсмологических параметров применялись трансформированные значения продольного сопротивления

$$\rho l = 1 : S_2 - S_1 / (H_2 - H_1) 1000,$$

где ρl — значение продольного сопротивления при $T_2 - T_1$ (в Ом · м); S_1 — значение электропроводности в сименсах, полученное при периоде T_1 ; S_2 — значение электропроводности в сименсах, полученное при периоде T_2 ($T_2 > T_1$); H — глубина эффективного проникновения электромагнитной волны при T_1 (в км); H_2 — глубина эффективного проникновения электромагнитной волны при T_2 (в км).

По Западно-Памирскому профилю значения МТЗ сопоставлялись с скоростным разломом. В результате наблюдается полное или с разницей не более 5% совпадение выделяемых границ. Обнаружена обратная зависимость между скоростью распространения сейсмических волн и электропроводностью (рис. 2).

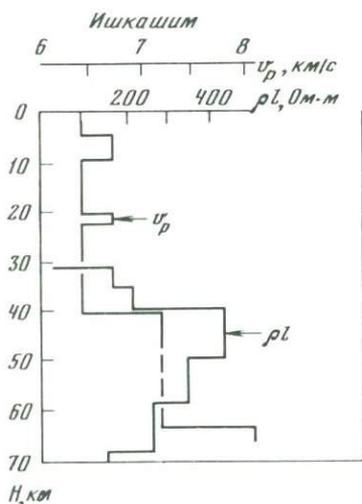


Рис. 2. Графики сопоставления продольного сопротивления и скоростного разреза (по Е.М. Бутовской) в Западном Памире (Ишкашим)

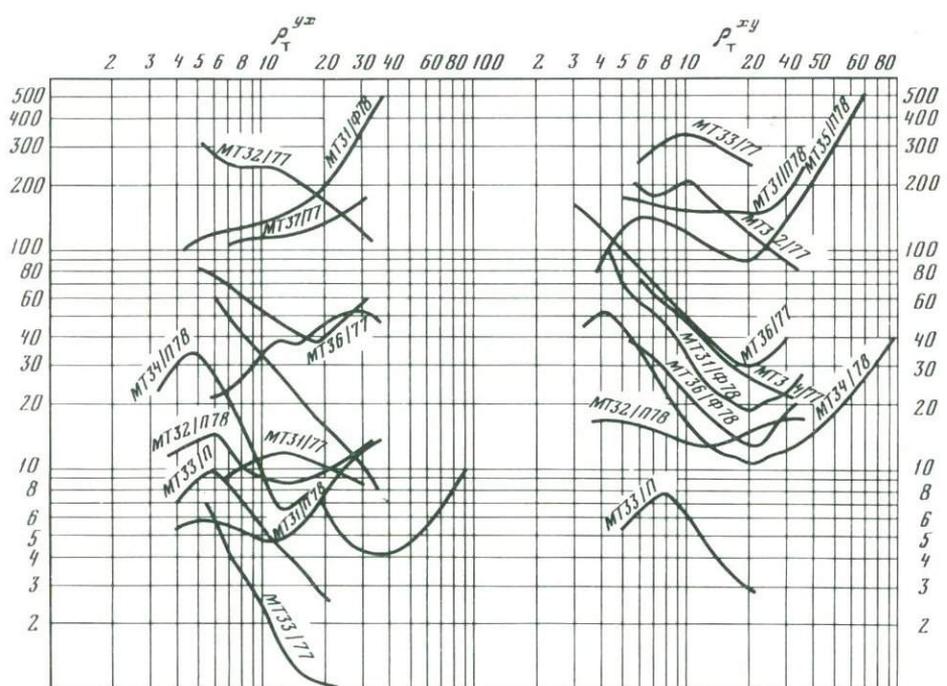


Рис. 3. Амплитудные кривые МТЗ Памира и Тянь-Шаня

В результате этих исследований на Памире получен параметр электропроводности. Значения кажущегося сопротивления варьируют в пределах от 1–10 Ом · м до нескольких сотен (500 Ом · м и более). В основном Памирский регион характеризуется умеренными значениями до сотен Ом · м (рис. 3).

Результаты свидетельствуют о наличии зоны повышенной электропроводности в земной коре на юге Восточного Памира.

На точке Кызылрабат (МТЗ-4-1978) при обработке спектра колебаний до 10 000 с наблюдаются три слоя:

- 1) верхняя часть с пониженной электропроводностью мощностью до 8 км; 2) слой повышенной электропроводности (на глубинах от 8 до 23–26 км); 3) переходный слой (на глубине 23–53 км), не имеющий резкого перехода от одного значения ρ_l к друго-

му; электрическое сопротивление убывает до глубины 30 км, на больших глубинах становится постоянным.

Подошва переходного слоя соответствует границе Мохоровичича, ниже которой намечается увеличение значений электрического сопротивления.

Границы смены электропараметра прослеживаются (с погружением к югу) от 35 км у Алайской долины до 53 км и более на юге Восточного профиля, под Тянь-Шанем — на глубинах 23—30 км. В зоне сочленения Памира с Тянь-Шанем наблюдается ее разрыв.

По Западному Памиру картина распределения электропараметра более сложная. При общем обзоре результатов видно резкое отличие Западного Памира от Восточного.

При рассмотрении точек МТЗ по Западному профилю выявляются различия между северной, центральной и южной его частями. Центральный Памир характеризуется наличием локальных приповерхностных зон повышенной электропроводности. На юге и на севере электросопротивление 200—500, на Центральном Памире — 6—20 Ом · м. По результатам МТЗ, граница Конрада прослеживается на глубинах 36—38, а Мохоровичича — 65 км.

Проведен анализ полярных диаграмм. На основе распределения их малых осей, характеризующих простираание геологических структур, установлено, что с увеличением глубины проникновения электромагнитных волн наблюдается переход их простираания от субширотного к субмеридиональному.

А Б С Т Р А К Т

In the Pamirs, DSS data revealed 15 to 18 km thick zone of high electric conductivity in the upper layer of the consolidated crust. The Conrad boundary lies at the depth of 36—38 km, whereas the M-boundary is recorded at the depth of 65 km.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Анищенко Г.Н.* О кажущейся продольной проводимости в магнитотеллурической разведке.— Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1963, № 4, с. 16—20.
Бердичевский М.Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М.: Недра, 1968. 256 с.

УДК 550.312:551.241 (235.21)

Х.И. Юсупходжаев, Ю.С. Шманенко, Н.К. Роз, П.Х. Хасанов

ОСОБЕННОСТИ ИЗОСТАЗИИ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Если аномалии силы тяжести в редукции Буге связаны со строением верхней части земной коры и успешно используются при изучении морфологии геологических структур, то изостатические аномалии в основном отражают динамику геологических процессов [Магницкий, 1965; Люстих, 1957]. Нарушения изостазии, наблюдаемые в тектонически активных блоках литосферы [Артемьев, 1975], имеют тесную связь с характером новейших вертикальных тектонических движений.

В настоящей статье излагаются особенности методики оперативного перевычисления карт аномалий в неполной топографической редукции любой детальности в карты изостатических аномалий и анализ низкочастотной составляющей изостатических аномалий в пределах горных сооружений Тянь-Шаня и Памира.

Изучением изостатического состояния земной коры Средней Азии занимались многие известные исследователи. Сведения общего характера по изостазии этого региона приводятся в работах Е.Н. Люстиха [1957], Е.А. Мудрецовоной [1948], С.В. Евсеева [1940, 1975], М.Е. Артемьева [1966] и др. Результаты более детального изучения и геологи-

ческого истолкования изостатических аномалий Средней Азии, вычисленных с учетом влияния чехла рыхлых отложений, освещаются в работах М.Е. Артемьева и др. [1973], М.Е. Артемьева, А. Досымова [1974] и М.Е. Артемьева [1975].

По классической схеме Пратта-Хейфорда вычисление аномалий в изостатической редукции сводится к вычислению и введению в "аномалии в свободном воздухе" поправок за топографию и компенсацию, а в случае наличия мощного чехла рыхлых отложений — также поправок за гравитационный эффект чехла и его компенсацию. Учет последних по М.Е. Артемьеву [1975] можно осуществлять с использованием таблиц поправок за топографию и компенсацию для моря [Мудрецова, 1940], умножив их суммарное значение на коэффициент $\sigma_{MZ-KZ} = 1,03$.

Учитывая, что для всей изучаемой территории имеются вычисленные значения силы тяжести в неполной топографической редукции с учетом гравитационного эффекта чехла мезозойско-кайнозойских отложений, для получения значений силы тяжести в изостатической редукции остается вычислить и ввести поправки за компенсацию Δ_K . Наиболее просто эти поправки можно получить по способу Ю.А. Зорина [1968, 1971], по которому $\Delta_K \cong 2\pi f \rho H_{cp}$. Но при вычислении этим способом значения аномалий в изостатической редукции получаются с некоторым фоном, затрудняющим последующее истолкование изостатического состояния земной коры и верхней мантии исследуемой обширной площади. Поэтому авторами был предложен комбинированный стахостатический прием вычисления поправок за "компенсацию" Δ_K (использующий идею способа Ю.А. Зорина), позволивший получить эти аномалии, по абсолютной величине близкие к аномалиям, получаемым по одной из "классических" схем вычисления изостатической редукции — по схеме Пратта-Хейфорда. Последняя принята за основу как наиболее простая по вычислениям и дающая результаты, идентичные вычисленным по схеме изостатии Эри-Хейсканена [Артемьев, 1966].

Вычислению поправок Δ_K предшествовало дополнение имеющихся аномалий в неполной топографической редукции, с учетом гравитационного эффекта чехла, до аномалий в полной топографической редукции с помощью поправок за топографию от сферических зон $\Delta_{T\ cф}$. Поправки $\Delta_{T\ cф}$ определялись по таблицам поправок за топографию [Мудрецова, 1940] лишь для нескольких точек, так как на исследуемой площади они изменяются в небольших пределах, практически линейно от 34—35 мГал на северо-востоке и до 28—30 мГал на юго-западе. Значение этой поправки в промежуточных точках определялось путем интерполяции.

Предлагаемая схема вычисления поправок за компенсацию включает в себя следующие этапы:

вычисление точных значений поправок за компенсацию в узлах редкой сети точек (1×1);

пересчет в верхнее полупространство "поля высот H_a " рельефа местности на ряд уровней ($H_a - bH'_a$);

построение графиков зависимости $\Delta_K = f(H'_a)$ для всех уровней пересчета и выбор из них графика с наиболее тесной связью параметров Δ_K и H_a , которым в данном случае оказался график $\Delta_K = f(H'_a)$ (H'_a — это H_a , пересчитанная на высоту 50 км);

определение поправок за компенсацию по полю высот H'_a с помощью графика $\Delta_K = f(H'_a)$.

В отличие от способа Ю.А. Зорина [1968, 1971] в данной схеме пересчитывается поле высот H_a вместо поля поправок Буге $2\pi f \rho \cdot H_{cp}$, так как для перехода к Δ_K через график зависимости $\Delta_K = f(H'_a)$ постоянный коэффициент $2\pi f \rho$ не нужен.

Как следует из графика $\Delta_K = f(H'_a)$ (рис. 1), стахостатическая зависимость между величинами Δ_K и H'_a достаточно четкая и практически линейная. Отклонения точек от средней линии графика, в основном не превышающие 5 мГал, вероятно, являются следствием того, что не все локальные морфоструктуры рельефа компенсируются соответствующими им "зеркальными" морфоструктурами подошвы земной коры [Деменцкая, 1975].

Суммарная среднеквадратическая ошибка вычисленной изостатической редукции, определяемая в основном с точностью определения Δ_K , составляет ± 5 мГал.

Для частотного анализа изостатических аномалий, вычисленных по сети (5 · 5) км, составлен график изменения кривой $\Delta g_n = f(R)$ [Андреев, Клушин, 1962]. На рис. 2

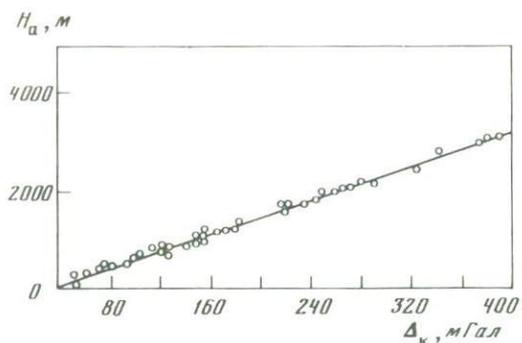


Рис. 1. График зависимости $\Delta\kappa=f(H'_a)$ для восточной части Средней Азии

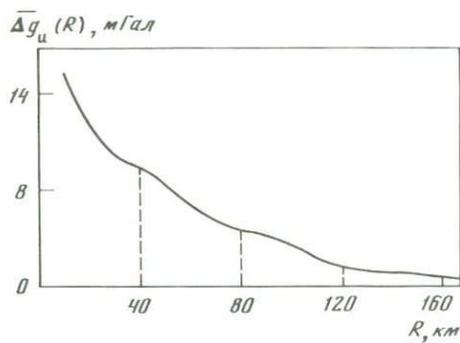


Рис. 2. График зависимости $\Delta\bar{g}_u(R)$

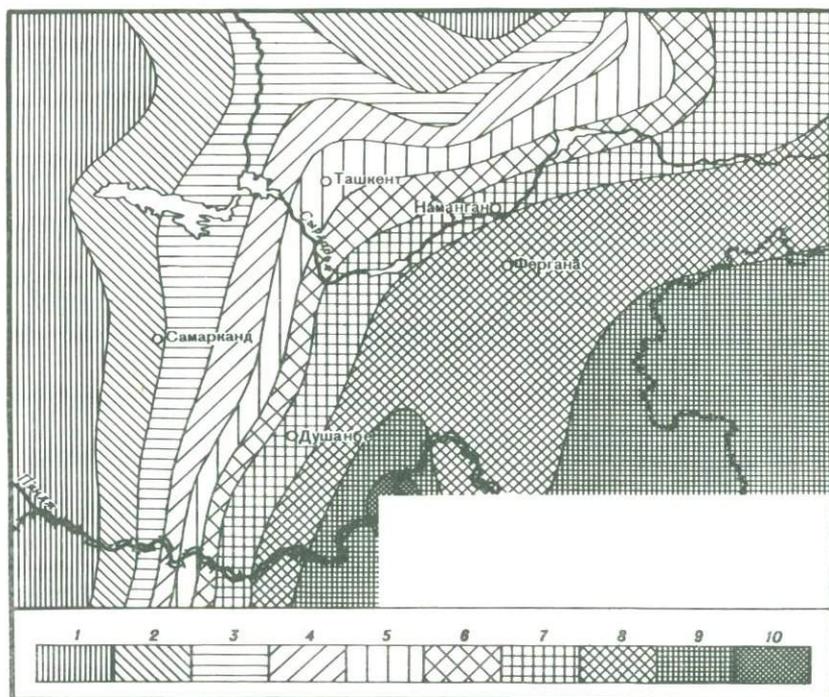


Рис. 3. Схема остаточных изостатических аномалий восточной части Средней Азии

1-5 — положительные аномалии в порядке уменьшения интенсивности; 6-10 — отрицательные аномалии в порядке увеличения интенсивности

видно, что кривая $\Delta\bar{g}_u = f(R)$ "выходит на асимптоту" при значениях $R = 40, 80$ и 160 км. Из условия эмпирической зависимости между радиусом осреднения и высотой пересчета потенциальных полей $R \approx 4H$ [Андреев, Клушин, 1962] можно предположить, что абсциссы точек перегиба кривой $\Delta\bar{g}_u = f(R)$ отвечают вероятным уровням компенсации различных по частоте структур рельефа с глубинами $H = 10, 20$ и 40 км.

Для иллюстрации главных особенностей изостазии земной коры орогенических областей Средней Азии исходное поле было трансформировано путем осреднения по площади палеткой с радиусом $R = 160$ км. Путем этого осреднения была выделена низкочастотная составляющая поля $\Delta\bar{g}_u$ (рис. 3), отвечающая региональным отклонениям

фактической мощности земной коры от "нормальной" мощности, соответствующей аналогичной низкочастотной составляющей рельефа исследуемых орогенических областей.

Из анализа составленной схемы $\Delta g_{\text{и}}$ следует, что рассматриваемый регион в целом близок к изостатическому равновесию, что согласуется с выводами предшествующих исследований проблемы изостазии Средней Азии [Нерсесов и др., 1975].

Для горных сооружений Срединного, Южного Тянь-Шаня и Памира установлено слабое понижение уровня изостатического поля (до -20 мГал); для Северного Тянь-Шаня и Туранской плиты характерно некоторое повышение уровня поля (до $+20$ мГал); линия смены знака изостатических аномалий приурочена к зонам ортогональных глубинных разломов — Талассо-Ферганскому на северо-востоке и Байсун-Кураминскому на западе.

Наблюдаемое региональное нарушение изостатического равновесия может свидетельствовать о том, что области новейшей тектонической активизации (горные сооружения Срединного, Южного Тянь-Шаня и Памира) в настоящее время сохраняют тенденцию к воздыманию и вовлекают при этом примыкающие области Туранской плиты.

А Б С Т Р А К Т

The study of isostatic anomalies allows to interpret neotectonic processes occurring in the orogenic parts of Central Asia.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Андреев Б.А., Клушин И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 495 с.
- Артемьев М.Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М.: Наука, 1966. 138 с.
- Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
- Артемьев М.Е., Досымов А. Изостазия Средней Азии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 11, с. 11–21.
- Артемьев М.Е., Камбаров А., Досымов А. Изостатическое состояние южных районов СССР. — В кн.: Изостазия. М.: Наука, 1973, с. 67–75.
- Деменцикая Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975. 255 с.
- Евсеев С.В. Аномалии силы тяжести в горных районах Средней Азии. — Бюл. Астрон. ин-та АН СССР, 1940, № 51, с. 367–401.
- Евсеев С.В. Земная кора и изостазия. — Геофиз. сб., Киев, 1975, № 66, с. 3–10.
- Зорин Ю.А. Методика вычисления аномалий Граф-Хантера и изостазия в Прибайкалье. — Геология и геофизика, 1968, № 1, с. 140–143.
- Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
- Люстих Е.Н. Изостазия и изостатические гипотезы. М., 1957. 92 с. (Тр. ГЕОФИ АН СССР; № 38).
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 380 с.
- Мудрецова Е.А. Таблица топографических и топографо-изостатических поправок по гипотезе Пратта-Хейфорда. М.: Гостехиздат, 1940. 72 с.
- Мудрецова Е.А. Изостазия и ее роль в деформациях земной коры. — В кн.: Тр. Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. М.: Геодиздат, 1948, с. 80–90.
- Нерсесов Н.Л., Артемьев М.Е., Досымов А. Выделение плотностных неоднородностей литосферы высокогорных районов Средней Азии по данным гравиметрии и сейсмологии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 5, с. 16–24.

А.Н. Султанходжаев, С.У. Латипов, Р.С. Зиявудинов

О НЕКОТОРЫХ РЕЗУЛЬТАТАХ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ПАМИРА И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В соответствии с программой работ по изучению глубинного строения Памиро-Гималайской орогенической зоны перед нами стояла задача изучения химического состава термальных источников, а также естественных выделений газов вдоль разрывных зон Южного Тянь-Шаня и Памира.

Цель этих исследований — выявление гидрогеохимических аномалий, связанных с глубинными разломами, геолого-тектоническим строением, а также сейсмическими явлениями.

Гидрогеохимические исследования мы проводили по профилю Гульча—оз. Зоркуль и Ишкашим—Джиргиталь (рис. 1). Во время полевых работ опробовались все родники, скважины, поверхностные воды вдоль створа профилей. Отбирались пробы воды и газа для определения химического, газового, микрокомпонентного и изотопного составов природных вод. На месте измерялись температура воды, расход, а также определялось содержание Rn и He.

В соответствии со схемой тектонического районирования, предложенной Б.П. Бархатовым [1971], выделяются четыре тектонические зоны Памира: Северный Памир, Центральный, Юго-Восточный и Юго-Западный. Они разделяются краевыми глубинными разломами. Зона Северного Памира входит в Куньлуньскую систему. С севера она отделена от Алайской долины Северо-Памирским глубинным разломом, а с юга — Акбайтальской зоной разломов. В строении зоны участвуют докембрийские осадочно-метаморфические и магматические образования.

Зона Центрального Памира с севера ограничена Акбайтальской зоной разломов, а с юга — Рушано-Пшартским глубинным разломом. В пределах Центрального Памира обнажаются докембрийские, палеозойские и перекрывающие их мезозойские отложения.

Юго-Восточный и Юго-Западный Памир с юга ограничены Южно-Памирским глубинным разломом. Юго-Западная зона характеризуется обширными выходами докембрия, Юго-Восточная — присутствием более молодых отложений, перекрывающих кристаллическое основание.

Гидрогеологические условия Южного Тянь-Шаня, сложенного главным образом жесткими скальными породами, определяются наличием трещинных вод. Межгорные впадины с мощной толщей осадочных образований мезозоя—кайнозоя слагают типичные водонапорные системы с инфильтрационными и седиментационными водами различного состава и минерализации. Во всех породах в пределах открытой трещиноватости формируются грунтовые воды. В известняках встречаются трещинно-карстовые воды. Разгрузка подземных вод в целом идет за счет их выклинивания в межадырных впадинах и долинах за счет подземного оттока в центральную погруженную часть, например, в Алайской долине. Здесь основным очагом разгрузки подземных вод является нижняя часть современной долины р. Кызылсу, играющая роль дренирующего элемента рельефа. Подземные воды приурочены к толщам конгломератов с прослоями глин и алевроитов. Дебит родников очень малый — до 3 л/с. Воды в основном гидрокарбонатно-сульфатные, кальциевые, минерализация не более 0,2–0,3 г/л.

Замеры температуры родников, определение содержания He, Rn и других компонентов показали, что родники Алайской долины в основном связаны с ледниками: все они холодные (1–10°С); He, Rn отсутствуют, в некоторых источниках содержание их незначительное.

Гидрогеологические условия Памира отличаются значительным разнообразием. Влияние общих черт климата и местных многообразных физико-географических факторов дает многочисленные климатические вариации, находящие свое отражение в современных условиях пополнения подземных вод и их режимов. На территории Памира развиты преимущественно трещинные воды (в зоне выветривания коренных пород),

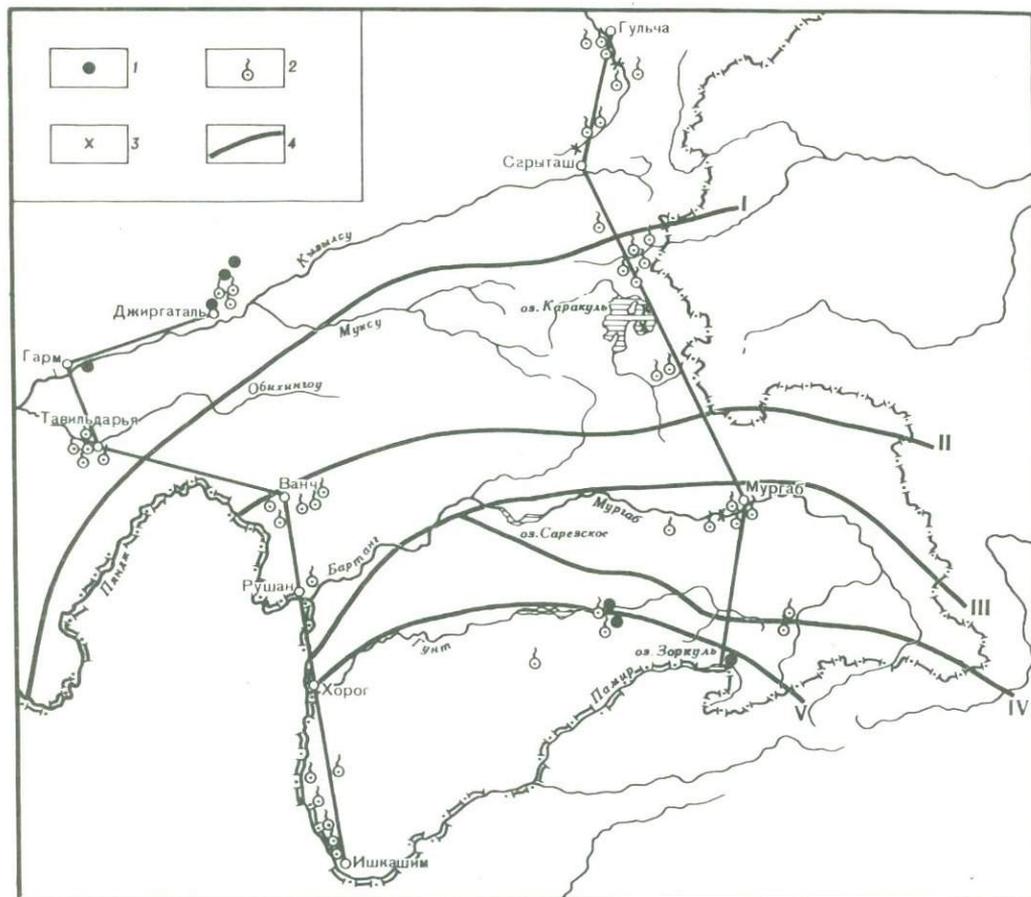


Рис. 1. Схема расположения опробованных пунктов и важнейшие разломы Южного Тянь-Шаня и Памира

1 – скважина; 2 – родник; 3 – отбор проб из рек, озер; 4 – глубинные разломы: I – Северо-Памирский, II – Ванч-Акбайтальский, III – Рушано-Пшартский, IV – Аличур-Гурумдинский, V – Гунт-Аличурский

трещинно-карстовые (в карбонатных породах) и трещинно-жильные воды (в зонах тектонических разломов). Широко развиты многочисленные минеральные источники термальных углекислых и азотных вод, известны выходы и холодных вод.

Питание подземных вод осуществляется в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод ледников и снежников. Подземные воды выходят на поверхность в виде многочисленных малодобитных источников, приуроченных к местным эрозионным врезам, к верховьям бортов и днищам долин и ущелий.

На территории Северного Памира выходы минеральных и термальных вод очень редки. Имеются немногочисленные выходы холодных вод. Выходы термальных вод на этой территории неизвестны. Родники в основном холодные ($1-5^{\circ}\text{C}$). Rn и He в них почти отсутствуют. В составе растворенных газов преобладает кислород и азот.

В Центральном Памире широко развиты трещинные (грунтовые, карстовые и жильные) воды мезозойских, палеозойских и докембрийских отложений, которые выходят на поверхность в виде родников. Дебиты родников от 10 до 30 м³/сут. Воды в основном гидрокарбонатно-сульфатные-кальциево-магниевые с минерализацией до 1 г/л.

В Юго-Восточном Памире множество выходов теплых и горячих вод. Источники выклиниваются на больших высотах. Большинство источников приурочены к днищам широких ледниковых долин, выполненных мощной толщей моренных отложений, некоторые из них истекают из трещин в скалистых обнажениях.

На территории Юго-Западного Памира источники располагаются в основном в долине р. Пяндж (базис эрозии описываемой территории) и в нижнем течении его крупных притоков на различных абсолютных отметках. Дебиты источников весьма разнообразны: от нескольких единиц до сотен кубических метров в сутки. Небольшими дебитами — 8–15 м³/сут — характеризуются холодные углекислые источники. По условиям залегания воды трещинно-жильного типа. Приурочены они к метаморфическим породам докембрия, нижнего и среднего палеозоя, разбитым многочисленными тектоническими нарушениями.

Подземные воды формируются полностью в пределах гидрогеологических массивов и проходят весь свой путь от области питания до выхода на поверхность только в коренных породах. Минерализация термальных и холодных углекислых вод 0,3–2,2 г/л.

В результате проведенных исследований в районах Южного Тянь-Шаня и Памира выявлены газо-химические и изотопные аномалии, связанные с геологическим строением района (рис. 2, 3).

Отклонение от нормального фона в содержаниях изучаемых параметров в большинстве случаев приурочено к районам крупных разломов, таких, как Северо-Памирский, Акбайтальский, Рушано-Пшартский, Гунт-Аличурский и др.

На этих участках встречаются аномальные значения в содержании гелия, углекислого газа, фтора, бора, изотопов урана, углерода и аргона.

Гелий (He). Как известно, в недрах Земли He образуется за счет α -частиц при распаде радиоактивных элементов. He — очень легкий инертный газ и поэтому весьма подвижный. Так как все трещинно-поровые системы заполнены водой, подземные воды являются экраном потоку He в атмосферу. В соответствии с этим концентрация He в воде прямо определяет интенсивности потока в исследуемой области.

Условия сохранения He в растворенном виде зависят от водообмена горизонта. В зонах застойных вод условия благоприятны для удержания гелия.

Зоны активного водообмена обычно характеризуются низкими значениями содержания He в флюидах. Опробованные водопункты в Южном Тянь-Шане и Памире относятся к зонам очень активного водообмена и поэтому в водах содержание He очень низкое — $(1-2) \cdot 10^{-3}$ мг/л (среднее содержание He в атмосфере $5,2 \cdot 10^{-4}$).

В 1969 г. было сделано научное открытие: обнаружена связь аномально высоких концентраций He с глубинными разломами [Еремеев и др., 1970].

Нередко флюиды зон активных тектонических нарушений содержат гелий в аномальном количестве из-за миграции He вместе с поднимающимся из глубины флюидом. Чем глубже разлом, чем больше древних отложений он рассекает, тем больше гелие-носность флюидов в окружающей его зоне.

В результате наших исследований на Памире было обнаружено несколько таких зон. В районах Алайской долины, где проходят Южно-Тянь-Шаньский и Северо-Памирский разломы, воды родников содержат He в количестве, превышающем фоновое значение на один-два порядка. Такие же значения встречаются в подземных водах районов Джарты-Гумбес, Сассыккуль, Баршор, в зонах Акбайтальского, Рушанского, Южно-Памирского глубинных разломов.

Углекислый газ (CO₂). Гелиевые аномалии обычно сопровождаются повышенным содержанием углекислого газа. Этот газ, по мнению ряда исследователей, имеет глубинное происхождение. Э.М. Галимов [1968] считает, что CO₂ в большей части литосферы, вероятно, образуется из первичного графитного углерода, углекислых хондритов верхней мантии. В зонах молодого вулканизма (Кавказ, Забайкалье) углекислота связана с вулканическими флюидами, продвигающимися снизу вверх.

Увеличение содержания углекислоты в составе растворенных газов и пробах подземных вод ряда районов (Гарм-Чашма, Джарты-Гумбас, Баршор и др.) свидетельствует о связи водоносных горизонтов с глубинными слоями земной коры. Вероятно, эта связь осуществляется через глубинные разломы, имеющиеся в исследуемом районе.

Высокое содержание углекислоты (в обратных %) обнаружено в пробах воды источников Джели-Су (7,79), скважин в Сарыташе (5,83), Мадиян (3,4), Иссык-Булак (17,4), Сассыккуль (12,9), источника Нарзан в кишлаке Сист (17,31), Баршор (18,61), Рушан (6,01), Джиргиталь (4,87) и др.

Анализ изотопного состава углерода углекислого газа подземных вод свидетельст-

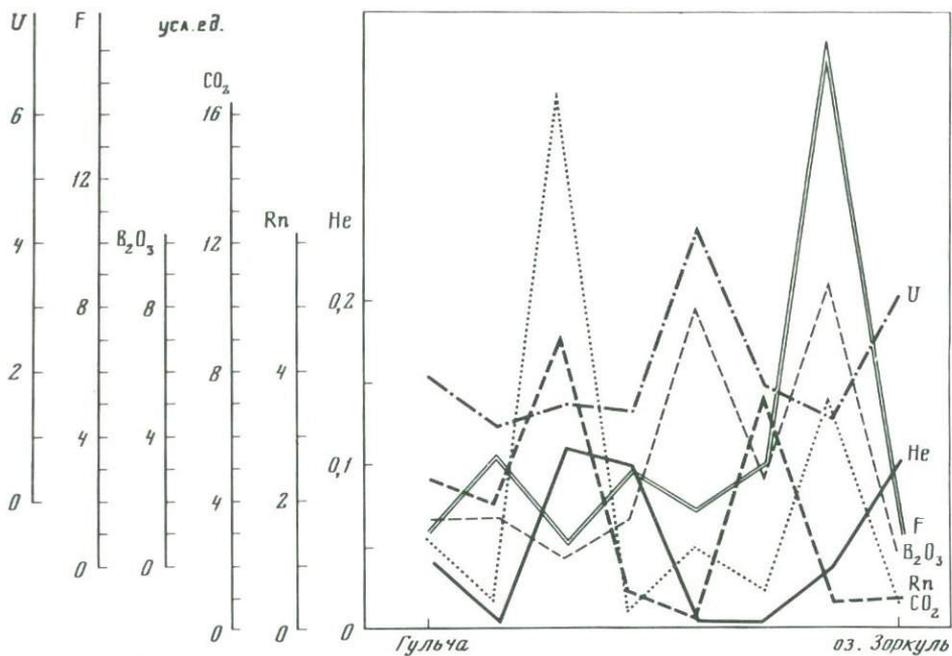


Рис. 2. Изменение гидрогеохимических показателей по профилю Гульча—оз. Зоркуль

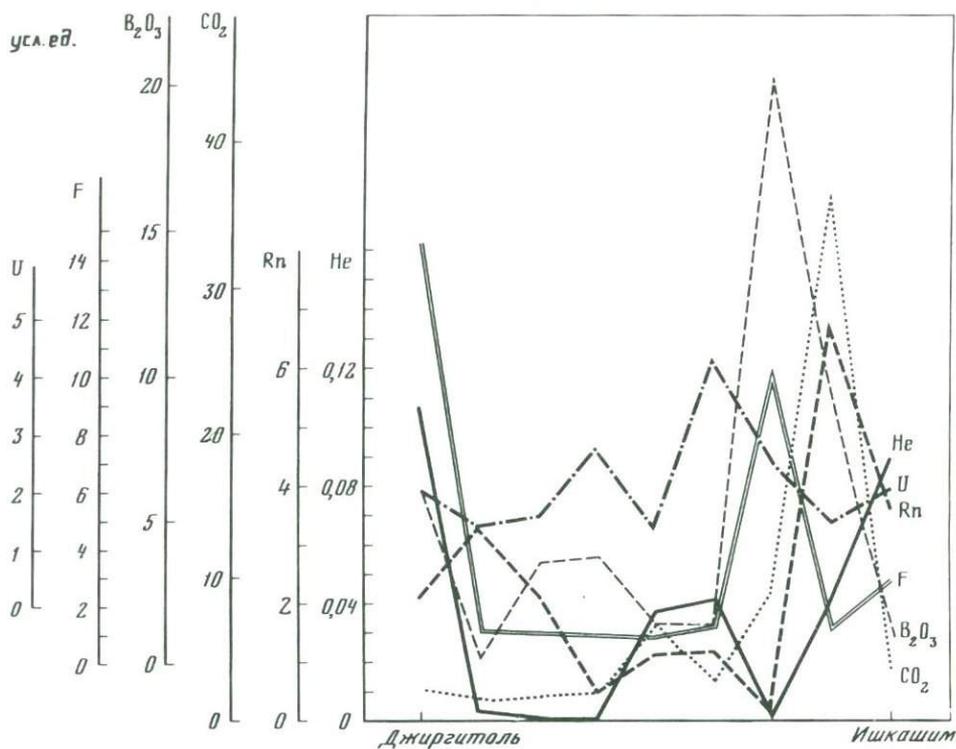


Рис. 3. Изменение гидрогеохимических показателей по профилю Ишкашим—Джиргиталь

вует о том, что содержание тяжелого изотопа углерода ($C^{13}_{\text{рдв}}$)¹ варьирует от $-0,31$ до $-2,17$. Причем повышенное значение (до $-0,9$) приходится на газы подземных вод родников Мадиян, Сассыккуль, Гарм-Чашма и др., расположенных в зонах глубинных разломов. По мнению Э.М. Галимова [1968], такие значения C^{13} характерны для ювенильных газов мантии и прослежены они в массивах ультраосновных и щелочных пород Тувинской провинции (от $+0,61$ до $-0,36$) (2), а также в Восточно-Африканской рифтовой зоне (от $+0,2$ до $-0,78$) [Галимов, 1968].

Другой показатель глубинности подземных вод — отношение Ar^{40}/Ar^{36} — варьирует в пределах 300–320. Для сравнения отметим, что в атмосфере это отношение равно 295. По данным многолетних исследований, для Ташкентских минеральных вод установлено среднее значение $Ar^{40}/Ar^{36} = 300$. Как видно, в пробах наблюдается незначительное, по сравнению с равновесным в атмосфере, преобладание радиогенного аргона (Ar^{40}). Это, видимо, связано с циркуляцией подземных вод в породах с калийсодержащими минералами, которые являются источниками Ar^{40} .

Из микрокомпонентов нами изучены фтор (F) и бор (B); высокое содержание которых связано с глубинными слоями. В работе В.И. Герасимовского и Е.Н. Савиновой [1969] приводятся сведения о фтороносности гипертермальных источников Тянь-Шаня и частично Памира. Высокое значение F в этих водах можно сравнить с его содержанием в водах тектонически мобильных зон и областей современного вулканизма. Подземные воды Памира — одного из наиболее тектонически активных районов — тоже обладают высокой фтороносностью. Источники с термальными водами, такие, как Мадиян, Иссык-Булак, Гарм-Чашма, Джиргиталь, Обигарм, Ходжа-Обигарм, содержат F в количестве 13–20 мг/л, холодные источники — в меньшем количестве (3–6 мг/л), чем гипертермальные, но эти значения можно считать повышенными для инфильтрационных вод.

Бор в значительном количестве встречается в пробах вышеперечисленных термальных источников. Высокое содержание в подземных водах Памира фтора и бора — элементов, связанных с породами глубинных горизонтов, — свидетельствует о том, что в составе этих вод значительна доля ювенильных вод, присутствие которых обусловлено высокой мобильностью этого региона.

Из радиоактивных элементов нами изучены радон (Rn), уран (U) и его изотопы. Радон в подземных водах встречается в ничтожном количестве от одного до первых десятков эман.

Содержание урана в среднем $2,5 \cdot 10^{-6}$ г/л, что соответствует водам, циркулирующим в основных породах [Султанходжаев и др., 1972]. Некоторое повышенное содержание урана обнаружено в подземных водах района Сассыккуля. В воде самого озера содержание урана равно $7,5 \cdot 10^{-6}$ г/л. Вода р. Тамды, единственной поверхностной водной артерии озера, содержит U в количестве $(3-6) \cdot 10^{-6}$ г/л, т.е. почти в два раза меньше, чем озерная вода. Кроме р. Тамды, в водном балансе озера участвуют многочисленные родники на берегах и в донной части озера.

Анализ изотопного состава $U (\gamma = U^{234}/U^{238})$ показывает интересные результаты, требующие особого внимания. Все природные воды, в том числе подземные, как правило, имеют U с изотопным соотношением больше единицы ($\gamma > 1$), т.е. с некоторым избытком изотопа U^{234} в единицах радиоактивности.

Отношение изотопов U^{234}/U^{238} в озерной воде $0,9 \pm 0,03$, а в воде р. Тамды $\gamma = 1,07 \pm 0,06$. Как было выше сказано, в водном балансе озера участвуют подземные воды. Анализ изотопного отношения урана вод многочисленных родников и самоизливающихся вод буровых скважин вокруг озера показал, что γ варьирует от 0,62 до равновесного, в среднем 0,95.

Такие значения ($\gamma \leq 1$) в природе очень редки. Примерно такими значениями характеризуются воды активного вулканизма [Чердынцев, 1969]. Уран является сравнительно подвижным элементом. Из глубоких горизонтов он переносится подземными флюидами. В породах, не подвергавшихся внешним воздействиям, уран находится в равновесном состоянии с изотопами ($\gamma = 1$). Из горных пород в подземные воды преимущественно выделяется уран обогащенный U^{234} , что мы действительно встречаем в большинстве типов подземных вод.

¹ Эталон, где отношение C^{13}/C^{12} , равно $1123,72 \cdot 10^{-6}$, принимается за ноль.

Потеря урана породами может быть так велика, что в них относительное содержание U^{234} сильно уменьшается. В дальнейшем воды, циркулирующие в этих породах, растворяют уран с обедненным U^{234} . Такое обстоятельство может иметь место в случае, когда по данным каналам поступает вода (флюид) довольно длительное время.

Данные изотопных отношений урана и присутствие в значительном количестве различных элементов (B, F, Hg, Si, Cs, Na, K) свидетельствуют о глубинном происхождении подземных вод района Сассыккуля. Близкие значения γ озерной и подземных вод говорят о значительной доле последних в воде озера по сравнению с поверхностными водами.

В заключение следует отметить, что источники, воды которых характеризуются высокой фтороносностью, гелиеносностью, низкими значениями изотопных отношений урана, присутствием значительных количеств микрокомпонентов, довольно высокими значениями изотопов углерода C^{13} , в большинстве случаев приурочены к зонам глубинных разломов, где имеются благоприятные условия для генерации подземных вод в глубоких частях земной коры и верхней мантии.

Если учесть, что такие значения изучаемых элементов в подземных водах обычно прослеживаются в периоды активизации тектонических процессов, можно допустить, что зоны глубинных разломов Южного Тянь-Шаня и Памира являются районами сохранения высокого напряжения горных пород и центрами очагов потенциальных землетрясений. Широкое проведение гидрогеохимических исследований позволяет также проследить линии новых или возрожденных разломов, с которыми связаны эндогенные месторождения полезных ископаемых, ценнейшие типы минеральных и промышленных вод. Режимные наблюдения за вариацией содержания некоторых гидрогеохимических параметров — предвестников землетрясений — дают возможность следить за ростом напряжения в данном сейсмогенном районе.

А B S T R A C T

Hydrogeochemical anomalies were revealed which show correlation with deep structure and seismicity of the region.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Бархатов Б.П. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса Юга СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971, с. 93—104.
- Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Наука, 1968, с. 125—130.
- Герасимовский В.И., Савинова Е.Н. О содержании фтора в вулканических породах Восточно-Африканской рифтовой зоны. — Геохимия, 1969, № 12, с. 1466—1471.
- Еремеев А.Н., Башорин В.Н., Осипов Ю.Г. и др. Закономерности распределения концентраций гелия в земной коре. — В кн.: Открытия в СССР, 1968—1969 гг. М.: Наука, 1970, с. 14—15.
- Султанходжаев А.Н., Латипов С.У., Ибрагимов Д.С. Неравновесный уран в подземных водах некоторых артезианских бассейнов Средней Азии. — В кн.: Изотопный состав подземных вод. Ташкент, 1972, с. 91—100.
- Чердынцев В.В. Уран-234. М.: Атомиздат, 1969.

И.Х. Хамрабаев, И.К. Абубакиров, С.М. Бабаходжаев, М.Б. Акрамов,
Х.С. Тадждинов, Х.К. Куддусов, Р.А. Магдиев

**МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ПАМИРА И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ**

В 1974—1979 гг. в рамках международного Памиро-Гималайского проекта проведены петролого-металлогенические наблюдения вдоль трасс геолого-геофизических профилей Узген—Каракуль—Зоркуль и Гарм—Калаи-Хумб—Хорог—Ишкашим [Белюсов и др., 1979; Хамрабаев, Кошлаков, 1977; Хамрабаев, 1980]. Эти исследования развивают геолого-петрологическое направление в изучении состава и строения земной коры, основоположниками которого у нас в Союзе были Г.Д. Афанасьев [1964], Ю.М. Шейнман и др.

К сожалению, в наших познаниях о связи магматизма и металлогении с особенностями глубинного строения и по сей день пробелов больше, чем установленных фактов, а последние в большинстве своем еще не объяснены. Тот факт, что до настоящего времени не обнаружены крупные промышленные месторождения минерального сырья на огромной территории Памира, Гималаев и Каракорума, по-видимому, в значительной мере обусловлен нашим плохим знанием строения, состава и динамики земной коры и мантии в этом регионе.

На существование связи между спецификой состава коры и характера обнажающихся магматических и металлогенических образований отдельных регионов впервые обратили внимание А.И. Семенов и др. [1967], выделив регионы с фемическим, сиалическим и сиалически-фемическим типами коры. На наличие связей между рудными месторождениями и глубинным строением коры в отдельных регионах СССР и Болгарии указывают также Г.Р. Бекжанов и др. [Геология..., 1969], Г.И. Менакер [1971, 1972], Д.К. Дмитриев [1973], Ф.С. Моисеенко [1975], К.Л. Волочкович [1978] и др.

Нашими исследованиями в Среднем и Южном Тянь-Шане установлено, что территории с различными соотношениями "базальтового", "гранитного" и осадочного слоев характеризуются распространением рудно-магматических комплексов различного профиля (сиалического, фемического и сиалически-фемического). С учетом этих данных вся территория Средней Азии была разделена на области с соответствующими рудно-магматическими комплексами и типами земной коры [Хамрабаев, Кошлаков, 1977]. Последующие исследования показали, что на территории Тянь-Шаня основное количество рудных месторождений сосредоточено в местах, под которыми мощность коры колеблется от 35 до 45 км, при этом выяснилось, что месторождения сидерофильных и халькофильных элементов и фтора приурочиваются к районам с более тонкой корой, а литофильных элементов (вольфрама, олова, молибдена) и золота (?) — с более толстой (45—55 км) корой [Хамрабаев, 1979].

Приведенные данные показывают, что на территории Тянь-Шаня и других регионов отмечается определенная тенденция связи между спецификой магматизма, особенностями металлогении и строением земной коры. Однако эта тенденция не объяснена и механизм такой связи не раскрыт. Кроме того, между данными по разным регионам отмечается несогласие. Например, на Памире рудные месторождения расположены в местах, где мощность земной коры колеблется от 60 до 70 км, что намного превышает мощность коры рудных районов Тянь-Шаня и Центрального Казахстана.

Геологическое строение и магматизм Памира сравнительно хорошо изучены, что нашло отражение в многочисленных публикациях советских геологов: В.И. Попова, Б.П. Бархатова, Р.Б. Баратова, М.Х. Хамидова, Л.Н. Афиногеновой, М.Б. Акрамова, В.С. Луткова, Х.С. Тадждинова, В.И. Буданова, К.Т. Будановой, М.М. Кухтикова, Э.А. Дмитриева и др. Некоторые сведения о геологическом строении и магматизме Памира содержатся в работах [Хамрабаев, 1976, 1980; Хамрабаев, Кошлаков, 1977; Khamrabayev et al., 1976].

Главнейшая особенность геологического строения Памира вытекает из традиционной

схемы геолого-орографического расчленения его на Северный, Центральный и Южный [Бархатов, 1963; Хамрабаев, Кошлаков, 1977], подразделяющиеся в свою очередь на несколько подзон. Таджикские геологи, в том числе и авторы данной статьи М.Б. Акрамов, Х.С. Тадждинов и др., делят Памир на две складчатые системы: Северную и Южную по тектоническому, а их — на ряд зон — по геолого-орографическому принципу. Все зоны и подзоны Памира отделены друг от друга глубинными (краевыми) разломами субширотного простирания.

И разломы, и складчатые структуры между ними, и формы тел большинства магматических пород дугообразно изогнуты к северу. Отмеченная изогнутость субширотных структур Памира является объектом многолетней дискуссии. К настоящему времени сформировались две основные точки зрения.

Согласно первой, дугообразность является следствием поддвигания Индостанского щита под Евразийский континент [Toksöz, 1975].

Согласно второй, дугообразность имеет древнее заложение и не связана с движениями плит [Кухтиков, Винниченко, 1979], а громадное сгущивание земной коры в Памиро-Гималай-Каракорумской зоне является следствием вертикальных движений, создающих области сжатия и растяжения под воздействием активизирующей верхней мантии [Кухтиков, Винниченко, 1979; Белоусов и др., 1979; Хамрабаев, 1980].

Кроме субширотных структур (разломов, складок, магматических тел), на Памире имеются поперечные, субмеридиональные структуры [Петрушевский, 1961, 1977; Похвиснева, 1972, 1976; Афиногенова, 1973; Крестников, Штанге, 1977; Хамрабаев, Кошлаков, 1977]. Хотя эти структуры большей частью интерпретируются как молодые (третичные или новейшие) разломы, однако есть признаки того, что существуют и более древние (докембрийские) поперечные структуры. К ним относятся ныне залеченные ультрамафитами зоны в Ишкашимском и Зулумартском хребтах.

Ю.С. Перфильев и В.М. Моралев [1971] также отмечают, что Бадахшанский срединный массив, составной частью которого является массив Юго-Западного Памира, характеризуется отчетливой субмеридиональной ориентацией докембрийских складчатых структур, которая характерна и для раннедокембрийских комплексов кристаллического фундамента Индостанской платформы.

К заключению о домезозойском возрасте поперечного глубинного разлома на Памире пришли В.Н. Крестников и Д.В. Штанге [1977]. Они называют его Памиро-Гималайским и проводят по западной окраине оз. Каракуль, намного западнее оз. Зоркуль и далее через Джеламский клин до Индостанского щита. Этот разлом в плане близко совпадает с границей, разделяющей верхнюю мантию на более высокоскоростную ($v_p = 8,6$ км/с) и низкоскоростную ($v_p = 8,0-8,2$ км/с) области. Этим еще раз подчеркивается глубинная природа этого разлома. Он проходит несколько восточнее "Памирской оси" [Похвиснева, 1972], хотя представляет, по-видимому, с ней одну и ту же структуру. Приблизительно в этой же области Памира А. Марусси [Bartole et al., 1983] проводит зону растяжения, отвечающую депрессии геоида, но, в отличие от Б.А. Петрушевского, Е.А. Похвисневой, В.Н. Крестникова и др., почти всю территорию Гималаев А. Марусси считает зоной сжатия.

Л.Н. Афиногенова [1973], Р.Б. Баратов и др. [1974а, б] выделяют на территории Памира несколько поперечных структур и считают, что они играли определенную роль в локализации эндогенной рудной минерализации.

На космических снимках хорошо фиксируются субмеридиональные и субширотные линейменты Памира и Индостана, часть из которых совпадает с таковыми на геологических картах, а часть отсутствует. Например, спутниками засняты линейменты к юго-востоку и востоку от оз. Каракуль. Это субширотный разлом вдоль р. Лангасу, прилегающий к Куньлуньскому (?) разлому, известному по геологическим картам, от этого субширотного разлома идет ряд поперечных субмеридиональных разломов, не обозначенных на картах.

В Индостане районы Гилгита — площади к северу от р. Гилгит — на космических снимках представляются расколотыми системой субширотных выгнутых к северу и поперечных к ним разломов. На геологических же картах многие субширотные и все поперечные разломы отсутствуют.

Район Джеламского клина (или Хазаринского синтаксиса) состоит из густых взаимно пересекающихся субмеридиональных северо-западных и северо-восточных систем разломов, образующих две зоны. Трещиноватость и границы пород на юге (у г. Равал-

пинди и к юго-востоку от него) выгнуты к северу, а на севере образуют прерывистые участки преобладающего северо-восточного, а местами субмеридионального простирания. Слутниковые же изображения не показывают никаких изгибов разломов (линеаментов), согласных с синтаксисом; вместо этого они соединяются, образуя острые углы. Очень интересно также заметить, что первые изгибы линеаментов обнаруживаются не раньше 80–100 км к югу от синтаксиса.

Итак, развитие магматических процессов на Памире и в прилегающих районах Южно-Тянь-Шаня показывает, что они имеют типично геосинклинальный облик и характеризуют фактически все тектоно-магматические циклы, начиная с архейских. При этом на Северном Памире и в Южном Тянь-Шане наряду главным образом с докембрийским проявился лишь герцинский магматизм; в Центральном и Южном Памире известны магматические образования всех геологических эпох. Памир, по существу, является единственным регионом в СССР, где на сравнительно небольшой территории проявились все магматические циклы, от архейских до неогеновых. Магматические породы Памира и Южного Тянь-Шаня представлены практически всем комплексом пород — от ультраосновных до ультракислых и щелочных.

Пространственное размещение магматических пород в общем контролируется зонами разломов, границами складчатых систем и структурно-формационных зон преимущественно субширотного направления. Вместе с тем, как было отмечено выше, докембрийские ультрамафиты контролируются древними субмеридиональными зонами разломов, а некоторые тела самых молодых (неогеновых) субщелочных базальтоидов и габброидов — секущими северо-восточными зонами разрывов.

Докембрийский магматизм проявился во всех зонах Памира и в Южном Тянь-Шане. Его продукты локализируются преимущественно в пределах срединного массива Юго-Западного Памира и выступов докембрийского фундамента (Каратегинский, Курговатский, Ванч-Язгулемский, Музкол-Рангкульский и др. блоки).

Раннедокембрийские магматические образования представлены в Южном Тянь-Шане метабазальтами, перидотит-пироксенит-габбровой и мигматит-гранитовой формациями, в Северном Памире — ортоамфиболитовой и мигматит-плагиигранитовой формациями, в Центральном и Южном Памире — субмеланократовыми базальтами, ортофировой, спилит-диабазо-кератофировой, дунит-пироксенит-габбровой, габбро-амфиболитовой, мигматит-гранитовой, чарнокитовой формациями.

Позднепротерозойские (рифейские?) магматические образования представлены преимущественно субмеланократовыми метавулканитами основного и среднего состава. Лишь в Северном Памире с байкальским тектоно-магматическим циклом связывается внедрение Гишунской расслоенной интрузии, сложенной породами перидотит-анортозит-габбровой формации [Нарижнев, Стеблова, 1979].

Каледонский магматизм проявился лишь локально в восточной части Центрального Памира. Его продукты представлены калиевыми субмеланократовыми метавулканитами ортофировой (E) и спилит-диабазовой (O-S) формаций. Интрузивные формации этого времени на Памире и в Южном Тянь-Шане не известны.

Герцинский магматизм развит главным образом в Южном Тянь-Шане и Северном Памире. В Южном Тянь-Шане герцинский цикл начался в среднем палеозое (S_2-D) и характеризуется всеми стадиями и соответственно почти полным набором герцинских магматических формаций, начиная с собственно геосинклинальных вулканогенных — андезито-базальтовой и спилит-диабазовой (S_2-D-C_1) — и кончая орогенными интрузивными — диорит-гранодиоритовой, гранит-лейкогранитовой и др. (C_3-P_1). Массивы позднепалеозойских гранитоидов наиболее широко распределены в Южном Тянь-Шане, занимая огромные площади. На этапе посторогенной активизации (P_1-T_1) здесь почти повсеместно происходит внедрение мелких субвулканических тел, даек и трубок взрыва щелочных базальтоидов, габброидов и гранитоидов.

На Северном Памире развитие герцинских магматических процессов в его западной и восточной частях носило специфический характер. В западной части широко проявились близковозрастные магматические формации в основном лишь геосинклинального этапа (C_1) — андезито-базальтовая, спилит-диабазовая, кварц-кератофировая, альпийнотипных ультрамафитов и габбро-плагиигранитовая. Орогенный магматизм здесь слабо развит. В восточной же части, где герцинский цикл начался лишь в ранней перми, наоборот, наиболее широко распространены орогенные гранитоиды гранит-гранодиоритовой формации ($T?$), занимающие территорию более 1500 км², что составляет 60%

площади всех интрузивных образований Северного Памира [Петрология..., 1978]. Следует особо подчеркнуть, что массивы этих гранитоидов ($T?$) совершенно не известны к западу от Памирской оси.

В последние годы благодаря работам Х.С.Таджидина и других исследователей установлено, что герцинский магматизм преимущественно в вулканогенной форме довольно широко проявился в позднем палеозое—раннем мезозое (C_3-P-T) в Южном и отчасти Центральном Памире. В Центральном Памире продукты герцинского магматизма представлены маломощными метавулканиками андезито-базальтовой ($C?$) и андезито-дацитовой (C_3-P) формаций.

В Южном Памире вспышка вулканизма приходится на пермо-триасовое время. Вулканогенные породы отвечают пикрит-базальтовой (C_3-P), спилит-диабазовой (P), меланобазальтовой (T_{1-2}) и щелочной субмеланократой базальтовой (T) формациям.

Киммерийский и альпийский магматизм, местами наложенный на докембрийский, развит только в Центральном и Южном Памире. При этом магматические образования собственно геосинклинального этапа развития здесь не известны.

В орогенную стадию (мезозой—ранний кайнозой) в Центральном и Южном Памире формируются интрузивные породы габбро-диабазовой ($T_3-J_1; K_1$), габбро-сиенитовой ($K-P_2$), монцитонитовой (J_3-K_1), высокоглиноземистых гранитов ($J_2; J_3-K_1; K-P$), гранит-граносиенитовой (K_2-P) и гранодиорит-гранитовой ($K-P_2$) формаций. Вулканогенные породы распространены сравнительно незначительно и представлены последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формацией ($J_3-K_1; K$), синхронной монцитонитовой формации.

В посторогенную стадию (кайнозой) на Памире происходит мощное проявление процессов вулканизма с образованием формаций натровых щелочных базальтоидов и габброидов ($P-N$) и калиевых щелочных базальтоидов и липаритов ($N-O_2$), представленных субвулканическими телами, дайками и трубками взрыва, распространение которых носит внезональный характер.

В целом выходы интрузивных пород составляют более 15% территории Памира, причем около 97% из них приходится на гранитоиды [Петрология..., 1978]. Если проследить во времени эволюции гранитоидов, приуроченных к отдельным зонам, то можно отметить определенное сходство в их химизме. Так, в западном блоке Северного Памира рядом общих петрохимических особенностей (повышенная железистость и известковистость, натровый характер щелочности) обладают протерозойские, раннекарбонные и пермские (?) гранитоиды; в Центральном Памире повышенной щелочностью при несколько увеличенной роли натрия характеризуются как протерозойские, так и мел-палеогеновые гранитоиды; в Южном Памире и протерозойским, и мел-палеогеновым гранитоидам присущи повышенная глиноземистость, умеренная железистость и щелочность (при $K > Na$).

Таким образом, для гранитоидного магматизма Памира, несомненно, характерна унаследованность молодыми магматическими формациями петрохимических особенностей древних. Это обстоятельство, по-видимому, в первую очередь определяется глубинным строением соответствующих зон, которое, очевидно, существенно не менялось на протяжении всего фанерозоя.

Кроме субширотной зональности, на Памире определенно вырисовывается и субмеридиональная зональность как в распространении, так и в химизме магматических образований Западно- и Восточно-Памирских блоков, разделенных субмеридиональной Памирской осью. Особенно ярко эта поперечная зональность выражена в Северном Памире, где, например, геосинклинальные альпинотипные ультрамафиты (C_1) распространены лишь в его западной части, и, наоборот, массивы орогенных гранитоидов ($T?$), широко развитые в восточной части, не известны к западу от Памирской оси. Гранитоиды западного блока являются натровыми и более железистыми, чем гранитоиды восточного блока, где преимущественно развиты калиевые разности. В Центральном Памире породы западного Ванч-Язгулемского блока более обогащены глиноземом и феррическими компонентами и обеднены щелочами ($Na > K$) в сравнении с более щелочными ($K > Na$) породами восточного Музкол-Рангульского блока. Аналогичная картина наблюдается и в Южном Памире, где поперечная петрохимическая зональность выражена существенно слабее. В целом для Южного Памира отмечается некоторое обогащение гранитоидов западного блока глиноземом и известью и обеднение калием при близких содержаниях остальных компонентов.

Е.А. Похвиснева [1976] объясняет такую поперечную зональность тем, что Восточно-Памирский блок на протяжении всей геологической истории Памира был несколько опущенным по отношению к Западно-Памирскому. Он подвергался большим растяжениям и имел более открытую связь с низами земной коры и верхней мантии. Это нашло отражение в усилении вулканизма, особенно основного, сокращения роли инверсионных коровых гранитоидов, в появлении щелочных гранитов и т.д.

Геофизические данные 1974–1979 гг. также подтверждают, что Восточно-Памирский блок является более опущенным и имеет большую толщину земной коры, чем Западно-Памирский. В целом специфика магматизма Памира, несомненно, обуславливается его глубинным строением, составом коры и верхней мантии. Хотя эти вопросы еще находятся, по существу, в начальной стадии изучения, очевидно, можно уже сделать некоторые обобщения на основании наших представлений о типах земной коры [Земная кора Узбекистана, 1974; Хамрабаев, Кошлаков, 1977]. Как установлено, Памир имеет сложное складчатое-блоковое строение с максимальными для Средней Азии мощностями земной коры 67–75 км (Восточно-Памирский блок) и 53–62 км (Западно-Памирский блок).

По специфическим особенностям магматизма с учетом мощностей и характерных деталей строения отдельных слоев земной коры рассматриваемые тектонические зоны Памира и Южного Тянь-Шаня можно классифицировать по типам земной коры следующим образом.

К Южно-Тянь-Шаньскому типу относятся миогеосинклинальные с сиалическим профилем рудномагматического комплекса зоны Южного Гиссара, Каратегина, Юго-Западный Памир и, возможно, восточный блок Северного Памира (Каракульская подзона).

Для магматизма этих регионов характерно широкое развитие гранитоидных формаций со специфическими петрохимическими особенностями (пониженная железистость, повышенная глиноземистость, известковистость и щелочность). Земная кора характеризуется повышенными мощностями (до 75–80 км в районе оз. Каракуль), мощность "гранитного" слоя почти в 1,5 раза превышает мощность "базальтового" и достигает 27–32 км.

К Кураминскому типу относятся, по-видимому, эвгеосинклинальные, с сиалическо-фемическим профилем подзоны герцинид Южного Тянь-Шаня (Байсунская, Карачатырская, Туркестано-Алайская) и Северного Памира (Калай-Хумб-Сауксайская подзона), а также Рушанско-Пшартская подзона Южного Памира.

Для магматизма этих регионов характерно преимущественное развитие продуктов лишь раннего (собственно-геосинклинального) этапа – базальтоидов, мафитов и ультрамафитов и раннеинверсионного этапа – гипабиссальных гранитоидов. Наблюдается пестрота состава магматических образований при умеренной насыщенности гранитоидами.

К Копетдагскому типу условно можно отнести Юго-Восточный Памир с фемически-сиалическим профилем, который характеризуется умеренным "базальтовым" и более мощным "гранитным" слоем. Отличительной особенностью этой подзоны является ее приуроченность к альпийской складчатости и значительная мощность дислоцированного мезозойско-кайнозойского покрова; другой ее особенностью является развитие кайнозойского, в том числе неоген-раннечетвертичного магматизма в форме вулcano-плутонических ассоциаций.

Особняком стоит зона Центрального Памира, расположенная в зоне сочленения областей разновременной консолидации. Ее западный – Ванч-Язгулемский – блок является наиболее приподнятым среди других памирских блоков и имеет наименьшую мощность "базальтового" слоя (12–15 км). Магматизм этой зоны относится к вулcano-плутоническому типу, так как интрузивные породы, представленные гипабиссальными, субвулканическими фациями, пространственно ассоциируют с эффузивными аналогами. По составу здесь имеются базальт-андезит-дацит-липаритовая и щелочно-базальтоидная вулканические формации, образующие сложные многофациальные ассоциации с интрузивными гранитоидными формациями. По структуре коры и специфике магматизма Центральный Памир, по-видимому, имеет промежуточный характер, обладая одновременно чертами и Южно-Тянь-Шаньского, и Кураминского типов (т.е. сиалического и сиалическо-фемического).

Метаморфические образования Памира и прилегающих районов Южного Тянь-Шаня

изучены гораздо меньше, чем магматические. Недостаточное внимание уделялось изучению этих образований и при проведении работ по Памиро-Гималайскому проекту (1974–1979 гг.).

Наибольшее количество сведений о характере регионального метаморфизма и о возрасте его продуктов имеется по докембрийскому метаморфизму Памира и Тянь-Шаня [Баратов и др., 1973; Власов, Гниловской, 1970; Буданов, Буданова, 1971; Буданова, 1974; 1976; Хорева, Блюман, 1974; Карякин, 1978; Баратов, Буданов, 1980; и др.].

Докембрийские метаморфические образования приурочены к кристаллическому срединному массиву Юго-Западного Памира и выступам докембрийского фундамента — Каратегинский (Гармский) и Сугутский блоки в Южном Тянь-Шане, Курговатский блок в Северном Памире, Ванч-Язгулемский и Музкол-Рангульский блоки в Центральном Памире.

По возрасту и *PT*-условиям образования все метаморфические породы докембрия подразделяются на три группы [Расчленение..., 1976].

Породы первой группы представлены разнообразными гнейсами (в том числе и двупироксеновыми), кристаллическими сланцами, эклогитоподобными породами, кварцитами и мигматитами с прослоями пара- и ортоамфиболитов, доломитовых и магнетитовых мраморов, сформировавшихся в условиях гранулитовой фации. Среди них выделяются комплекс высоких давлений — дистен-гнейсовые и эклогит-дистен-гнейсовые образования горанской и шахдаринской серии Юго-Западного Памира мощностью до 10 км и комплекс умеренных и средних давлений — мигматит-гнейсовые образования каратегинской серии Южного Тянь-Шаня мощностью свыше 3 км. Возраст этих серий определяется как архейский (2,5–2,8 млрд. лет). В горанской серии эклогитоподобные породы, пара- и ортоамфиболиты составляют до 1/3 ее объема, в шахдаринской серии широко распространены ультрамафиты и чарнокиты. В результате высокотемпературного диафореза в условиях амфиболитовой фации, вызванного ультраметаморфизмом, породы гранулитовой фации были глубоко изменены и сохранились лишь спорадически в виде реликтов. В Каратегине по зонам разломов гранулиты подвергались низкотемпературному зеленосланцевому диафорезу [Баратов и др., 1973].

Для архейской метаморфической толщи Юго-Западного Памира характерна также независимость регионального метаморфизма от наличия или отсутствия крупных гранитных тел, широкое проявление докембрийского ультраметаморфизма, повсеместная мигматизация.

Б.Р. Пашков [1975] отмечает, что, несмотря на близкую степень метаморфизма, породы горанской серии в Юго-Западном Памире, видимо, значительно древнее, чем шахдаринской. Об этом свидетельствуют данные радиологического возраста и различный характер минерализации этих пород. Породы горанской серии содержат ряд месторождений и проявлений форстерита, энстатита, благоприятной шпинели и корунда, лазурита, талька, флогопита, магнетита, которые отсутствуют в шахдаринской. Одновременно Б.Р. Пашков подчеркивает сходство горанской серии с сарысангским комплексом афганского Бадахшана, а шахдаринской — с серией Дараи-Пич Нуристана (Афганистан).

По представлениям Р.Б. Баратова и В.И. Буданова [1980], наиболее древними (более 3 млрд. лет) образованиями в Юго-Западном Памире являются породы так называемого хорогского ортокомплекса, представленные гипербазитами, базитовыми ортогнейсами и сланцами, эклогитоподобными породами, чарнокитами с небольшим количеством дистеновых, биотитовых и гранатовых плагиогнейсов, регионально метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. В процессе усложнения структуры земной коры Хорогский ортокомплекс, который может служить моделью гранулитобазитового слоя Памира, был выдавлен между горанским и шахдаринским блоками в покровную структуру.

Породы второй группы представлены разнообразными гнейсами, кристаллическими и зеленокаменными сланцами, реже кварцитами и мигматитами с прослоями мраморов. Они образовались при умеренных температурах в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой (высокотемпературная субфация) фаций. В Южном Тянь-Шане к ним относятся зеленосланцевые комплексы канской, торпинской и талдыкской свит. Раннепротерозойские метаморфические породы

испытали наложенный щелочной (натровый и калиевый) метасоматоз. На Памире эта группа пород подразделяется на комплексы средних и повышенных давлений — дистен-силлиманитовые гнейсы и кристаллические сланцы музкольской и шипадской серий (Центральный Памир) и умеренных давлений — андалузит-силлиманитовые гнейсы и кристаллические сланцы боршитской (Северный Памир), отаваутекской (Рушанско-Пшартская подзона) и аличурской (Юго-Западный Памир) серий. Возраст их условно определяется как раннепротерозойский. Одновременное наличие разнотемпературных парагенезисов в этих сериях объясняется, очевидно, зональным характером метаморфизма, развитием диафтореза, а также наложением контактового метаморфизма, вызванного внедрением мел-палеогеновых гранитоидных интрузий в Центральном и Юго-Западном Памире. Раннепротерозойские метаморфические породы испытали наложенный щелочной (натровый и калиевый) метасоматоз.

Низкотемпературный зеленосланцевый диафторез этой группы пород приурочен в основном к зонам разломов, ограничивающих их блоки.

Породы третьей группы представлены кристаллическими сланцами, кварцитами, метавулканитами, зеленокаменными и графит-углистыми сланцами с редкими прояслоями мраморов и амфиболитов. В Южном Тянь-Шане для зеленокаменных сланцев характерна ассоциация хлорита, эпидота, актинолита, карбоната, альбита с редким глаукофаном или винчитом. Породы этой группы образовались в низкотемпературных условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций при умеренных и средних давлениях и по возрасту условно относятся к рифею. К этой группе относятся породы ягнобской, горифской свит и сугутской серии Южного Тянь-Шаня, ванчязгулемской и ташкольской серий Центрального Памира, мазанчутской свиты Рушано-Пшарской подзоны и североаличурской серии Юго-Восточного Памира.

Венд-нижнепалеозойские отложения Северного Памира (висхарвская и рохарвская свиты) в раннегеосинклинальную эпоху погружения испытали низкотемпературный региональный метаморфизм в условиях пренит-пумпелиитовой и зеленосланцевой (низкотемпературная субфация) фаций. Они представлены преимущественно филлитовидными, кварц-серцитовыми, кварц-хлоритовыми, глинистыми и углистыми сланцами и кварц-полевошпатовыми песчаниками, образующими мощные (2,0—2,5 км) зеленосланцевые толщи.

Отложения среднего—позднего палеозоя (S—D—C₁), включая и вулканогенные образования в Южном Тянь-Шане и Северном Памире, испытали зеленосланцевый метаморфизм низких и умеренных давлений различных ступеней от низко- до высокотемпературной субфации. Они представлены в основном зеленокаменными вулканитами, кварц-хлоритовыми, хлорит-серцитовыми и хлорит-актинолитовыми сланцами, прорванными разновозрастными гранитоидами. В зонах глубинных разломов (Уйбулакский, Висхарвский и др.) локально проявился глаукофан-сланцевый метаморфизм высоких давлений.

Большая часть позднепалеозойских (C₂₋₃—P) и мезозойско-кайнозойских терригенно-карбонатных отложений Памира и Южного Тянь-Шаня практически неметаморфизована. Она представлена в основном конгломератами, песчаниками, алевролитами, глинистыми и углистыми сланцами и известняками, которые изменены лишь в стадии диагенеза и катагенеза (или метагенеза, по Н.М. Страхову), и в редких случаях в условиях контактового метаморфизма (контактовые андалузитовые роговики в ореолах Хуфского, Сохчарвского и др. гранитоидных интрузивов палеогена). Часто подобный контактовый метаморфизм накладывается на региональный, что еще больше затушевывает общую картину метаморфизма.

В целом пространственная и временная связь метаморфических комплексов Памира и Южного Тянь-Шаня с изверженными породами в большинстве случаев изучена слабо. Поэтому имеющиеся сведения о контактовом метаморфизме в этих регионах являются далеко не полными и неоднозначными и не позволяют авторам систематизировать их и дать их фаціальную характеристику.

Ниже приводится лишь краткое и далеко не полное описание контактовых образований в ореоле разновозрастных интрузивных массивов Памира [Расчленение..., 1976].

Контактовый метаморфизм в связи с докембрийскими гранитоидами, как правило, отчетливо не устанавливается. Лишь для отдельных массивов Центрального и Юго-Западного Памира приводятся факты ороговикования и окварцевания гнейсов и развития инъекционных мигматитов в зоне контакта шириной до нескольких сотен метров.

Контактные ореолы герцинских гранитоидных интрузий Северного Памира имеют ширину от нескольких метров до 350 м и более. Они представлены роговиками, окварцованными и фельдшпатизированными терригенными породами и перекристаллизованными известняками.

И.Х. Хамрабаев и др. [1982] и А.П. Карякин [1979] в приконтактной зоне раннекаменноугольных мафитов и ультрамафитов Дарваза (Северный Памир) впервые установили высокотемпературные гранат-биотитовые и кордиерит-биотитовые роговики, тремолит-актинолитовые породы и мраморы (фашия мусковитовых роговиков, $T = 500-600^{\circ}$) в полосе от первых до 20 м и более. Для раннемеловых гранитоидов Южного Памира в контактовом ореоле устанавливается ороговикование терригенных, окремнение и перекристаллизация карбонатных пород, развитие инъекционных и порфиробластических мигматитов.

Как было отмечено (на примере Сохрарвского и других интрузивов), контактные изменения палеогеновых гранитоидов Центрального Памира и Рушано-Пшартской подзоны выражаются в ороговиковании, окварцевании, гнейсификации, фельдшпатизации вмещающих пород. Ширина контактовых ореолов зависит от размера интрузивов и характера контакта и при пологом контакте измеряется сотнями метров (до 800 м).

В целом породы Южного Тянь-Шаня и Памира претерпели региональный метаморфизм умеренных, средних и высоких давлений в условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фашии. При этом наблюдается определенная как субширотная, так и субмеридиональная зональность в распространении и характере метаморфизма докембрийских и палеозойских метаморфических образований. Степень метаморфизма пород постепенно возрастает с севера на юг, при этом породы Западно-Памирского блока метаморфизованы гораздо интенсивнее и глубже, чем Восточно-Памирского (за исключением Музкол-рангкульского блока), что в определенной мере связано с различной историей их геологического развития и различным положением этих блоков по отношению друг к другу. Из сказанного выше вытекают представления о многообразии горных пород и геологических структур Памира и Южного Тянь-Шаня и многократности породивших их процессов магматизма, метаморфизма и тектоники. Соответственно с этим проявления минеральных ресурсов, называемые (в широком смысле) минерагенной, также многообразны.

Проявления нефти и газа в пределах горных сооружений Памира и Южного Тянь-Шаня не известны (так же как и в Каракоруме, и в Гималаях). Они сосредоточены в депрессиях, окаймляющих эти сооружения (Ферганская, Афгано-Таджикская и др.). Это — первая и главная особенность минерагенной этих регионов.

По-видимому, интенсивный магматизм, тектоника и метаморфизм пород, характерные для Памира, исключают наличие в нем скоплений газа и нефти, представляющих практический интерес.

Месторождения каменного угля также не характерны для этих регионов. В Южном Тянь-Шане они расположены по северной его периферии (Сулюкта, Шураб, Кызыл-Кия и др.), в пределах же Памира известно лишь одно месторождение (близ Мургаба), не представляющее экономического интереса. К этой же особенности следует отнести и приуроченность месторождений сурьмы и ртути лишь к северным и южным окраинам Южного Тянь-Шаня и Памира.

Второй особенностью минерагенной является наличие месторождений и проявлений драгоценных камней, флогопита, талька и магнезитов. Эта минеральная ассоциация, как известно, характерна для высокометаморфизованных докембрийских формаций многих регионов мира, особенно Прибайкалья (например, районы Слюдянки и Малобыстринское). К этой черте докембрийских метаморфических комплексов Юго-Западного Памира следует добавить еще геохимические признаки проявлений редких щелочей и фтора. В соседнем (Афганском) районе Гиндукуша минерализация редких щелочей реально представлена значительным числом пегматитовых жил с лепидолитом и сподуменом [Россовский и др., 1975].

Третья особенность — проявление колчеданной, колчеданно-полиметаллической и медной формации с золотом в Северном Памире (в Калаи-Хумб-Сауксайской подзоне). Оно связано с контрастно дифференцированной диабаз-альбитофировой формацией нижнего карбона. Эта особенность минерагенной Северного Памира обусловлена его эвгеосинклинальным режимом формирования и сиалически-фемическим типом разреза коры.

Четвертой особенностью является проявление железной и железотитановой минерализации на границе Северного и Центрального Памира в зоне Ванч-Акбайтальского (Ванч-Танымасского) разлома. Железное оруденение сидеритовой формации локализовано в долине р. Ванч, а титано-магнетит-ильменитовой формации — в низовьях р. Язгулем в полосе локальных магнитных аномалий. Эта полоса тянется от р. Пяндж (устье р. Язгулем) на западе через меридиональный хребет Академии наук до оз. Ранкуль на востоке.

В последние годы установлено широкое распространение ильменит-титаномагнетитовой минерализации, парагенетически и пространственно тесно связанной с раннепротерозойскими мафит-ультрамафитами Центрального Памира и карбон-пермо-триасовыми вулканитами Южного Памира.

Надо отметить, что весь Памир и Южный Тянь-Шань относительно бедны железом и другими элементами семейства железа (хром, ванадий, кобальт).

Пятой особенностью — относительное развитие минерализации редких металлов и элементов, т.е. минерализации литофильных элементов, характерных для областей с сиалическим профилем коры. Этот фактор объясняется резким преобладанием "гранитного" слоя над "гранулитобазитовым" ("базальтовым") и интенсивным развитием коровых (палингенных) гранитов. Эти черты особенно свойственны Центральному и отчасти Южному Памиру. При этом минерализация редких металлов (вольфрам, олово) связана с мел-третичными гранитоидами гипабиссальной и мезоабиссальной фаций, а минерализация редких элементов и фтора с кайнозойскими эффузивами и субвулканическими породами.

В размещении этих минерализаций и связанных с ними магматических формаций наряду с субширотными разломами фиксируется роль также и поперечных разломов и разрывов. Наиболее интенсивные проявления минерализации приурочены к районам пересечения этих двух систем разломов — субширотных и поперечных.

Шестой особенностью является наличие сложного комплексного типа минерации, связанного с меловыми вулканоплутоническими ассоциациями (Бартангская вулканоплутоническая структура) и представленного медно-колчеданной, серебро-полиметаллической, золото-сульфидной, оловорудной, вольфрамовой минерализациями.

Седьмой особенностью минерации Памира — обилие в нем минеральных источников. Они представлены горячими сероводородными водами, содержащими бор, фтор, гелий и редкие щелочи, а также холодными водами типа северо-кавказских ("Нарзан", "Ессентуки"). Эти источники используются местным населением для лечебных целей.

Широкое распространение минеральных источников, особенно горячих, связано с еще не остывшей активностью верхней мантии (астеносферы), интенсивными современными движениями и высокой сейсмичностью данного региона.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Магматизм на Памире и в Южном Тянь-Шане проявлялся на протяжении почти всей геологической истории — от архея до четвертичного периода включительно, при этом мезозойский и кайнозойский магматизм имел место только в Центральном и Южном Памире. По составу, формационной принадлежности и фациальной характеристике продукты магматизма являются обычными для геосинклинальных и орогенных областей. По эволюционной направленности и размещению в тектонических структурах они имеют большое сходство с другими складчатыми регионами Тянь-Шаня, Урала и Кавказа. В грубой интерпретации области распространения магматических формаций Памира вместе с Каракорумом и Гималаями можно представить в виде зональной картины, по краям которой в Северном Памире и южных частях Гималаев развиты преимущественно осадочно-вулканогенные формации, а в средней части (Южный Памир и Каракорум) распространены главным образом гранитоидные породы мелового и третичного возраста. Наиболее поздние (кайнозойские) магматические образования имеют внезональное распространение и нередко контролируются секущими разломами.

2. Между распределением магматических пород и структурой коры имеется определенная связь. Она заключается в том, что гранитоиды приурочены к областям с большими (более 55 км) мощностями коры и "гранитного" слоя, а основные вулканогенные породы — к областям с меньшими мощностями коры, где "базальтовый" слой преобладает над "гранитным". Вместе с тем в контурах распространения различных магмати-

ческих пород и рельефа границы Мохо нет полного совпадения. Последний нередко имеет направление, перпендикулярное к простиранию главных тектонических структур Памира и Южного Тянь-Шаня.

Такое же почти поперечное направление имеют и контуры полей силы тяжести (по А. Марусси). С другой стороны отмечается определенная роль в локализации магматических и рудных образований поперечных (субмеридиональных и северо-восточных) зон разрывов и швов.

3. В распространении метаморфических пород в пределах Южного Тянь-Шаня и Памира имеет место общая тенденция к повышению степени метаморфизма с севера на юг. Это согласуется с увеличением в этом же направлении степени глубинности магматических пород от субвулканической и гипабиссальной в Южном Тянь-Шане и Северном Памире до абиссальной в Юго-Западном.

4. Отмеченная широтная зональность в распределении магматических и метаморфических формаций в целом определяет и характер размещения минеральных ресурсов. С севера на юг наблюдается его изменение от менее до более глубоких и высоко-температурных минеральных образований (от нефти, газа, угля, серы в Ферганской депрессии через эпитермальные сурьмяные, ртутные, мышьяковые, полиметаллические до редкометальных проявлений в Центральном Памире и драгоценных камней и флогопита в Юго-Западном Памире). Далее к югу заметны некоторые элементы этой зональности в обратном направлении; она заканчивается за Гималаями нефтяными полями Сиваликского района.

5. Все эти факты ни в отдельности, ни в совокупности не позволяют трактовать происхождение современных структур Памиро-Каракорум-Гималайской области как следствие столкновения материков или результат субдукции Индостанской плиты под Евразийский материк.

ABSTRACT

Major features of magmatism, metamorphism and metallogeny of the Pamirs and Southern Tien Shan are described and their correlation with deep structure of these regions is established.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г.Д.* Состав и строение земной коры и геолого-петрографическое направление исследований в этой области. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрография, М.: Наука, 1964, с. 113—114.
- Афиногенова Л.Н.* Поперечные структуры Памира и их рудоконцентрирующее значение. — Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук, 1973, № 3 (49), с. 85—92.
- Баратов Р.Б., Афиногенова Л.Н., Сальникова Р.Н.* Некоторые различия магматизма и оруденения геосинклинальных и активизированных зон Центрального Таджикистана и Памира. — Геология руд. месторождений, 1974а, № 4, с. 57—62.
- Баратов Р.Б., Буданов В.И.* Метаморфические и гранитоидные серии в эволюции земной коры (на примере Памира и Тянь-Шаня). — В кн.: Петрология: Тр. Междунар. геол. конгр. 26-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980, с. 73—81.
- Баратов Р.Б., Буданова К.Т., Буданов В.И., Попова Н.А.* Полиметаморфические комплексы Таджикистана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 6, с. 34—45.
- Баратов Р.Б., Сальникова Р.Н., Афиногенова Л.Н.* Систематика рудных образований Центрального Таджикистана и Памира. — Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук, 1974 б, № 1 (51), с. 87—96.
- Бархатов Б.П.* Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 244 с.
- Белоусов В.В., Беляевский Н.А., Борисов А.А.* и др. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань—Памир—Каракорум—Гималаи. — Сов. геология, 1979, № 1, с. 11—28.
- Буданов В.И., Буданова К.Т.* Петрологические особенности метаморфических пород и проблема изучения фаций метаморфизма Юго-Западного Памира. — В кн.: Материалы II Среднеаз. регион. петрогр. совещ. Душанбе: Дониш, 1971, с. 35—38.
- Буданова К.Т.* Даршайский гипербазитовый комплекс (Юго-Западный Памир). — Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук, 1974, № 1 (51), с. 80—85.
- Буданова К.Т.* Гранитоиды чарнокитовой формации Юго-Западного Памира. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 3, с. 693—696.
- Власов Н.Г., Гниловской Г.В.* Древнейшие метаморфические образования Северного Памира. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Л., 1970, с. 84—106. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 168).
- Волочкович К.Л.* Металлогенетический анализ с позиций концепции новой глобальной тектоники (на примере Центрально-Азиатского пояса). — Геология и металлогения Успенской тектонической

- зоны (Центральный Казахстан). Т. 5. Геофизические поля и строение земной коры/Г.Р. Бекжанов, Б.Р. Юманов, Г.В. Кувшинов и др. Алма-Ата: Наука, 1969. 167 с.
- Димитров Д.К.* Эндогенное рудообразование на территории НРБ и его связь с глубинным строением земной коры. — В кн.: Науч.-техн. конф. "Минно дело и геология". Варна: Высш. минно-геол. ин-т, 1973, ч. 2. 20 г., с. 111—112.
- Земная кора Узбекистана/Под ред. И.Х. Хамрабаева. Ташкент: Фан, 1974. 298 с.
- Карякин А.П.* Особенности докембрийского метаморфизма Северного Памира. — Докл. АН ТаджССР, 1978, т. 21, № 10, с. 23—27.
- Карякин А.П.* Контактные ореолы габбро-перидотитовых интрузий Северного Памира — Докл. АН ТаджССР, 1979, т. 22, № 2, с. 125—127.
- Крестников В.Н., Штанге Д.В.* О зоне Памиро-Гималайского глубинного разлома. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 7, с. 16—26.
- Кухтиков М.М., Винниченко Г.П.* Палеозойская тектоническая зональность Памира. — Сов. геология, 1979, № 12, с. 56—67.
- Менакер Г.И.* Соотношение мощностей основных слоев земной коры как фактор региональной рудной зональности в Центральном и Восточном Забайкалье. — Изв. Забайк. фил. геогр. о-ва, 1971, т. 7, № 5, с. 7—21.
- Менакер Г.И.* Строение земной коры и закономерности пространственного размещения рудных месторождений в Центральном и Восточном Забайкалье. — Геология руд. месторождений, 1972, № 6, с. 3—16.
- Моисенко Ф.С.* Связь рудных месторождений с глубинным строением и некоторые вопросы рудогенеза. — Сов. геология, 1975, № 8, с. 27—41.
- Нарижьев В.В., Стеблова В.М.* Первые сведения о расслоенной интрузии перидотит-анортозит-габбрового состава на Памире. — Сов. геология, 1979, № 1, с. 85—91.
- Пашков Б.Р.* Основные особенности строения массивов древних метаморфических пород Афгано-Памирской области. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 81—96.
- Перфильев Ю.С., Моралев В.М.* Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области. — Геотектоника, 1971, № 4, с. 31—39.
- Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая/Р.Б. Баратов, В.В. Могаровский, В.С. Лутков и др. Душанбе: Дониш, 1978. 344 с.
- Петрушевский Б.А.* Некоторые особенности тектоники Памира. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, вып. 4, с. 122—154.
- Петрушевский Б.А.* Индо-Памирская зона — один из важнейших поперечных элементов Азии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 5, с. 11—41.
- Похвиснева Е.А.* Глубинные поперечные структуры Памира и их металлогеническое значение (руть, бор). — В кн.: Металлогенические и геологические исследования. М.: ИМГРЭ, 1972, вып. 2, с. 98—103.
- Похвиснева Е.А.* Геология Памира в свете новых данных. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51, вып. 4, с. 8—39.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана/Отв. ред. Р.Б. Баратов. Душанбе: Дониш, 1976. 268 с.
- Россовский Л.Н., Чмырев В.И., Салах С.А.* О новых полях и полосах редкометалльных пегматитов Гиндукуша (Восточный Афганистан). — Геология руд. месторождений, 1975, № 5, с. 97—101.
- Семенов А.И., Старицкий Ю.Г., Шаталов Е.Т.* Главные типы металлогенических и структурно-металлогенических зон на территории СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1967, т. 8, с. 55—78.
- Хамрабаев И.Х.* Магматизм и земная кора Средней Азии. — В кн.: Вопросы геологической петрологии. М.: Наука, 1976, с. 16—31.
- Хамрабаев И.Х.* Земная кора и оруденение Средней Азии. — В кн.: Металлогения орогенных этапов развития Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979, с. 6—10.
- Хамрабаев И.Х.* Строение земной коры Западного Памира по комплексным геолого-геофизическим данным по профилю Гарм—Калаи—Хумб—Хорог—Ишканим. — Узб. геол. журн., 1980, № 5, с. 47—51.
- Хамрабаев И.Х., Абубакиров И.К., Тажидинов Х.С.* Мафиты и ультрамафиты в земной коре Средней Азии. — В кн.: Магматизм и глубинное строение земной коры Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982, с. 4—26.
- Хамрабаев И.Х., Кошлаков Г.В.* Районирование территории Средней Азии по типам строения земной коры. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 175—185.
- Хорева Б.Я., Блюман Б.А.* Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л.: Недра, 1974. 216 с.
- Bartole R., Ebbin C., Marussi A.* The Earth's crust along the Karakul—Zorkul—Nagna Parbat—Lawrencepur DSS profile according to structural and geophysical data. — In: The Pamir-Himalayan Project (Moscow, 1981). Roma, 1983 (in press).
- Khamrabaev I.H., Pak V.A., Yusupkhodjaev H.* The peculiarities of the geophysical fields and deep structures of the Pamir and Tien Shan. — In: Geotettonica delle zone orogeniche del Kashmir-Himalaya—Karakorum—Hindukush—Pamir. Roma: Acad. Naz. dei Lincei, 1976, p. 77—86.
- Toksöz N.* The subduction of the lithosphere. Sci. Amer., 1975, vol. 89, p. 89—96.

В.И. Попов

О СВЯЗИ ДОКЕМБРИЙСКИХ МАГМА-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ РАЗВИТИЯ КОРЫ В ПАМИРСКОМ СМЯТИИ И ИНДОСТАНЕ

Тесная связь, существующая между развитием докембрийского кристаллического фундамента в Индостане и в Гималаях, была показана А. Гансером [1967]. В настоящее время можно предположить такую же связь между докембрийскими магма-тектоническими процессами, происходившими в Гималаях и северо-западнее — в Нуристанском кристаллическом блоке и в Шугнанском (Юго-Западный Памир). Поэтому все они укладываются в одну Гималайско-Южно-Памирскую кристаллическую дугу, расчлененную последующими разрывными нарушениями при движении Индостана к северу.

Исследования, проведенные в плане международного Памиро-Гималайского проекта, затрагивают некоторые коренные проблемы теоретической геологии. Произошло ли повсеместное образование гранито-гнейсового кристаллического фундамента на материках еще в раннем докембрии, как полагали Г. Штилле и его сторонники? Или фундамент образовался в это время только в пределах древнейших их участков, т.е. на пра-континентах, и разрастался позднее вокруг последних и между ними за счет осадочных и эффузивных формаций материкового цоколя?

Автор, являясь сторонником последней точки зрения, суммировал ее обоснование в ряде работ, обобщив их в ядерной теории развития земной коры [Попов, 1938, 1951, 1958, 1960; и др.]. С ней согласуются приводимые здесь данные. На основе этих представлений выделяются два типа гранито-гнейсового кристаллического фундамента материков: 1) древнейший архейско-раннепротерозойский кристаллический фундамент, который можно назвать "первичным", или пра-континентальным; 2) фундамент, возникший в позднем протерозое и в фанерозое из материкового цоколя, именуемый далее "вторичным", или "метацокольным".

При разделении первичного и вторичного кристаллических фундаментов можно опираться на данные достаточно точных определений абсолютного возраста слагающих его формаций, полученные главным образом с помощью свинцового и рубидий-стронциевого изотопных методов. Эти данные для Памирского смятия и смежных с ними территорий сведены в таблицу [Попов, 1978, 1979] и используются ниже.

На основании этих данных в интересующем нас обширном регионе устанавливаются две области развития первичного кристаллического фундамента.

Одна из них обнимает Синийские пра-континенты, в том числе Таримский, а также сопровождающую последний на юго-западе и западе Куньлуньско-Гиссарскую кристаллическую дугу. Последняя включает выходы музтагатинских, каратегинских и южно-гиссарских гнейсов.

Другая аналогичная область представляет Индостанский пра-континент и сопровождающую его на севере и северо-западе Гималайско-Южно-Памирскую кристаллическую дугу. Последняя включает выходы осевых гималайских гнейсов, а также нуристанских (в Восточном Афганистане) и шугнанских (на Юго-Западном Памире).

Эти две области являются древнейшими архейско-раннепротерозойскими материковыми поднятиями, установленными на юге азиатской части Евразийского континента.

Анализ истории этих поднятий указывает на то, что в их пределах восходящие движения многократно чередовались с нисходящими, однако в целом в их развитии преобладала тенденция воздымания. Этот вывод относится и к Гималайско-Южно-Памирской кристаллической дуге и особенно наглядно обоснован для Шугнана, являющегося частью этой дуги.

В пределах Таримского пра-континента у г. Кашгар толщина земной коры не превосходит 50–55 км [Беляевский, 1974], как и на Юго-Западном Памире, в частности в Шугнана. В Шугнана на поверхность выходит архейско-раннепротерозойский гранито-гнейсовый фундамент, вскрытый на глубину до 14 км [Жамрабаев, 1980].

Возникновением и дальнейшим развитием этих двух древнейших южно-азиатских материковых поднятий во многом определялось образование и морфология разделяющих их Памирских дуг. Последние обрамляют выступ Индостанско-Гималайской об-

Сопоставление схем ритмостратиграфического расчленения докембрия Гималайско-Южно-Памирской кристаллической дуги (I) и Индостанского пракоинтента (II) [Полов, 1979]

Южный Памир [Хорева, Блюман, 1974]		Индостанский пракоинтент [Асвасанараяна, 1959; Муратов, 1966; и др.]	
Геологический комплекс	Ритмокомплекс	Геологический комплекс	Ритмокомплекс
1	2	3	4
Байкальский (дельский) (перерывный), поздний рифей—венд	580 млн. лет Перерыв Позднебайкальский (познедельский) Поздний рифей—венд	Байкальский (дельский), поздний рифей—венд	580 млн. лет Позднебайкальский (познедельский) — меланийский 580 млн. лет — граниты Мелани Поздний рифей—венд
	700 млн. лет Среднебайкальский		700 млн. лет Среднебайкальский (среднедельский), эринпурский 2865—730 млн. лет — граниты Эринпур Поздний рифей
	Поздний рифей		800 млн. лет Раннебайкальский (раннедельский), райяльский Поздний рифей
Сатпурский (аличурский), средний—поздний рифей	800 млн. лет Перерыв (Раннебайкальский?) Поздний рифей	Сатпурский, ранний—поздний рифей	900 ± 100 млн. лет Позднесатпурский обиджаварский
	900 ± 100 млн. лет Позднесатпурский (познеаличурский)		980—880 млн. лет — граниты Чота-Нагпур
	1000—900 млн. лет — поздний рифей 1100—1000 млн. лет аличурские серии		Поздний рифей
	Среднесатпурский (раннеаличурский)		1100—1000 млн. лет Среднесатпурский (семрийский, позднеараваллийский) Средний рифей—поздний рифей
	Средний рифей—поздний рифей		1300—1200 млн. лет Раннесатпурский (раннеараваллийский)
	1300—1200 (?) млн. лет Раннесатпурский (?)		Ранний рифей (?) — средний рифей
	Перерыв Ранний рифей (?) — средний рифей		Ранний рифей (?) — средний рифей
Восточногатский, средний—поздний протерозой	1400 ± 100 млн. лет (Поздневосточногатский?)	Восточногатский, (средний—поздний протерозой)	1400 ± 100 млн. лет Поздневосточногатский (куддапахский)
	Перерыв		1400 млн. лет — мигматизация чарнокитов Полур 1450 млн. лет — глауконит нижний Куддапах Ранний рифей
	Ранний рифей		1500? млн. лет Средний восточногатский (коланский)
	1500 (?) млн. лет Средний восточногатский		1585—1550 млн. лет — граниты Нуллур Ранний рифей
	Перерыв		
	Ранний рифей		

1	2	3	4
	1600 млн. лет Ранний восточногатский		1600 млн. лет Ранний восточногатский (нилгирийский)
	Средний протерозой		1630 ± 200 млн. лет — чарнокиты Нилгири Средний протерозой
Постдарварский, ранний—средний протерозой	1750 (?) млн. лет Постдарварский (ляджвардаринский, южнопамирский)	Постдарварский, ранний—средний протерозой	1750 (?) млн. лет Постдарварский Платформенный перерыв
	1740—1675 млн. лет — пегматиты Ляджвар—Дара Ранний протерозой		Конец раннего протерозоя
Второй дарварский, ранний протерозой	Размыты (?)	Второй дарварский, ранний протерозой	2100—2000 млн. лет Южнодарварский (каладгийский)
	Перерыв		2100—2000 млн. лет — граниты Клоселет, Сингбум, Бендельканд Ранний протерозой 2200 (?) млн. лет Позднедарварский (сумкерский) Ранний протерозой
	Ранний протерозой		Ранний протерозой
Первый дарварский (шахдаринский), ранний протерозой	2400—2300, 2450 млн. лет — мигматиты Среднедарварский (поздний шахдаринский)	Первый дарварский, ранний протерозой	2400—2300 млн. лет Среднедарварский (хосурский) Граниты Шимога Граниты Чемпион
	Друмдаринская свита Врангская свита Шугнанская свита		Ранний протерозой
	2540—2450 млн. лет — мраморы Раннедарварский (раннешахдаринский) Даршайская свита Хорогская свита Ранний протерозой		2600—2500 млн. лет Раннедарварский (бенгальский)
	Ранний протерозой		Ранний протерозой
Индостанский (горанский), поздний архей	2700—2600 млн. лет Позднеиндостанский (позднегоранский, гармчашминский) Гармчашминская свита	Индостанский, поздний архей	2700—2600 млн. лет Позднеиндостанский (бангалорский, бинтенский) (2700—2600) ± 100 млн. лет — граниты Бангалор Поздний архей
	Баршорская свита 2700 ± 400 млн. лет — мраморы		2800—2700 млн. лет Раннеиндостанский
	2800 (?) млн. лет Раннеиндостанский (раннегоранский, абхарвский) Абхарвская свита		Поздний архей
—	?	Гудивадийский, ранний архей	3000—2900 млн. лет Позднегудивадийский 3000—2900 млн. лет — чарнокиты Гудивади Ранний архей
—	?		Один-два ритмокомплекса? Ранний архей
—	?	Догудивадийский, катархей	3500 ± 500 млн. лет — обломочные циркоры в аваллийской серии Догудивадийский Катархей

ласти с северо-запада, севера и северо-востока. Восточное их крыло протягивается с северо-запада на юго-восток, располагаясь между северо-восточным краем Индостанско-Гималайской области и юго-западной окраиной Таримско-Куньлуньской.

Вдоль Памирских дуг, изгибаясь по их простиранию, протягивается наиболее молодой альпийский Средиземноморский пояс. Его Памирско-Южно-Тибетский отрезок включает Бадахшан, Памир, Каракорум, Ладак и южную часть Тибета, в том числе хребты Аксайчин, Локзунг и Кайлас (или Трансгималайский).

Этот отрезок альпийского геосинклинального прогиба Тетиса сложен главным образом мезозоем и верхним палеозоем; с севера ограничен варисцидами Памирско-Куньлуньского пояса и с юга — варисцидами Гималайского. Индостан вместе с Гималайско-Южно-Памирской дугой по крайней мере в течение всего мезозоя и верхнего палеозоя находились много южнее своего современного положения, достигая 40° ю.ш., — широты Мадагаскара и Танзании, и располагались вблизи последних [Попов и др., 1976] (см. рисунок). Об этом согласованно свидетельствуют палеомагнитные и палеонтологические данные. Последние доказывают, что Гималаи, Индостан, Мадагаскар и Танзания принадлежали к одной и той же палеогеографической провинции в течение мелового [Colignon, 1964], юрского [Аркелл, 1961], триасового [Динер, 1934] и более ранних периодов [Левен, 1975]. Фергана находилась в то время примерно на $20-30^{\circ}$ с.ш. и, следовательно, ширина мезозойского Тетиса достигала 3—4 тыс. км (если учесть ширину Индостана и положение Северных Гималаев). Позднее она уменьшилась на Памире в несколько раз, до современных его размеров, составляющих 250 км, так как Индостан и Гималаи сдвинулись к северу на 20° с.ш., а Фергана сместилась только на $10-20^{\circ}$ (до 40° с.ш.). При этом произошло соответствующее сжатие и утолщение земной коры, особенно в пределах Памирско-Тибетского отрезка альпийского Тетиса [Попов и др., 1976]. Мощность земной коры достигает здесь максимальных значений (76—82 км) в Гиндукушской полосе мантийных землетрясений [Чоудхури, 1959]. Первоначально она, вероятно, была в несколько раз меньше (10—15 км).

По данным работы [Земная . . ., 1977], на Восточно-Памирском участке Памирско-Тибетского прогиба мощность земной коры достигает 65—70, иногда 70—75 км. Здесь не установлено наличие сплошной гранито-гнейсовой оболочки, какую можно было бы отнести к первичному кристаллическому фундаменту. Об этом можно судить по отсутствию на Южном и Среднем Памире обособленной оболочки с типичными для нее скоростями продольных сейсмических волн (6—6,5 км/с), какие отчетливо прослеживаются севернее, в варисцидах Северного Памира: у оз. Каракуль (6—6,6 км/с на глубине 18—30 км) и в Тянь-Шане, по р. Гульча — пер. Чигирчик и около Узгена (5,8—6,6 км/с на глубине 18—27 км). В Юго-Восточном Памире скорость сейсмических волн в земной коре возрастает до величин, типичных для базальтовой (метабазитовой) оболочки (6,4—6,5 км/с и более).

Можно полагать, что верхняя часть разреза земной коры (до глубины примерно 30 км) сложена осадочными и осадочно-метаморфическими формациями. Поэтому появляются крупные отрицательные гравитационные аномалии Буге, изостатические значения которых возрастают к югу, достигая в Центральном Каракоруме 450—550 мГал [Marussi, 1964]. В Центральных Гималаях они составляют 400—500 мГал [Gupta, 1964]. Этим объясняется продолжающееся быстрое поднятие (на Памире в среднем 2 мм/год, местами до 50—100 мм/год).

На Памирско-Южно-Тибетском отрезке альпийского пояса по геологическим данным имеются только отдельные продольно вытянутые полосы вторичного метакоольного фундамента, образовавшегося в связи с магматизмом варисского и главным образом альпийского циклов.

Варисские магматические формации наблюдаются преимущественно за пределами альпийского прогиба, в варисцидах, окаймляющих Памирско-Тибетский отрезок с севера (в Дарвазе у оз. Каракуль) и с юга, например в Панджальских Гималаях [Гансер, 1967; Попов, 1964].

За пределами альпийских памирид в смежных варисцидах толщина земной коры оценивается в районе Кашгарии [Беляевский, 1974] и на Западном Памире в 45—50 км. Ранневарисские магматические формации устанавливаются в пределах мезозойского Тетиса, например в Спити у оз. Цо-Морари [Гансер, 1967], на Южном Памире в Шугнани [Хорева, Блюман, 1974], в Аличурской подзоне [Проскурко, 1960] и несколько чаще наблюдаются в Среднем Памире [Расчленение . . ., 1976].

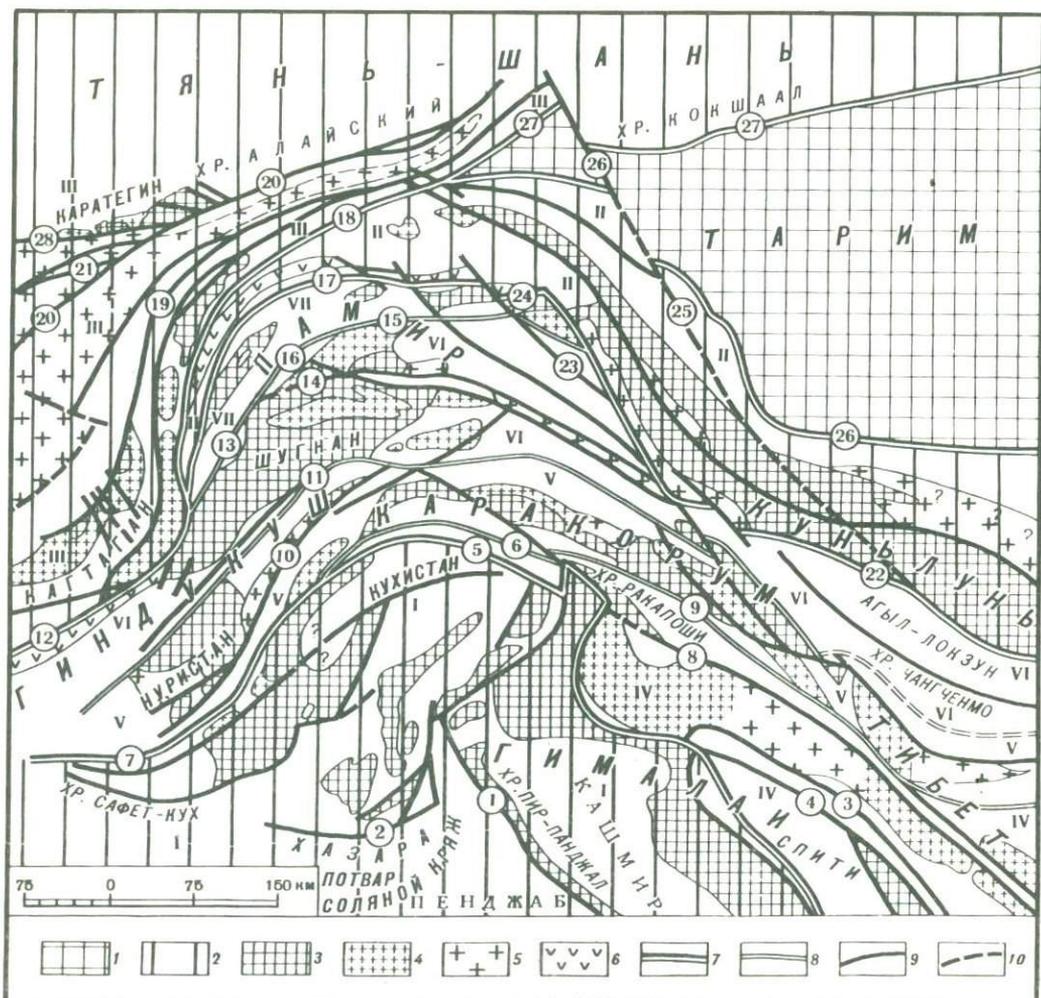


Схема орогенных поясов и подпоясов Памирского сектора Средиземноморского альпийского и смежных варисских поясов [В.И. Попов, 1978] на основе тектонической схемы А. Дезио [1965] с дополнением по геологическим картам Юга СССР (1976), Афганистана (1972), Пакистана (1969), Гималаев (по А. Гансеру [1967]), Памира (по Б.П. Бархатову [1967])

7 – Таримский праоконтинент; 2 – варисские поясы: I – Гималайский, II – Памиро-Куньлуньский, III – Памиро-Алайский. Подпоясы Средиземноморского альпийского пояса: IV – Ладакско-Кайлаский (Трансгималайский), V – Гиндукушко-Каракорумский, VI – Южно-Памирский, VII – Срединно-Памирский; 3 – кристаллический фундамент; 4 – гранитоиды; 5 – некоторые сердцевины ядер; 6 – основные базитовые зоны. 7, 9 – границы: 7 – поясов, 8 – подпоясов, 9 – разломы, 10 – предполагаемые разломы. Названия разломов (цифры в кружках): 1 – Главный (Осевой) Гималайский, 2 – Атокский, 3 – Верхнеиндийский, 4 – Драсский, 5 – Гилгитский, 6 – Чолтский, 7 – Кунарский, 8 – Шайокский, 9 – Хунзинский, 10 – Тиричмирский, 11 – Мунджанско-Зебаско-Южно-Памирский, 12 – Анжуманско-Пандширский, 13 – Джермский, 14 – Гунт-Али-чурский, 15 – Рушанско-Пшартский, 16 – Южно-Бартангский, 17 – Ванч-Акбайтальский, 18 – Северо-Бадахшанский (Уйбулакский), 19 – Предпамирский (Преддарвазский), 20 – Вахско-Кызылсуйский, 21 – Илякский, 22 – Угранский, 23 – Восточно-Памирский, 24 – Памирско-Куньлуньский (по А. Дезио), 25 – намечающееся продолжение Теректинского (Талассо-Каратауского), 26 – Теректинский, 27 – Предкуньлуньский, 28 – Южно-Тянь-Шаньский

Альпийские магматические формации в пределах варисид Памирского смятия нигде не доказаны (кроме единичных вулканов, имевшихся в Куньлуне) [Terra, 1932; Попов и др., 1976], а также в Гималаях (по данным космических фотоснимков). Напротив, они обильно представлены в пределах альпид Средиземноморского пояса.

Известно, что выходы альпийских гранитоидных массивов вытягиваются здесь

цепочками, между которыми расположены зоны, сложенные преимущественно осадочными формациями. Установлено чередование метаморфических (кристаллических) и осадочных дуг на Памире [Наливкин, 1916], а также южнее, в Каракоруме и Ладаке [Desio, Marussi, 1960].

Автор полагает, что активные магматические зоны, насыщенные главным образом формациями кислой магмы, представляют ядра роста сиалической коры, образуя зоны ядерного типа, вытянутые по простиранию Средиземноморского пояса. Они разделяются промежуточными осадочными полосами, которые представляют зоны междуядерного типа. Каждая ядерная зона вместе с окаймляющими ее двумя междуядерными представляет ядерную триаду. Такая ядерная триада образует самостоятельный орогенный пояс или его подпояс.

На этом основании Средиземноморский альпийский пояс в пределах Памирского его сектора расчленяется на четыре подпояса, последовательно сменяющие друг друга в направлении с севера на юг [Попов, 1978]:

1. Срединно-Памирский альпийский подпояс. Отмечен осевой Вамарско-Кударинской ядерной зоной. В ее пределах образовались вытянутые овальные участки альпийского метацокольного кристаллического фундамента, связанного с альпийскими мезоабиссальными гранитоидными интрузиями. Он включает интенсивно метаморфизованные рэтские и верхнепалеозойские формации и наложенные на среднерифейский музкольский (кукуртлинский) зеленокаменный метаморфический комплекс [Юдин, 1932; Попов, 1935; Хамидов, 1967; Бархатов, 1963; Агеева, Дмитриев, 1975; Расчленение . . . , 1976].

2. Южно-Памирский альпийский подпояс связан с осевой Бейкской ядерной зоной. В последней развиты юрские, меловые и палеогеновые гранитоидные, а также липаритовые и андезитовые формации, здесь отсутствуют выходы метацокольного фундамента [Николаев, Вендланд, 1934; Клунников, Попов, 1936; Прокурко, 1960; Буданов, 1964; Мехси и др., 1971; и др.].

3. Гиндукушко-Каракорумский альпийский подпояс. В нем (подобно Срединно-Памирскому) осевая Центрально-Каракорумская ядерная зона вновь представлена метацокольным гранито-гнейсовым фундаментом; он возник при воздействии мезоабиссальных юрских и мел-палеогеновых гранитоидов на мезозойские и верхнепалеозойские формации [Schneider, 1957, 1960; Desio, 1965; Desio, Marussi, 1960; Desio et al., 1964].

4. Самый южный Ладакско-Кайлакский (Трансгималайский альпийский подпояс. В нем (подобно Южно-Памирскому) осевая Ладакско-Кайлакская ядерная зона характеризуется развитием мел-палеогеновых гиабиссальных гранитоидов и эффузивов кислого и среднего состава при отсутствии выходов мезоабиссального метацокольного кристаллического фундамента [Wadia, 1944; Schneider, 1957, 1960; Desio, 1965; Tewari, 1964; Гансер, 1967; и др.].

Таким образом, в поперечном меридиональном разрезе альпийских Памирских дуг устанавливается закономерное двухкратное чередование ядерных зон двух типов, а именно: 1) гиабиссальных, характеризующих Южно-Памирский и Ладакско-Кайлакский подпоясы, 2) мезоабиссальных, представленных Срединно-Памирским и Гиндукушко-Каракорумским подпоясами. Только с зонами второго типа связано образование кристаллического фундамента, слагающего отдельные полосы и овалы.

Альпийские гранитоидные зоны [Desio, Marussi, 1960; Marussi, 1964] характеризуются наиболее значительными отрицательными гравитационными аномалиями, особенно зона Балторо в Гиндукушко-Каракорумском альпийском подпоясе.

Все четыре альпийских подпояса на перегибе Памирских дуг имеют субширотное простирание. Западнее они под косым углом накладываются на северо-западные продолжения древней Гималайско-Южно-Памирской кристаллической дуги. Вследствие характерного преобладания восходящих движений в ее развитии, в местах ее пересечения с четырьмя наложенными альпийскими подпоясами, в наиболее приподнятых ядерных зонах воздымаются выступы слагающего эту дугу архейско-раннепротерозойского первичного кристаллического фундамента.

К числу таких выступов относятся следующие участки: 1. В Срединно-Памирском подпоясе шидзские (рушанские) гнейсы [Наливкин и др., 1932; Перфильев, Моралев, 1971]. 2. В Южно-Памирском подпоясе шугнанские гнейсы [Наливкин и др., 1932; Николаев, Вендланд, 1934; Клунников. Попов, 1936; Хорева, 1971; и др.]. 3. В Гин-

дукушко-Каракорумском подпоясе нуристанские гнейсы [Славин, 1976; Перфильев, Моралев, 1971]. 4. На западном продолжении Ладакско-Кайлакского подпояса — нанга-парбатские гнейсы, отделенные от него Драсской (Верхнеиндской) шовной базитово-ультрабазитовой альпийской зоной [Гансер, 1967].

Перейдем к характеристике ритмостратиграфии докембрия Памирского смятия. Ограничимся выделением только наиболее крупных ритмических серий. Они образуют, во-первых, геологические комплексы, которые отвечают главным магма-тектоническим орогенным циклам; во-вторых, ритмокомплексы, выделяющиеся внутри геологических комплексов и подчиненные им. Они отвечают меньшим по продолжительности магма-тектоническим циклам, охватывавшим чаще всего по 90—120 млн. лет. Окончание развития геологических комплексов и ритмокомплексов отмечено максимальным усилением магма-тектонических процессов и, в частности, интрузиями гранитоидных формаций [Попов, 1976, 1979].

Достаточно полные данные по ритмостратиграфии докембрия в Памирском смятии получены пока только для Гималайско-Южно-Памирской дуги, точнее для ее Шугнанского участка [Хорева, 1971]. Эти данные (см. таблицу) могут служить ритмостратиграфическим эталоном докембрия Памирского смятия.

Как видно из таблицы, ритмостратиграфическое расчленение докембрия в Шугнана достаточно близко к установленному в Индостане. Этим подтверждается тесная связь Гималайско-Южно-Памирской кристаллической дуги с обрамляемым ею Индостанским пракоинтином. Однако в пределах этой дуги пока не установлены (возможно, еще не вскрыты денудацией?) наиболее древние геологические комплексы, известные в Индостане, а именно, первый дарвазский (окончание: абсолютный возраст (а.в.) 2400—2300 млн. лет), индостанский (а.в. 2400—2600 млн. лет) и более ранние.

В Гималаях древнейшая известная здесь серия гнейсов Дарджилинг близка к древней шахдаринской серии Шугнана по петрографическому составу (наличие кристаллических сланцев с крупными кристаллами кианита и другие особенности [Добрецов, 1974]), а также по возрасту.

В пределах синийских пракоинтинтов, по А.И. Тугаринову, Г.В. Войткевич [1970], известны гнейсы Ань-Шань (а.в. 2550—2600 млн. лет), близкие по возрасту к архейскому, первому дарварскому геологическому комплексу Индостана, постаньшаньские пегматиты (а.в. 2100—2250 млн. лет), также отвечающие раннепротерозойскому второму дарварскому, а также раннепротерозойская зеленокаменная серия Утай (а.в. 1700—1900 млн. лет), близкая к постдарварскому геологическому комплексу Индостана. Выше здесь лежат протоплатформенные синийские формации (а.в. от 1400—1500 до 900 млн. лет), отвечающие главным образом сатпурскому, частью верхам восточно-гатского геологическим комплексам Индостана (см. таблицу).

В Куньлуньско-Гиссарской кристаллической дуге к числу древнейших относятся: 1) гнейсы Музтагаты (а.в. 1700—1600 млн. лет, сообщение Н.А. Беляевского), отвечающие, возможно, Южно-Памирскому постдарварскому геологическому комплексу (см. таблицу); 2) гнейсы Каратегина (а.в. 2900—2700 млн. лет по Кутенцу [1974]), соответствующие позднеархейскому Индостанскому геологическому комплексу; 3) гнейсы Южного Гиссара (Диималек, а.в. 2500 млн. лет), по данным Е.В. Головина [Бакиров, 1973], отвечают II дарварскому комплексу, по другим — они моложе.

Мы принимаем гипотезу о длительном магматическом разрастании континентальной земной коры, происходившем в Евразийской полиорогенной системе вокруг пракоинтимальных участков, характеризующихся древнейшим архейско-раннепротерозойским образованием кристаллического фундамента. С этой точки зрения следует проанализировать развитие Средиземноморского пояса, демонстрирующего новейшие проявления этого же процесса центробежного разрастания континентальной коры.

При таком подходе в пределах этого пояса обособляются участки трех типов:

1. Участки Средиземноморского пояса, характеризующиеся несомненным наличием древнего архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента, относящиеся к Гималайско-Бадахшанской кристаллической дуге и слагающей Западный Памир и Бадахшан (мощность коры 45—50 км). Она аналогична более северной Куньлуньско-Гиссарской дуге, вошедшей главным образом в состав Памирско-Куньлуньского пояса (мощность коры примерно та же).

2. Участки Восточного Памира—Тибета, промежуточные между этими двумя дугами (мощность коры 65—70, иногда 70—75 км). Здесь отсутствует несомненный архей-

ско-раннепротерозойский кристаллический фундамент и, возможно, имеется только более поздний по времени образования протерозойский и фанерозойский метацикольный фундамент. По-видимому, ранее они относились к числу субокеанических впадин.

3. Участки, почти или вовсе лишенные гранито-гнейсового кристаллического фундамента и образующие современные субокеанические впадины (мощность коры 20—25 км). Примерно то же должно наблюдаться в Южно-Таджикской депрессии, если из установленной тут толщины коры, равной примерно 35 км, вычесть мощность мезозойских и кайнозойских покровных формаций.

Первоначальная толщина субокеанической коры не была повсюду равномерной. Она возрастала в первую очередь в пределах островных дуг, особенно в древнейших кристаллических дугах — Гималайско-Памирской и Куньлуньско-Каратегинской. В частности, в пределах Западного Памира, т.е. в основном в районе древнейшей Гималайско-Памирской дуги, а также и в районе Кашгарии [Беляевский, 1974], окаймляемой Куньлуньско-Каратегинской дугой, толщина коры оценивается в 45—50 км. И там и тут она деформирована слабее, чем на Восточном Памире. Поэтому здесь эта толщина, вероятно, меньше изменилась, чем в пределах последнего.

Эти две кристаллические дуги разделяла депрессия Восточного Памира—Тибета, где в верхнем палеозое—мезозое должна была находиться наименее мощная кора, резко утолщившаяся в кайнозое вследствие происшедшего сближения друг с другом южной и северной окраин Тетиса.

Действительно, здесь в ходе альпийского орогенеза земная кора оказалась сильно деформированной. Поэтому именно к Памиро-Тибетской депрессии следует отнести наибольшее увеличение мощности коры, смятой при движении Индостана к северу.

В восточной части Средиземноморского пояса отдельные ветви альпид разделяются многочисленными субокеаническими впадинами: Черноморской и Южно-Каспийской, Западно-Средиземноморской, Тирренской, Адриатической и Восточно-Средиземноморской. Субокеанические впадины характеризуются тем, что в их пределах в основном еще не успела возникнуть гранито-гнейсовая оболочка, точнее, она, по мнению автора, имеет незначительную мощность (до 5—10 км). Но такая маломощная гранито-гнейсовая оболочка развита только вдоль краев субокеанических впадин и быстро выклинивается при удалении от их окраин.

Согласно данным глубинного сейсмического зондирования, полученным в ходе осуществления Памиро-Гималайского проекта [Земная ..., 1977], глубина земной коры в Ферганской долине и в Южном Тянь-Шане возрастает к югу от 56 до 63 км. В Алайской долине она резко возрастает до 77 км и далее на Северном и Южном Памире в пределах восточной части составляет 73—75 км.

Скорости продольных волн, отвечающие гранито-гнейсовой оболочке, в районе Узгена (Фергана) на глубинах 18—27 км — 5,8—6,6 км/с; на Северном Памире и в Южном Тянь-Шане (Чигирчик) такие же скорости наблюдаются на глубине 25—32 км. На Северном Памире (оз. Каракуль) на глубинах 18—30 км они равны 6—6,6 км/с. В Среднем и Южном Памире (восточная часть) не установлена сплошная гранито-гнейсовая оболочка; только на одном участке Среднего Памира, у оз. Ранкуль, на глубине 30 км имеются локальные отражающие площадки со средней скоростью 6,06 км/с. Последняя отвечает погруженному участку рифейской музкольской кристаллической дуги (а.в. 1,4 млн. лет).

В Юго-Восточном Памире соответствующая гранито-гнейсовая оболочка нигде не зафиксирована по геофизическим данным. Мощность коры в Юго-Восточном Памире 65—70 км [Косминская и др., 1958]. Мощность "гранитного" слоя в Каракорумском поясе около 40 км и растет от Юго-Восточного Памира к Центральным Гималаям, обнажается в метацикольных ореолах вокруг Центрально-Каракорумских альпийских гранитоидных интрузий [Desio, Marussi, 1960; Schneider, 1957]. В этом же направлении возрастают отрицательные гравитационные аномалии Буге и изостатические [Marussi, 1964; Gupta, 1964]: в Центральных Гималаях — 400—500, в Центральном Каракоруме — 450—550 мГал, особенно значительные аномалии на Памире, в юго-восточной и центральной его зонах. Гупта [Gupta, 1964] объяснял это продолжающимся утолщением гранитной коры. Это справедливо для мезозойско-кайнозойской истории Каракорума и Памира, но для этого нет достаточных оснований в отношении современной истории Гималаев. Здесь и в смежных регионах это, очевидно, может объясняться разуплотнением верхней мантии. Поэтому Памир продолжает подниматься в среднем

на 2, местами до 50–100 мм/год. Поднимаются и Каракорум, и Гималаи. Однако нет оснований прибегать к концепции тектоники плит и к гипотезе удвоения мощности коры.

Согласно данным И.Х. Хамрабаева и др. [1980], в пределах Гималаев, Каракорума и Южного и Центрального Памира установлены высокие отрицательные гравитационные аномалии, которые не компенсируются только за счет масс земной коры. Приходится допустить разуплотнение верхней мантии. Действительно, тут в подошве коры установлены пониженные скорости продольных сейсмических волн (7,6 км/с), что связано, видимо, с тем, что в 100 км южнее оз. Зоркуль и под Каракорумом, на глубине 57–61 км (сообщение Б.Б. Таль-Вирского), а также ниже, в отмеченных ранее волноводах, находящихся на глубине 150 и 325 км, происходит селективное выплавление базитовой и ультрабазитовой (?) магм.

Выше уже отмечалось, что извержения таких магм по плоскости глубинных разломов значительно распространены в пределах Памирского смятия. С этими же глубинными процессами находятся в связи мантийные землетрясения. Их гипоцентры расположены на глубинах от 100–120 до 300 км и отсутствуют в самих верхах мантии. Вероятно, с проявлением разуплотнения сопряжено расширение коры, устанавливаемое по сейсмическим наблюдениям в смежных варисцидах Западных Гималаев и Западного Куньлуна [Das, Filson, 1975], а также в более северных рифтовых областях Транс-азиатского пояса молодых поднятий Наливкина [Попов и др., 1978]. Напротив, в полосе, расположенной между Гималаями и Северным Памиром–Куньлуном в Средиземноморском альпийском поясе, приходится предполагать господство поперечного горизонтального сжатия. Оно, по сейсмическим данным, установлено в этом поясе восточнее, в восточной части Тибета и в Бирме [Das, Filson, 1975].

Малая первоначальная мощность мезозойской и более древней субокеанической коры, устанавливаемая в пределах Восточно-Памирской верхнепалеозойско-мезозойской депрессии, не позволяет допускать возможность существования в ее недрах сплошного архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента. Возможны местные утолщения его в основании магматических дуг Средиземноморского пояса.

В северной половине Памирского сектора Средиземноморского альпийского пояса можно выделить подпояса, охарактеризовать их ядерные и междуядерные структурно-формационные пояса. Каждая из этих зон отличается от других стадийными рядами формаций, ритмически распределенных по главным геологическим комплексам и ритмокомплексам.

На основании сказанного можно сделать следующие выводы:

1. Древнейшие датированные формации в первичных фундаментных областях Памирского смятия, расположенных севернее Индостанского пракоинтента, относятся к раннему докембрию или к самому концу архея (горанская серия в Шугнанае, а.в. 2800–2600 млн. лет, шахдаринская серия там же, а.в. 2540–2450 млн. лет).

2. Такие области связаны с окраинами Индостанского и Таримского пракоинтентов, точнее – с окаймляющими их периферию пракоинтентальными дугами: Гималайско-Памирской и Куньлуно-Гиссарской.

3. Эти дуги вместе с обрастаемыми ими пракоинтентами представляют древнейшие материковые поднятия в Южной Азии.

4. Между этими дугами располагается наиболее сильно сжатый и деформированный Памирско-Тибетский отрезок Средиземноморского альпийского прогиба Тетиса.

5. Ни геологические, ни геофизические данные не дают указаний на существование в этом отрезке первичного архейско-протерозойского кристаллического фундамента ни на поверхности, ни в глубине земной коры.

6. Здесь известны только изолированные участки, сложенные вторичным метацольным фундаментом, возникшим главным образом во время альпийского магма-тектонического цикла.

7. Наиболее полное расчленение докембрийских магма-тектонических циклов установлено к настоящему времени только в Шугнанае, расположенном вблизи северо-западного окончания Гималайско-Южно-Памирской кристаллической дуги.

8. Здесь установлен ряд геологических комплексов и подчиненных им ритмокомплексов, укладывающихся, как и в Гималаях, в пределы от конца архея до конца протерозоя.

9. Их расчленение сходно с расчленением докембрия, установленным в Индостанском

праконтиненте, однако наиболее древние магма-тектонические циклы, известные в Индостане, в Гималайско-Памирской дуге не вскрыты.

10. С Шугнанским эталоном ритмостратиграфии докембрия сопоставляются отрывочные датировки магма-тектонических циклов, полученные для территории Таримского пракоинтента и Куньлуньско-Гиссарской кристаллической дуги.

А B S T R A C T

The evolution history of the Earth's crust of the Pamirs warping is analysed, and rhythmic stratification of its most ancient formation is presented.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Агеева Л.И., Дмитриев Э.А.* Древнейшие интрузивы основного состава Центрального Памира. — Докл. АН ТаджССР, 1975, т. 18, № 2, с. 47—49.
- Аркелл В.Д.* Юрские отложения земного шара. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 804 с.
- Асвасанарайяна В.* Абсолютный возраст архейских орогенных циклов в Индии. — В кн.: Радиологические методы определения абсолютного геологического времени. М.: Госгеолтехиздат, 1959, с. 35—42.
- Бакиров А.Б.* Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1973. 22 с.
- Бархатов Б.П.* Тектоника Памира. Л.: Недра, 1963. 243 с.
- Беляевский Н.А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
- Буданов В.И.* Основные черты истории развития магматизма Памира. — В кн.: Материалы геологии Памира. Душанбе: Дониш, 1964, вып. 2, с. 174—194.
- Гансер А.* Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 351 с.
- Динер Г.* Основы биостратиграфии. М.; Л.: Гос. науч.-техн. горно-геол.-нефт. изд-во, 1934. 271 с.
- Добрцов Н.А.* Некоторые вопросы метаморфизма, тектоники и металлогении Индии и Юго-Восточной Азии. — Геология и геофизика, 1974, № 12, с. 155—156.
- Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977. 211 с.
- Клунников С.И., Попов А.И.* Метаморфические толщи Памира. — Тр. Тадж.-Памир. экспедиции 1934 г., 1936, вып. 69.
- 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. геофиз., 1958, № 10, с. 1162—1180.
- Кутенец В.А.* Раннегерцинская гипербазит-габбро-гранитная серия Гармского блока (Центральный Таджикистан): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Львов: Львов. ун-т, 1974. 23 с.
- Левин Э.Я.* Ярусная шкала пермских отложений Тетиса. — Бюл. МОИП. Отд. геол. Н.С., 1975, т. 50 (1), с. 5—21.
- Месхи А.М., Буданов В.И., Акрамов М.Б.* и др. Магматизм Памира. — В кн.: Материалы 2-го Среднеазиат. регион. геол. совещ. Душанбе: Дониш, 1971, с. 25—27.
- Муратов М.В.* Тектоника фундамента юга Индийской платформы и его участие в новейших глыбовых поднятиях. — В кн.: Проблемы геологии: 22-й Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1966, с. 312—319.
- Наливкин Д.В.* Сообщение о поездке Д.В. Наливкина в Горную Бухару и на Западный Памир. — Изв. Туркестан. отд-ния Рус. геогр. о-ва, 1916, т. 52 (3), с. 203—237.
- Наливкин Д.В., Чуенко П.П., Юдин Г.Л., Попов В.И.* Геологическое строение Памира. — В кн.: Тр. Всесоюз. развед. об-ния НКТП СССР. М.; Л.; 1932, вып. 182, с. 3—104.
- Николаев В.А., Вендланд К.Н.* Материалы к петрологии Памира. — В кн.: Тр. Тадж. комплекс. экспедиции. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 64 с.
- Перфильев Ю.С., Моралев В.М.* Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области. — Геотектоника, 1971, № 4, с. 31—39.
- Попов В.И.* О древнейших метаморфических толщах Памира и Дарваза. — В кн.: Метаморфические породы Памира. Л.: Госхимтехиздат, 1935, с. 3—52. (Тр. Тадж. комплекс. экспедиции 1932 г.; Вып. 12).
- Попов В.И.* История депрессий и поднятий. Ташкент: Комитет наук УзССР, 1938. 415 с.
- Попов В.И.* Сжатый очерк ядерной теории развития земной коры. — Докл. АН УзССР, 1951, № 1, с. 17—20.
- Попов В.И.* О центробежном ступенчатом развитии оболочек литосферы. — В кн.: Докл. на науч. сес. по общ. регион. тектонике. Львов, 1958, с. 409—432. (Тр. Львов. геол. о-ва; № 5/6).
- Попов В.И.* Ядерная теория развития земной коры. Ташкент, 1960. 170 с. (Тр. Ташк. ун-та; Вып. 177).
- Попов В.И.* Ядра и междуядерные зоны Средней Азии—основа ее геологического районирования. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964, с. 155—173.
- Попов В.И.* Схема расчленения крупных ритмов магма-тектонического развития Памирского смятия. — Узб. геол. журн., 1976, № 4, с. 58—69; № 5, с. 22—31.
- Попов В.И.* Схема структурно-формационного районирования востока Средней Азии: Приложение. — В кн.: Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1978, т. 2.
- Попов В.И.* Ритмостратиграфия докембрия Памирского смятия. Ташкент: Фан, 1979. 179 с.

- Попов В.И., Таль-Вирский Б.Б., Попов А.И. Трансазиатский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент: Фан, 1978. 166 с.
- Попов В.И., Шевченко О.Д., Запруднов В.Ю. и др. Памир — раздавленная мезозойская субкеаническая впадина? — Докл. АН УзССР, 1976, № 9, с. 50—53.
- Проскурко А.И. О геологии интрузий области перехода Рушанского и Северо-Аличурского (Базардаринского) хребтов и территории Центрального и Юго-Восточного Памира. — Тр. Тадж. ун-та, 1960, т. 28 (1), с. 35—50.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. 268 с.
- Славин В.И. Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976. 205 с.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Хамидов М.Х. Петрология Ванчского гранитоидного интрузива (Памир). Душанбе: Дониш, 1967. 276 с.
- Хамрабаев И.Х. Строение земной коры Западного Памира по комплексным геолого-геофизическим данным по профилю Гарм—Калаи-Хумб—Хорог—Ишканим. — Узб. геол. журн., 1980, № 5, с. 47—51.
- Хорева Б.Я. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента фанерозойских складчатых областей: Автореф. дис. . . . д-ра геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1971. 52 с.
- Хорева Б.Я., Блюман Б.А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л.: Недра, 1974. 216 с.
- Чоудхури М.А. Глубина границы Мохоровичича в районе Гиндукуша. — В кн.: Строение земной коры по сейсмическим данным. М.: Изд-во иностр. лит., 1959, с. 348—350.
- Юдин Г.Л. Новейший вулканический цикл и палеогеографический очерк Памира: петрография и геология. — В кн.: Тр. Памир. экспедиции. Л.: Госхимтехиздат, 1932, вып. 11 (2), с. 32—48.
- Colignon M. Proposition d'une Schelle Chronostratigraphique pour les Terrains Cretaces au Sud de la Tethys (Inde—Indonesie—Madagascar—Afrique du Sud). — In: Rep. 22 Sess. Intern. Geol. Congr. (India, 1964). New Delhi, 1964, pt 8, p. 77—95.
- Das Sh., Filson I.R. On the tectonics of Asia. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 28, N 2, p. 241—253.
- Desio A. On the tectonic connection between Pamirs and Hindu Kush. — In: Comm. Miner. Metal. Inst. India. Lucknow, 1965, p. 48—53.
- Desio A., Marussi A. On the geotectonics of the granites in the Karakoum and Hindu Kush Ranges (Central Asia). — In: Rep. 21 Sess. Intern. Geol. Congr. (Norden, 1960). Copenhagen, 1960, pt 2, p. 156—167.
- Desio A., Tongiorgi E., Ferrara G. On the geological age of some granites of the Karakoum, Hindu Kush and Badakhshan (Central Asia). — In: Rep. 22 Sess. Intern. Geol. Congr. (India, 1964). New Delhi, 1964, pt 11, p. 479—496.
- Gupta S.S. Structures below Himalayas and Gangnetic Plains. — In: Rep. 22 Sess. Intern. Geol. Congr. (India, 1964), New Delhi, 1964, pt 11, p. 334—352.
- Marussi A. Geophysics of the Karakorum: Sci. Rep. Italian Expedition to the Karakorum and Hindu Kush. 2. Geophysics. Leiden: E.I. Brill, 1964, Vol. 1. 242 p.
- Schneider H.I. Tectonik und Magmatismus in NW-Karakorum (strukturelle Zusammenhänge zwischen des "Pamirischenscharung" und "Himalaya syntaxis". — Geol. Rdsch., 1957, Bd. 46(2), S. 426—476.
- Schneider H.I. Geosinclinal Entwicklung und Magmatismus und der Wende Palaeozoicum-Mesozoicum in NW-Himalaya and Karakorum. — Geol. Rdsch., 1960, Bd. 50, S. 334—352.
- Terra de H. Geologische Erforschungen in West K'un-Lun und Karakorum-Himalaya/Wissenschaft Ergebnisse der Trinklerschen Zentralasien Expedition. B., 1932.
- Tewari A.P. On the Upper Tertiary deposits of Ladakh Himalayas and correlation of various geotectonics units of Ladakh with those of the Kumaon—Tibet region. — In: Rep. 22 Sess. Intern. Geol. Congr. (India, 1964). New Delhi, 1964, pt 1, p. 37—58.
- Wadia D.N. Geology of India. 2nd ed. L., 1944. 420 p.

УДК 551.243.13 (235.216)

Д.П. Резвой, А.В. Алексеенко, И.А. Марушкин

КОНЦЕНТРИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ФЕРГАНСКОГО ХРЕБТА (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ ТЯНЬ-ШАНЬ—ПАМИР—ГИМАЛАИ)

Северная часть международного сейсмического профиля Тянь-Шань—Памир—Гималаи пересекает Южный Тянь-Шань по западным отрогам Ферганского хребта, долине р. Карадарья, поднятию Алдыяр и восточному окончанию Алайского хребта. Геологическое строение профиля на участке Токтогул—Узген—Сарыташ рассматривается в статье.

Геологические сведения об этой части Тянь-Шаня до 1940 г. можно найти у немногих авторов [Мушкетов, 1928; Попов, 1938; Огнев, 1937, 1940]; из более поздних упомянем сводки Н.М. Синицына [1960], Е.И. Зубцова и Е.И. Зубцовой [1963], В.И. Кнауфа [1960], А.Е. Довжинова [1977], а также работы В.С. Буртмана [1964; 1974],

Ю.С. Бискэ и Г.С. Поршнякова [1974], Г.И. Макарычева [1978], М.А. Ахмеджанова и др. [1979], А.С. Масумова и др. [1978]. Съемку для изображения деталей горного обрамления восточной части Ферганской впадины выполняли геологи: Н.В. Иванов, В.И. Тихонов, Л.Н. Турбин, М.М. Парфенюк, Г.М. Стасенко, В.Ф. Бородаенко, С.В. Литовчак, Р.С. Узбеков, Г.И. Кириченко, И.И. Солошенко и многие другие.

В соответствии с уже имеющимися схемами тектонического районирования северное окончание сейсмического профиля полностью попадает в пределы герцинского Южного Тянь-Шаня и начинается на его границе со Срединным Тянь-Шанем, тоже герцинским, но отличным по стилю среднепалеозойского развития [Попов, 1938; Синецын, 1960; Кнауф, 1960; и др.]. Что касается более дробного зонального разделения, то у разных авторов фигурируют зоны, различаемые по возрасту складчатости (ранне-, средне- и позднегерцинские) и иногда по типу разреза, причем каждой зоне отвечает свой собственный тип разреза [Довжиков, 1977]. Соглашаясь по существу с предложенным районированием, авторы настоящей работы предлагают дальнейшее его развитие на структурно-формационной основе, тем более, что материалы детальных съемок показывают широкое распространение здесь структурных форм центрального типа.

Так, Д.И. Мушкетов [1928] на своей тектонической карте наметил концентрические контуры складок горного массива Чаканташ и Кипчалминского купола. В известном сводном труде В.И. Попова [1938] говорится, что "сложное изогнутие Ферганской флексуры сопровождалось развитием крайне прихотливой брахитектоники... Брахитектоника... особенно отчетлива в северо-восточной Фергане, в массиве Баубашата...". Очень четко кольцеобразное западное окончание массива Баубашата и кольцевые разломы показаны на карте В.Н. Огнева [1940]. Еще четче концентрические образования региона даны в монографии А.Е. Довжикова [1977].

К сожалению, шарьяжно-надвиговые построения ряда других авторов [Буртман, 1964, 1974; Бискэ, Поршняков, 1974; Макарычев, 1978] настолько искажают эту интересную особенность тектоники Южного Тянь-Шаня, что возникает необходимость еще раз вернуться к этому вопросу.

Описание структур

Алай и восточный Алай. Так как авторы уже выступали в печати с кратким описанием "кольцевых структур" Алая и восточного Алая [Резвой, Алексеенко и др., 1978; Резвой, Марушкин, 1973], структурную характеристику этого южного района Тянь-Шаня здесь мы рассматривать не будем.

Северо-восточная Фергана. Анализ геологического строения Ферганского и Атойнакского хребтов показал, что структуры центрального типа представлены здесь достаточно широко. Следует сразу заметить, что при морфологической характеристике подобных структурных форм наметились определенные затруднения с их квалификацией в качестве положительных или отрицательных образований, что вызвано сложностью строения их внутренних ядер и чрезвычайной формационной изменчивостью слагающих комплексов. Для правильной оценки знака структуры следует обращать особое внимание на верхнепалеозойское окаймление более древних ядер (окраинные прогибы) и не придавать слишком большого значения наложенным на ядра верхне-, а иногда и среднепалеозойским мульдам, придающим структурам псевдосинклинальный облик. В большинстве своем все концентрические структуры региона — положительные образования и могут быть названы "поднятиями", что отражает их и структурную, и генетическую сущность. Попутно следует сказать, что практически всем палеозойским концентрическим поднятиям отвечают новейшие положительные структурные формы, выраженные в рельефе горными массивами. Это обстоятельство дает нам возможность вести описание по принципу группировки в новейшие формы.

Поднятие Куровес (V)¹. Это поднятие представляет собой не только палеозойское структурное образование, но и новейший тектонический элемент, отчетливо выраженный в современном высокогорном рельефе с вершинами Окджетпес (3893 м) и Акташ (3750 м). Поднятие окаймлено с севера мезозоем впадины Отузарт, с запада — молодыми образованиями Ферганской впадины и с юга — мощным флишом верхним палеозоем впадины Кугарт. С северо-востока оно вплотную прижато

¹ Цифры в скобках соответствуют нумерации на схеме тектонического районирования (см. рисунок).

к Талассо-Ферганскому разлому. Все поднятие приобретает каплевидно-треугольную форму с основанием "капли", оттянутым к востоку. Размеры ядерной части сооружения по длинной оси около 40 км при ширине до 25–30 км.

Само центральное ядро сооружения имеет четко выраженное концентрическое строение и сложено толщей чередующихся основных эффузивов: туфолов, туфобрекчий основного состава (базальтовые порфиры) с органическими известняками и кремнистыми алеволитами, отвечающими по возрасту всему девону и части нижнего карбона ("куровесская" и "телисайская" толщи)¹. В небольших мощностях присутствует флишoidная формация нижнего и среднего карбона ("кырккичинская" и "джиндусуйская" толщи). Весь комплекс вулканогенно-терригенных и карбонатных образований при преимущественно крутом залегании (50–90°) описывает почти замкнутый контур, центром которого служит горный узел Окджетпес. Р. Куровес, точно следуя простирациям пород, огибает ядро сооружения с запада, севера и северо-востока.

Очень сильная тектоническая раздробленность препятствует четкому протягиванию здесь отдельных складок на большие расстояния, однако фрагменты линейных антиклиналей и синклиналей подчеркивают общее концентрическое их расположение. Подобным же образом (т.е., огибая единый центр) расположены и разломы, большинство из которых параллельно простирают пород.

Внешние обводы структуры Куровес сложены наиболее древними формациями региона — метаморфическими зелеными сланцами условно верхнепротерозойского возраста ("тогузбулакская свита") и сланцево-песчаниковой толщей нижнего и верхнего силура (нижняя терригенная формация). Эти образования широкой дугой охватывают все поднятие Куровес с северо-запада, севера и северо-востока. С юга собственно ядерная часть ограничена силурийской толщей — сплошной в южной части гор Окджетпес и отдельными выходами в массиве Акташ. Залегание метаморфических сланцев в восточной части полосы крутое (50–70°) с преимущественным падением в северных румбах, на западе оно становится северо-западным и более пологим.

Строение ядра всей структуры осложняется существованием еще одного кольцевого элемента меньших размеров в бассейне р. Зиндан, где в центре небольшого полукольца выходят метаморфические сланцы и здесь же присутствует линейно-вытянутое тело гранит-порфиров — вдоль одного из кольцевых разломов.

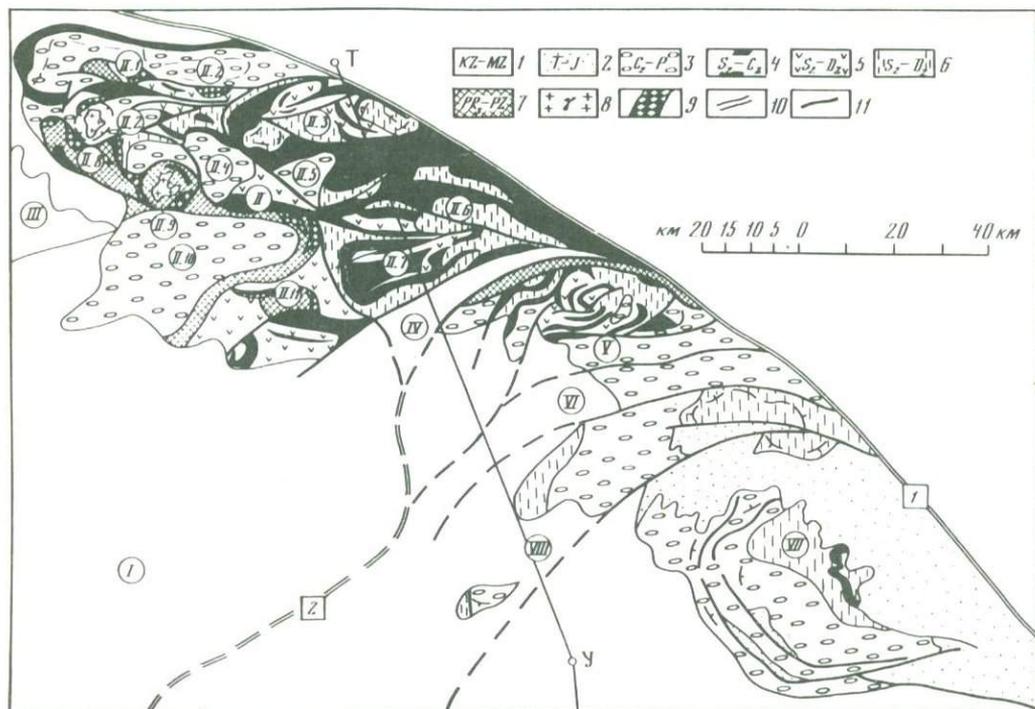
Со всех сторон: с северо-запада, северо-востока и юга — структура Куровес ограничена флишoidной формацией. Здесь можно выделить Зинданский прогиб, который появляется из-под молодых отложений Ферганы и, вытягиваясь к северо-востоку, погребает под собой тогузбулакские метаморфические сланцы. Прогиб заполнен алеволито-гравелито-песчанистой флишoidной формацией среднего карбона—нижней перми (около 2500 м). Сходные образования выполняются и узкий прогиб, вытянутый вдоль Талассо-Ферганского разлома.

Наиболее мощный верхнепалеозойский флишoidно-молассовый комплекс, ограничивающий Куровесскую структуру с юга, отложился в Кугартском прогибе. Формация ритмично чередующихся серых песчаников, алеволитов и сланцев достигает здесь мощности свыше 5500 м. Сюда надо добавить около 1000 м песчано-глинистых образований карбон-пермского возраста. Весь комплекс верхнего палеозоя Кугартского прогиба собран в складки, опрокинутые к югу.

Итак, структура Куровес, несмотря на относительную молодость формаций своего ядра (девон—нижний карбон), окружена по периферии породами более древними (верхний протерозой и силур), которые охвачены относительно молодой флишoidной формацией верхнего палеозоя, антивергентно смятыми и опрокинутыми в направлении от ядра всей структуры. Структура Куровес может быть рассмотрена как концентрическое антивергентное поднятие с мульдобразно прогнутым ядром.

А тойнак-Баубашатинское мегаподняtie (II). Это крупное новейшее поднятие охватывает хребты Атойнакский, северо-западную часть Ферганского, горы Баубашата и Келемата. Вытянутое на 125 км, оно ограничено на северо-востоке Талассо-Ферганским разломом, отделяющим его от Токтогульской впадины, а с юго-запада и юга — впадиной долины Карасу (западная) и восточным окончанием Ферганской впадины. В плане все поднятие имеет треугольно-каплевидную форму с

¹ Здесь и дальше приводятся названия свит и толщ, употребляемые геологами—съемщиками Управления геологии КиргССР.



Восточное горное обрамление Ферганской впадины с палеозойскими кольцевыми структурами
 1 – кайнозойские и мезозойские отложения Ферганы; 2 – триасо-юрские отложения Ферганского хребта; 3 – терригенная формация верхнего палеозоя; 4 – карбонатная формация (верхний силур–средний карбон); 5 – формация основных эффузивов (верхний силур–средний девон); 6 – терригенная и кремнистая формации (верхний силур–средний девон); 7 – филлиты палеозоя или верхнего докембрия (тогузбулакская и малисуйская свиты); 8 – гранитоиды; 9 – серпентиниты, 10 – важнейшие разломы (и цифры в квадрате): 1 – Таласо-Ферганский, 2 – Южно-Ферганский; 11 – прочие разломы (штриховые – под мезозоем и кайнозоем).

Важнейшие структурные элементы (в кружках): I – Ферганская межгорная впадина; II – Атойнак-Баубашатинское новейшее мегаподнятие. Палеозойские элементы: II.1 – Турдукский антиклинорий, II.2 – Турдукский прогиб, II.3 – Кызкурганский антиклинорий, II.4 – прогиб Ишсай, II.5 – прогиб Каракол, II.6 – антиклинорий Испатау, II.7 – антиклинорий Баубашата, II.8 – поднятие Манубалды (Молкалды), II.9 – кольцевое поднятие Акджол, II.10 – Келематинский прогиб, II.11 – поднятие Майлису; III – поднятие Бозбутау; IV – новейшая впадина Отузарт; V – поднятие Куровес; VI – Кугартская новейшая впадина; VII – Кипчалминское новейшее мегаподнятие (мегантиклиналь Ферганского хребта); VIII – новейшее поднятие Сюренъюбе-Суганды. Прямой линией показано северное окончание сейсмического профиля Тянь-Шань–Памир–Гималаи на участке Токтогул (Т)–Узген (У)

расширением к западу. Входящие в него горные массивы превышают 3500 м, а пик Вебера в горах Баубашата достигает 4485 м. Палеозойское ядро этого новейшего поднятия исключительно сложно по своему строению и включает целую систему структурных элементов, главной особенностью которых является изометричность или каплевидность очертаний с общей оттянутостью узких частей к юго-востоку.

Поднятие естественным образом делится на две почти равные части: северо-восточную – Баубашатинскую и юго-западную – Майлисуйскую, что нашло свое отражение в выделении соответствующих “зон” у многих исследователей. Для первой характерно присутствие мощной терригенной формации силура в основании палеозойского разреза и вулканогенно-карбонатно-терригенной формации (девон–нижний карбон). Для второй – метаморфические сланцы (филлиты верхнего протерозоя (?)), сильно сокращенный вулканогенно-терригенный разрез среднего палеозоя, из которого часто совсем выпадает силур, а мощность девона сильно сокращена. Разрез венчается флишоидами и молассоидами среднего, верхнего карбона и перми, достигающими значительной мощности. Особенностью этой “майлисуйской” части поднятия являются тела серпентинитов, всегда приуроченные к вертикальным зонам разломов и

обладающие, видимо, протрузивной природой. Происхождению серпентинитов и меланжа посвящен ряд специальных работ [Макарычев, 1978; и др.]. Во всех случаях появления на дневной поверхности серпентинитовые тела прекрасно подчеркивают округлость структурных форм, входящих в состав палеозойского ядра Атойнак-Баубашатинского мегаподнятия.

Ниже коснемся только наиболее типичных для его северной (Баубашатинской) и для южной (Майлисуйской) половин.

Антиклинорий Баубашата (II.7) представляет собой сложное сооружение, в котором совмещается палеозойская структура концентрического типа с крупным новейшим поднятием, увенчанным пиком Вебера (4485 м).

Наиболее древним образованием, выходящим на дневную поверхность, здесь является нижняя терригенная формация силурийского возраста, в которой в значительной степени присутствуют прослои основных эффузивов ("караункурская толща", "сересуйская свита" и др. местные стратиграфические подразделения). Протягиваясь широтно полосой, при достаточно крутом залегании, вдоль долины р. Керей (северный склон горного узла Баубашата), песчаники и сланцы этой формации затем круто поворачивают к югу, огибают горный узел с запада и снова приобретают субширотное простирание с отклонением уже к северо-востоку. В долине р. Кумышсу обе ветви выходов терригенного силура соединяются, образуя вокруг горного узла замкнутый контур треугольной, вытянутой к востоку, формы.

Внутренняя часть всего баубашатинского сооружения представляет собой крупное рифогенное образование, сложенное известняками, которые непрерывно накапливались от лудловского века в силуре до визе включительно, а их мощность превысила 5000 м. Девонские известняки образуют здесь две крупные антиклинали, разделенные синклиналью с карбоном в ядре. Таким образом, рассматривая все сооружение в целом, можно прийти к выводу об общем антиклинальном характере сооружения и о синклинальном осложнении его ядра. Однако при прослеживании в стороны уже на коротком расстоянии почти по всему периметру баубашатинского рифа происходит расклинивание известняков порфирит-сланцевыми толщами.

Западное ограничение ядра имеет меридиональное простирание и осуществляется по мощной зоне крутых разломов, вдоль которых широко развиты диабаз-порфиритовые дайки. Карбонатный разрез баубашатинского рифа замещается в этом направлении средней терригенной формацией, существенно состоящей из сланцев, песчаников и кремнистых пород ("каракольская свита"). Вся эта зона нарушений принадлежит так называемому Кызкурганскому разлому, отделяющему, по мнению многих исследователей, Южный Тянь-Шань от Срединного [Довжиков, 1977]. Предположительно Кызкурганский разлом может служить и северным продолжением разрывно-флексурной ступени Ферганы, которая, в свою очередь, образовалась над восточным продолжением Южно-Ферганского глубинного разлома [Резвой, Алексеев, 1973].

Определяя Баубашатинскую структуру, мы склонны назвать ее концентрическим антиклинорием с синклинально осложненным замком, занятым мощным рифом.

Прочие тектонические структуры, входящие в северо-восточную (Баубашатинскую) часть Атойнак-Баубашатинского мегаподнятия, — это антиклинории Испатау (II.6), Кызкурганский (II.3) и Турдукский (II.1), а также разделяющие их верхнепалеозойские впадины-прогибы: Каракол (II.5) и Испатау (II.4). Все упомянутые антиклинории несут в своих ядрах нижнюю терригенную силурийскую формацию, окаймленную сложноизмятыми карбонатными телами девонского и в меньшей степени каменноугольного возраста, которые быстро и на коротких расстояниях расклиниваются телами основных эффузивов (базальтовые порфириты) и терригенами того же возраста. Для антиклинориев характерна в плане каплевидная форма и оттянутые к востоку и прижатые к Талассо-Ферганскому разлому восточные окончания.

Прогибы Ишсай (II.4) и Каракол (II.5) обрамляют с юга Кызкурганский антиклинорий и выполнены красноватыми, зелеными и коричневыми породами нижней перми ("келематинская" и "карасуйская" свиты), образующими пологие мульды с приспособлением к окружающим их поднятиям.

Структурами юго-западной половины Атойнак-Баубашатинского мегаподнятия являются: поднятия Майлису (II.11), Акджол (II.9) и Манубалды (II.8) и верхнепалеозойские прогибы: Келематинский (II.10) и Турдукский (II.2).

Поднятие Майлису лежит как бы на западном продолжении антиклинория

Баубашата и соприкасается с ним через зону дробления Кызкурганского разлома. Ядром поднятия служит овальный, широтно вытянутый выход (6 X 12 км) хлорит-серцитовых сланцев верхнего протерозоя (?) ("майлиуская свита"), со всех сторон окруженный вулканогенно-терригенной формацией силур-девонского возраста ("сересуйская", "каракольская" и "манубалдажская" свиты). В южном крыле поднятия, в горах Алаш, обнажены доломиты и известняки девонского и нижнекаменноугольного возраста, являющиеся, видимо, апофизой Баубашатинского рифа к западу, а также среднекаменноугольные порфиры и их туфы (по Г.И. Кириченко)¹. Метаморфическое ядро поднятия Майлису оторочено с севера и востока мощными серпентинитами, протрузивно поднявшимися по крутым разломам.

Поднятие Акджол (II.9) при своих относительно небольших поперечных размерах (9—12 км по ядру) обладает очень характерными чертами структуры центрального типа. Ядро поднятия сложено метаморфической зеленосланцевой толщей с полосчатыми габброидами в основании условно верхнепротерозойского возраста и ограничено по периферии системой кольцеобразно расположенных крупных разломов и серпентинизированных протрузий и разбито сетью диагональных разрывов северо-западного и северо-восточного направления. Ядро прорвано нижнепермскими диорит-сиенитами, дающими множество мелких выходов на сравнительно ограниченной площади. По периферии ядра выходит кремнисто-наземно-вулканогенная формация силур-девонского возраста ("сересуйская", "манубалдинская" свиты) и карбонатные тела верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста небольшой мощности. Широко развиты флишoidные среднекаменноугольные образования. Все породы, концентрически окружающие ядро, собраны в такие же концентрически расположенные складки. Акджольское поднятие может служить одним из немногих примеров, когда подобные образования признаются геологами-съемщиками "новым типом структур", когда подчеркивается их кольцеобразность, а возникновение связывается с внедрением штока диорит-сиенитов (Г.М. Стасенко, В.И. Мещеряков).

Поднятие Манубалды (Молкалды) (II.8) близко примыкает к поднятию Акджол и расположено вдоль долины р. Карасу. Имеет вытянутую в северо-западном направлении форму и очень четкое северное окончание, где оно ограничено в устье р. Турдук изогнутым телом вертикально падающих серпентинитов. По характеру строения это поднятие близко описанному ранее. В нескольких его фокусах можно видеть отчетливое концентрическое залегание метаморфических сланцев протерозоя (?). Здесь же развита маломощная вулканогенно-терригенно-кремнистая формация и присутствуют редкие тела карбонатных пород, видимо, рифогенного происхождения.

К отрицательным структурным элементам этой части Атойнак-Баубашатинского мегаподнятия относятся крупные верхнепалеозойские прогибы.

Келематинский прогиб (II.10) сложен верхнепалеозойскими орогенными формациями — флишoidной (средний и верхний карбон) и молассoidной (верхний карбон—нижняя пермь) — свыше 5000 м мощности. Прогиб относится к крупным структурам подобного рода (40 X 25 км) и может быть поставлен в один ряд с прогибами Карачатырским, Гульчинским и Сурметашским. В структурном отношении это относительно простое мультобразное сооружение с двумя чашами максимального погружения и пологими (10—20°) углами падения в крыльях. Прогиб огибает поднятие Майлису с севера и запада и, судя по буровым скважинам, имеет южное продолжение ("майлиуский выступ"), соединяющее его с прогибами Зинданским и Кугартским.

Турдукский прогиб (II.2) охватывает полукольцом Турдукский антиклинорий с севера, запада и юга и ограничен с внешней стороны изогнутым полукольцом рифoidных известняков нижнего карбона. Флишoidная формация, выполняющая прогиб, собрана в относительно простые складки, участвующие в петлеобразном огибании ядра антиклинория. В южной ветви прогиба, в среднем течении р. Турдук, известна частая мультобразная структура, прорванная гранитоидами пермского возраста.

Кипчалминское мегаподнятия (VII), также принадлежащее к очень характерным концентрическим структурам, в настоящем сообщении не рассматривается, хотя и входит в единую цепь этих интересных образований, тянущихся вдоль Таласо-Ферганского разлома.

¹ Появление эффузивных образований в верхах нижнего и в среднем карбоне — возможный результат приближения к Кураминской вулканической области.

Краткая геофизическая характеристика

Сейсмический профиль Тянь-Шань—Памир—Гималаи начинается к югу от Талассо-Ферганского разлома, т.е. от границы Срединного и Южного Тянь-Шаня [Белоусов, Беляевский и др., 1979], и на своих первых 50 км пересекает "баубашатинскую зону" или северо-восточную часть Атойнак-Баубашатинского мегаподнятия. Южную половину этого отрезка профиля занимает собственно Баубашатинский антиклинорий, отделенный от более северных структур так называемым Керейским разломом, вдоль которого на сейсмическом профиле показан резкий перепад поверхности М с ее опусканием на 5 км к югу. Блок, лежащий южнее ("Ферганский"), имеет скоростную характеристику распространения сейсмических волн 6–6,5 км/с, что значительно выше, чем в северном блоке. По скоростным параметрам подобные образования не могут быть признаны складчатыми палеозойскими комплексами, скоростные характеристики которых значительно ниже. Следует предположить, что основу блока составляют высокоскоростные метаморфические породы, принадлежащие Кызылкумско-Кураминскому (Ферганскому) срединному массиву, восточное окончание которого предположительно соответствует и восточному окончанию Ферганской межгорной впадины. Нижняя часть земной коры под "Ферганским блоком" имеет еще более высокие пластовые скорости (7,4 км/с).

К югу от Узгена на сейсмическом профиле показан разлом, по которому поверхность М вторично испытывает южное опускание примерно на 10 км, а изолиния скорости 6 км/с круто поднимается в южном направлении, указывая на такое же поднятие древнего кристаллического фундамента до глубин 10–12 км от дневной поверхности. Не исключено, что это связано с сильным сокращением мощности среднепалеозойского разреза вдоль долины р. Гульчи, где установлено налегание верхнего палеозоя непосредственно на силурийские и на более древние образования, что характерно для многих верхнепалеозойских прогибов, бывших в среднем палеозое областями поднятия.

Итак, геофизические результаты, полученные вдоль сейсмического профиля, во всяком случае в его северной части, не совпадают с данными современной поверхностной геологии, скорее наоборот. Однако несомненный интерес вызывает высокоскоростной блок на участке Баубашата—Узген. Если этот блок считать продолжением срединного массива Ферганской впадины, то пределы массива надо значительно отодвинуть на восток. Следует задуматься и о структурной связи Ферганской и Нарынской впадин и о возможности их объединения в общий структурный элемент со Срединным Тянь-Шанем. Вопрос о возможности такого объединения поднят Ф.Н. Юдахиным [1980].

Можно попытаться установить существование среднепалеозойского поднятия в долине р. Гульчи, на месте Сурметаш-Гульчинского верхнепалеозойского прогиба. В этом случае поднятие явится апофизой "Ферганско-Нарынского" срединного массива. Если учесть специфичность подобных поднятий в отношении оруденения, эта проблема приобретает не только теоретический интерес.

Рассмотрение расположения концентрических структур в палеозойском горном обрамлении восточной части Ферганской межгорной впадины показывает их несомненную связь с Талассо-Ферганским разломом, юго-западному крылу которого они следуют, образуя полосу шириной около 50 км.

Связь концентрических структур с процессами эффузивного магматизма, который начался в силуре и продолжался вплоть до каменноугольного периода, является закономерной. Мы склонны связывать усиленную эффузивную деятельность с зоной такого специфического глубинного шва, каким является Талассо-Ферганский разлом.

Формационный анализ концентрических структур показывает определенную закономерность в расположении слагающих их формаций: в ядре всегда залегают метаморфические породы докембрия или нижняя терригенная формация (силур—нижний девон); в периферической части преобладают карбонатные и вулканогенные формации, обычно девонского возраста; флишоидная или молассоидная формации верхнего палеозоя заполняют окраинные прогибы (средний—верхний карбон, нижняя пермь) и внутренние мульды (нижний карбон).

Особо следует отметить Баубашатинский антиклинорий, в прогнутой осевой части которого располагается крупное рифоидное тело, начавшее свой рост в силуре и закончившее его в среднем карбоне. Здесь возможно сравнение с рифоидными телами Каратум и Чаканташ в Восточном Алае.

Интересной особенностью концентрических структур Северо-Восточной Ферганы является их треугольно-каплевидная форма в плане с удлинением в восточном или

юго-восточном направлении. Можно предположить, что формирование структур происходило в поле сдвиговых нарушений по Талассо-Ферганскому разлому, при которых юго-западное его крыло имело некоторое, хотя и небольшое, перемещение к северу. Для изучения этого вопроса необходима постановка специальных детальных структурных исследований. Напомним также и о юго-западной "оттянутости" южного окончания Восточно-Алайского концентрического антиклинария, где прямая связь с Талассо-Ферганским разломом отсутствует, из этого последуют некоторые кинематические выводы.

Анализ геофизического материала по северному окончанию сейсмического профиля и увязка его с данными поверхностной структурной геологии позволяет ставить вопрос о распространении Курамино-Кызылкумского (Ферганского) срединного массива к востоку и о существовании его южного ответвления вдоль долины р. Гульча.

Не следует забывать о том практическом интересе, который связан с концентрическими структурами: в ядрах многих из них расположены апикальные части кислых и средних интрузивов и сопутствующие им рудные дериваты. Последнее обстоятельство заставляет относиться к подобным структурам с повышенным вниманием при проведении поисковых работ (месторождение Акджол и др.).

Как показали результаты дешифрирования космических снимков, концентрические структуры достаточно широко распространены на Памире, где представляют округлые или овально-округлые структурно-геоморфологические элементы, подчеркнутые рисунком гидросети и окаймленные дугообразными разломами [Баратов и др., 1978].

ABSTRACT

The spatial connection of the majority of concentric structures of the Ferghana and Atoynak Ridges with the Thalasso-Fergana fault is established. Elongation of uplifts along the fault is noted.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М. Нижний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 151 с.
- Баратов Р.Б., Пашков Б.Р., Ишанов М.Х. и др. Новые структурные элементы, выявленные по космическим снимкам Памира. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 2, с. 441—444.
- Белоусов В.В., Беляевский Н.А., Борисов А.А. и др. Стрoение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань—Памир—Каракорум—Гималаи. — Сов. геология, 1979, № 1, с. 11—28.
- Биске Ю.С., Поршняков Г.С. Стратиграфия среднего палеозоя Северо-Восточной Ферганы. — В кн.: Вопросы стратиграфии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974, вып. 1, с. 5—21.
- Буртман В.С. Талассо-Ферганский сдвиг. М., 1964. 149 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 104).
- Буртман В.С. Деформации палеозойских геосинклинальных систем (Варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы): Автореф. дис. . . д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН, 1974, 62 с.
- Доважиков А.Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. Л.: Недра, 1977. 171 с.
- Зубцов Е.И., Зубцова Е.И. Докембрийские граниты и нижний палеозой среднего Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 4, с. 945—948.
- Кнауф В.И. Закономерности проявления каледонской орогении в Тянь-Шане. — В кн.: Междунар. геол. конгр. 21-я сес., 1960 г. / Докл. сов. геологов. Пробл. 19. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 80—88.
- Макарычев Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 195 с.
- Марушкин И.А. О зоне глубинного разлома на границе Южного Тянь-Шаня и Памира в палеозойскую эру. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1965, с. 131—144.
- Масумов А.С., Борисов О.М., Бенш Ф.Р. Верхний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978. 176 с.
- Мушкетов Д.И. Геологическая карта Средней Азии. Листы IV-7 и VII-7 (Восточная Фергана). Л., 1928. 251 с.
- Огнев В.Н. Баубашатинский горный узел и прилегающие части Ферганского и Алайского хребтов. — В кн.: Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня, 1937, № 5, с. 259—358.
- Огнев В.Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист К-43-В (Кетмень—Тюбе). М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940. 282 с.
- Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Ком. наук УзССР, 1938. 415 с.
- Резвой Д.П., Алексеев А.В. Зона Южноферганского глубинного разлома. — В кн.: Проблемы тектоники и магматизма зон глубинных разломов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 30—57.
- Резвой Д.П., Алексеев А.В., Резвой П.Д., Солошенко И.И. Кольцевые структуры Алайского хребта. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 4, с. 906—908.
- Резвой Д.П., Марушкин И.А. Формационная неустойчивость — характерная черта зон глубинных разломов (р. Сох, Алайский хребет). — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1973, № 14, с. 99—105.
- Синицын Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 220 с.
- Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, тектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980, с. 101—110.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
<i>В.В. Белоусов, Б.С. Вольвовский, И.С. Вольвовский, Б.Б. Таль-Вирский, И.Х. Хамрабаев.</i>	
Итоги международного Памиро-Гималайского проекта и направление будущих работ	6
<u>А. Марусси.</u> Геофизические представления и эволюция Памирского синтаксиса	10
<i>К.Л. Кайла, К.Р. Чоудхури, В.Г. Кришна, М.М. Диксит, Х. Нараин.</i> Строение земной коры и астеносферного слоя Кашмирских Гималаев в пределах международного профиля Каракуль—Зоркуль—Нанга-Парбат—Сринагар по исследованиям глубинного сейсмического зондирования	15
<i>Б. Колумби, Г. Гуэрра, Дж. Луонго, С. Скарашиа.</i> Сейсмические исследования по профилю Лоуренспур—Астор	26
<i>Б.Б. Таль-Вирский, А.Т. Каржаув, О.Т. Якупов, А.С. Аширматов, С.О. Борисов, В.В. Ильешенко, Е.И. Плотникова.</i> Геофизическая модель земной коры и верхней мантии Южного Тянь-Шаня	28
<i>В.А. Пак.</i> К построению модели тектоносферы Памира и Тянь-Шаня по данным комплексных геолого-геофизических исследований	43
<u>Е.М. Буговская,</u> <i>В.П. Суров, Т.Э. Эргешев, Х.А. Атабаев, А.Т. Дуркин, Л.М. Фихиева, В.И. Рубайло, С.А. Алиев, Г.К. Дубровин, Г.Г. Каримова, Н.А. Фердман.</i> Глубинное строение Памира и Южного Тянь-Шаня по сейсмическим исследованиям	50
<i>Н.В. Барсукова, Ю.А. Бурмаков, Л.П. Винник, Ф.Х. Зуннунов, Л.Н. Никитина, В.З. Рябой, Л.Н. Старобинец, А.В. Треусов.</i> Исследование верхней мантии Тянь-Шаня и сопредельных геоструктур по данным взрывной сейсмологии	65
<i>А.Н. Антоненко.</i> Глубинное сейсмическое зондирование на отрезке Зоркуль—Каракуль Восточно-Памирского профиля	84
<i>А.Т. Дуркин.</i> Применение метода обращенных годографов в глубинной модификации для изучения строения земной коры в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии	92
<i>Ю.Н. Зуев, А.А. Поликарпов.</i> Результаты геотермических исследований на Памире	107
<i>И.Н. Новосельский.</i> Геоэлектрические особенности земной коры и верхней мантии Южного Тянь-Шаня и Памира	114
<i>Х.И. Юсупходжаев, Ю.С. Шманенко, Н.К. Роз, П.Х. Хасанов.</i> Особенности изостазии орогенных областей Средней Азии	117
<i>А.Н. Султанходжаев, С.У. Латипов, Р.С. Зиявуддинов.</i> О некоторых результатах гидрогеохимических исследований в пределах Памира и Южного Тянь-Шаня	121
<i>И.Х. Хамрабаев, И.К. Абубакиров, С.М. Бабаходжаев, М.Б. Акрамов, Х.С. Таджиудинов, Х.К. Куддусов, Р.А. Магдиев.</i> Магматизм, метаморфизм и металлогения Памира и Южного Тянь-Шаня в связи с особенностями строения земной коры и верхней мантии	127
<i>В.И. Попов.</i> О связи докембрийских магма-тектонических процессов развития коры в Памирском смятии и Индостане	138
<i>Д.П. Резвой, А.В. Алексеенко, И.А. Марушкин.</i> Концентрические структуры Ферганского хребта (северная часть сейсмического профиля Тянь-Шань—Памир—Гималаи)	148

CONTENTS

Introduction	5
V.V. Belousov, B.S. Volvovsky, I.S. Volvovsky, B.B. Tal-Virsky, I.Kh. Khamrabaev. Results of the International Pamirs-Himalayas Project and the trend of future work	6
<u>A. Marussi</u> . Geophysical conceptions and the evolution of the Pamirs syntaxis	10
K.L. Kaila, K.R. Choudhury, V.G. Krishna, M.M. Diksit, H. Narain. The structure of the Earth's crust and of the asthenospheric layer of the Cashmere Himalayas along the Karakul—Zorkul—Nanga Parbat—Srinagar International Profile from DSS data	15
B. Colombi, G. Guerra, G. Luongo, S. Scarascia. Seismic studies on the Lawrencepur—Astor profile	26
B.B. Tal-Virsky, A.T. Karzhauv, O.T. Yakupov, A.S. Ashirmatov, S.O. Borisov, V.V. Iliashenko, E.I. Plotnikova. The geophysical model of the Earth's crust and upper mantle of Southern Tien Shan	28
V.A. Pak. On the construction of the model of the tectonosphere of the Pamirs and Tien Shan from the Data of combined geological-geophysical research	43
<u>E.M. Butovskaya</u> , V.P. Surov, T.E. Ergashev, Kh.A. Atabaev, A.T. Durkin, L.M. Fikhieva, V.I. Rubailo, S.A. Aliev, G.K. Dubrovin, G.G. Karimova, N.A. Ferdman. Deep structure of the Pamirs and Southern Tien Shan from seismic research	50
N.V. Barsukova, Yu.A. Burmakov, L.P. Vinnik, F.Kh. Zunnunov, L.N. Nikitina, V.Z. Riaboy, L.N. Starobinets, A.V. Treusov. The study of the upper mantle of the Tien Shan and adjacent geostuctures from the data of explosion seismology	65
A.N. Antonenko. Deep seismic sounding on the Zorkul—Karakul Eastern Pamir section of the profile	84
A.T. Durkin. Application of the method of reversed travelttime curves in the deep modification for the study of crustal structure in the conjunction zone of Southern Tien Shan and Tadjik depression	92
Yu.N. Zuev, A.A. Polikarpov. Results of geothermal research in the Pamirs	107
I.N. Novoselsky. Geoelectric features of the Earth's crust and upper mantle of Southern Tien Shan and the Pamirs	114
Kh.I. Yusupkhodjaev, Yu.S. Shmanenko, N.K. Roz, P.Kh. Khasanov. Peculiar features of isostasy in orogenic regions of Central Asia	117
A.N. Sultankhodjaev, S.U. Latipov, R.S. Ziyavuddinov. On certain results of hydrogeochemical studies within the area of the Pamirs and Southern Tien Shan	121
I.Kh. Khamrabaev, I.K. Abubakirov, S.M. Babakhodjaev, M.B. Akramov, Kh.S. Tadjidinov, Kh.K. Kuddusov, R.A. Magdiev. Magmatism, metamorphism, and metallogeny of the Pamirs and Southern Tien Shan in connection with the peculiar features in the structure of the Earth's crust and upper mantle	127
V.I. Popov. On the connection between the Pre-Cambrian magmatectonic processes of crustal development in the Pamirs warping and in Hindustan	138
D.P. Rezvoy, A.V. Alekseenko, I.A. Marushkin. Concentric structures of the Ferghana Ridge (the northern part of the Tien Shan—Pamirs—Himalayas seismic profile)	148

УДК 550.83 : 551.241 (235.211/243)

Итоги международного Памиро-Гималайского проекта и направление будущих работ/В.В. Белоусов, Б.С. Вольвовский, И.С. Вольвовский и др. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1984.

Изложены история возникновения, процесс выполнения и основные итоги международного Памиро-Гималайского проекта. Полученные новые данные не согласуются с положениями теории "тектоники плит", согласно которым развитие Высокой Азии определялось давлением Индийской плиты на Евразийскую и поддвигом первой под вторую.

Ил. 1, библиогр. 7 назв.

УДК 550.83 (235.211)

Марусси А. Геофизические представления и эволюция Памирского синтаксиса. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1984.

Обсуждается слабая корреляция между приповерхностными геологическими структурами герцинских и альпийских орогенических зон и геофизическими полями в районе Памирского синтаксиса. Синтаксис расположен на пересечении субширотного Альпийско-Гималайского пояса и зоны юго-запад-северо-восточного простирания, протягивающейся от Аравийского моря до Байкальской депрессии. Выдвигается гипотеза о том, что специфические особенности строения Памирского синтаксиса, как и его тектоническая эволюция, связаны с громадным проявлением постнеогеновых эпиплатформенных процессов в отмеченной зоне и проявлениями эпигеосинклинальных процессов в Альпийско-Гималайском поясе.

Ил. 2, библиогр. 24 назв.

УДК 550.834.32 (235.243)

Строение земной коры и астеносферного слоя Кашмирских Гималаев в пределах международного профиля Каракуль—Зоркуль—Нанга-Парбат—Сринагар по исследованиям глубинного сейсмического зондирования /К.Л. Кайла, К.Р. Чоудхури, В.Г. Кришна и др. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1984.

В районе Кашмирских Гималаев изучено строение земной коры методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) по двум профилям: Солур—оз. Вулар—Нанга-Парбат и Трал—Нанга-Парбат. По первому профилю отмечается погружение границы *M* от 61 км севернее Солура до 65 км под Канзалваном, по второму профилю — граница *M*, залегающая на глубине 67 км южнее Канзалвана, воздымается до 60 км севернее Сринагара. Севернее Канзалвана по обоим профилям происходит выполаживание границы *M*, далее к северу она воздымается в направлении Нанга-Парбата, что, вероятно, соответствует поднятию Нанга-Парбатского массива. Это качественно согласуется с гравитационными данными.

В диапазоне глубин 150—180 и 340—365 км отмечены две латерально протяженные зоны отражения. Они могут соответствовать кровле и подошве астеносферного слоя под Памиро-Гималайским регионом.

Ил. 10, табл. 2, библиогр. 10 назв.

УДК 550.34.012 (235.241/243)

Сейсмические исследования по профилю Лоуренспур—Астор/Б. Коломби, Г. Гуэрра, Дж. Луонго, С. Скаршиа. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1984.

Приводятся данные ГСЗ по профилю Лоуренспур—Астор при взрывах на озере Сангосар в районе Нанга-Парбата, из скважин вблизи Лоуренспура. В результате работ получены данные об увеличении мощности коры от 59 км вблизи Лоуренспура до 65 км в районе Нанга-Парбата.

Ил. 2.

УДК 550.379 + 550.340.6 + 550.312 (235.216)

Геофизическая модель земной коры и верхней мантии Южного Тянь-Шаня/Б.Б. Таль-Вирский, А.Т. Каржауов, О.Т. Якупов и др. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1984.

Приводятся результаты исследований геофизической модели земной коры и верхней мантии, выполненных Ташкентским Государственным университетом в Южном Тянь-Шане по международным проектам: Памиро-Гималайскому и ЭЛАС. По результатам глубинных магнитотеллурических зондирований исследована электропроводность верхней мантии, ее скоростные неоднородности определены по запаздыванию продольных волн от землетрясений с эпицентрными расстояниями 40—60°. Дана плотностная модель земной коры, по магнитным аномалиям определено положение изотермы Кюри магнетита (580°С), приводится схема формирования земной коры эпиплатформенных орогенических (рифтовых) областей.

Ил. 5, табл. 1, библиогр. 24 назв.

УДК 550.83 : 551.241.072 (235.211/216)

Пак В.А. К построению модели тектоносферы Памира и Тянь-Шаня по данным комплексных геолого-геофизических исследований. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1984.

По данным комплексных геолого-геофизических исследований освещена структура земной коры и верхней мантии Памира и Тянь-Шаня, приведена модель новейшего горообразования. Тектоносфера представляет собой крупноблоковую структуру, в которой по субвертикальным каналам и субгоризонтальным астенотонам происходит перераспределение материала. Основные особенности структуры и развития Памира и Тянь-Шаня можно объяснить, исходя из представлений о преобладании вертикальных тектонических движений.

Ил. 1, библиогр. 36 назв.

УДК 550.83 : 551.241 (235.211/216—13)

Глубинное строение Памира и Южного Тянь-Шаня по сейсмическим исследованиям/ [Е.М. Бутовская], В.П. Суоров, Т.Э. Эргешев и др. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1984.

Описаны экспериментальные данные, полученные при сейсмологических исследованиях на Памире, их интерпретация и обобщение. В результате получены карты изолиний некоторых основных границ раздела земной коры Памира и прилегающих территорий и скоростные разрезы по двум профилям. Приводятся также некоторые результаты изучения динамики сейсмических волн при распространении их в земной коре Памира.

Ил. 14, библиогр. 19 назв.

УДК 550.347.642 (574/575)

Исследование верхней мантии Тянь-Шаня и сопредельных геоструктур по данным взрывной сейсмологии/Н.В. Барсукова, Ю.А. Бурмаков, Л.П. Винник и др. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1984.

Рассмотрены результаты совместного анализа данных, полученных на протяженных профилях ГСЗ и путем регистрации десяти крупных промышленных взрывов 85 сейсмологических станциями, расположенными в пределах Средней Азии и Южного Казахстана. В результате построен сферически-симметричный обобщенный скоростной разрез, изучены крупномасштабные горизонтальные скоростные неоднородности верхней мантии мощностью до 100 км и их соотношения с распределением по площади основных геологических структур.

Ил. 12, табл. 2, библиогр. 18 назв.

УДК 550.824.32 (235.211—11)

Антоненко А.Н. Глубинное сейсмическое зондирование на отрезке Зоркуль—Каракуль Восточно-Памирского профиля. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1984.

В Восточно-Памирском регионе проведено глубинное сейсмическое зондирование в варианте непрерывного профилирования. Уверенно зарегистрированы преломленные и отраженные волны от поверхности М. Получены новые данные о глубинной структуре Центрально-Каракорумской и Акбайтальской тектонических зон. Мощность земной коры в этих районах достигает 80 км.

Ил. 5, библиогр. 1 назв.

УДК 550.34.14 : 551.241 (235.216—13)

Дуркин А.Т. Применение метода обращенных годографов в глубинной модификации для изучения строения земной коры в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1984.

Глубинные построения в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии до настоящего времени базировались на материалах сейсмологии землетрясений и небольшого числа промышленных взрывов. Применение в труднодоступных условиях сейсмического метода обращенных годографов (МОГ) в глубинной модификации в сочетании с точными наблюдениями ГСЗ показало его эффективность при изучении границ в земной коре и позволило получить новые данные о глубинном строении исследованной территории.

Ил. 7, табл. 2, библиогр. 26 назв.

УДК 550.36 (235.211)

Зуев Ю.Н., Поликарпов А.А. Результаты геотермических исследований на Памире. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1984.

Изложены результаты первых геотермических исследований на Памире. Содержатся данные по теплопроводности горных пород, рассматривается радиотермическая модель Рушано-Пшартской зоны Центрального Памира. Плотность теплового потока, определенного в одном пункте (площадь Икар), изменяется в пределах $71 \text{ мВт/м}^2 < q < 128,7 \text{ мВт/м}^2$, причем нижняя граница обусловлена тепловыделением естественных радиоактивных элементов. Плотность кондуктивной составляющей теплового потока $2,0 \text{ МВт/м}^2$ в Юго-Западном и 1,1 — в Центральном Памире.

Ил. 6, табл. 2, библиогр. 20 назв.

УДК 550.837.211:550.347.62.642 (235.211 + 235.216—13)

Новосельский И.Н. Геоэлектрические особенности земной коры и верхней мантии Южного Тянь-Шаня и Памира. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1984.

Проведено магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) на Памире и в Южном Тянь-Шане. Построены амплитудные кривые ρ_T^{xy} и ρ_T^{yx} . Проведено сравнение данных МТЗ с сейсмологическими данными. Наблюдается хорошее совпадение глубинных границ, полученных при помощи этих данных. На Памире в верхней части консолидированной коры отмечена зона повышенной электропроводности мощностью 15—18 км. Граница Конрада расположена на глубине 36—38, а Мохоровичича — 65 км. Кажущееся сопротивление ρ_T варьирует в пределах 1—10, 50—200 и до 500 Ом.

Ил. 3, библиогр. 2 назв.

УДК 550.312 : 551.241 (235.21)

Особенности изостазии орогенических областей Средней Азии/Х.И. Юсупходжаев, Ю.С. Шманенко, Н.К. Роз, П.Х. Хасанов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1984.

Изложена методика вычисления и анализа изостатических аномалий в пределах горных сооружений Тянь-Шаня и Памира. Отмечено, что полученная схема изостатических аномалий в целом согласуется с аналогичными схемами изостазии у других авторов. Наблюдаемое слабое нарушение изостатического равновесия свидетельствует о том, что в настоящее время горные сооружения Памира и Тянь-Шаня сохраняют тенденцию к воздыманию, вовлекая прилегающие области Туранской плиты.

Ил. 3, библиогр. 15 назв.

УДК 556.114 : 551.243 (235.21)

О некоторых результатах гидрогеохимических исследований в пределах Памира и Южного Тянь-Шаня/А.Н. Султанходжаев, С.У. Латипов, Р.С. Зиявудинов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1984.

Приведены результаты гидрогеохимических исследований, проведенных по профилям Ош—оз. Зоркуль и Ишкацим—Джиргатаь в горно-складчатых районах Южного Тянь-Шаня и Памира. Обнаружены гидрогеохимические аномалии, связанные с глубинным строением и сейсмичностью региона.

Ил. 3, библиогр. 6 назв.

УДК (553.061.2 + 551.251) : 551.241 (235.216 + 235.211)

Магматизм, метаморфизм и металлогения Памира и Южного Тянь-Шаня в связи с особенностями строения земной коры и верхней мантии/И.Х. Хамрабаев, И.К. Абубакиров, С.М. Бабаходжаев и др. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1984.

Приводится характеристика главнейших черт магматизма, метаморфизма и металлогении Памира и Южного Тянь-Шаня и устанавливается определенная их связь с глубинным строением этих районов. Сделан вывод, что происхождение современных структур Памиро-Каракорум-Гималайской области нельзя трактовать как результат субдукции Индостанской плиты под Евразийский материк.

Библиогр. 43 назв.

УДК 551.24.031 : 551.71/72 (235.211)

Попов В.И. О связи докембрийских магна-тектонических процессов развития коры в Памирском смятии и Индостане. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1984.

Рассматривается история развития земной коры Памирского смятия, дается ритмостратиграфическое расчленение наиболее древних его образований.

Ил. 1, табл. 1, библиогр. 54 назв.

УДК 551.243.13 (235.216)

Концентрические структуры Ферганского хребта (северная часть сейсмического профиля Тянь-Шань—Памир—Гималаи)/Д.П. Резвой, А.В. Алексеенко, И.А. Марушкин. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1984.

Рассматриваются структуры центрального типа северной части Ферганского и Атойнакского хребтов, в том числе: поднятия Куровес, антиклиний Баубашата, поднятия Майлису, Акджол и др. Установлена закономерность расположения палеозойских формаций в этих структурах. Намечена пространственная связь большинства концентрических форм с Таласо-Ферганским разломом, подчеркнута вытянутость ("каплевидность") всех поднятий вдоль разлома.

Ил. 1, библиогр. 21 назв.

2р. 50к.

4223