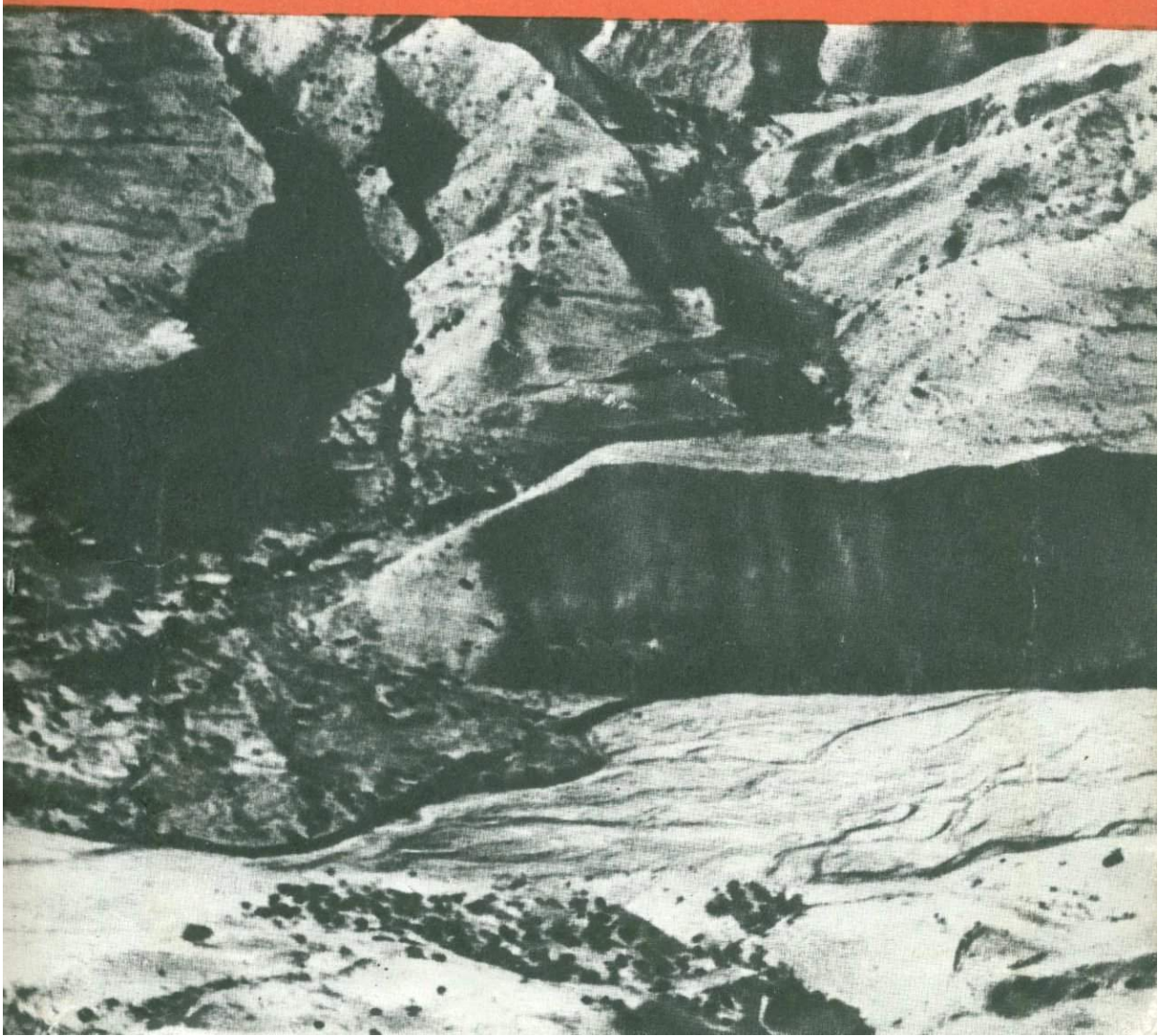




Т. П. БЕЛОУСОВ

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ПАМИРА
В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ—ГОЛОЦЕНЕ
И СЕЙСМИЧНОСТЬ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Ордена Ленина Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта

Т. П. БЕЛОУСОВ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ
ДВИЖЕНИЯ ПАМИРА
В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – ГОЛОЦЕНЕ
И СЕЙСМИЧНОСТЬ

8081



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1976



Тектонические движения Памира в плейстоцене – голоцене и сейсмичность. Белоусов Т.П. М., "Наука", 1976 г., стр. 1-120.

На основе комплексного использования геолого-геоморфологических методов построена серия схем, на которых тектонические деформации земной коры за плейстоцен, его эпохи и голоцен отображены в изолиниях. Установлено, что в плейстоцене и голоцене тектонические движения Памира носили устойчиво восходящий, сложно дифференцированный характер. Таблиц 10. Илл 37. Библ. 305 назв.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
В.Н. КРЕСТНИКОВ

В последние годы в сейсмологии все больше внимания уделяется исследованиям, направленным на поиски критериев сейсмической опасности. Геологические критерии в их ряду занимают, как известно, одно из важнейших мест. Прогноз сейсмической опасности по геологическим данным, как правило, базируется на результатах изучения истории тектонического развития региона, установлении закономерностей формирования структурных элементов и явлений перестройки структурных планов, анализе активности зон глубинных и крупных региональных разломов, изучении особенностей распределения во времени и в пространстве скоростей и градиентов скоростей тектонических движений. Несмотря на это, проблема связи землетрясений с геолого-геоморфологическими процессами все еще далека от своего полного решения, а некоторые положения о геологических критериях требуют дальнейшего уточнения. Одна из причин этого заключается, по-видимому, в том, что до самого последнего времени к сопоставлению с сейсмичностью привлекались данные о тектонических движениях земной коры за довольно длительные этапы развития, наименьшим из которых являлся новейший. Отдельные попытки сопоставления сейсмических и геологических данных за отрезки времени, более близкие к современности, такие как плейстоцен, как правило, не подкреплялись количественными данными. Поэтому они не всегда заканчивались положительными результатами.

Начиная с 1964 г. в Институте физики Земли Академии наук СССР группой сотрудников лаборатории коррелятивных связей геологии и геофизики под руководством В.Н. Крестникова проводятся исследования, направленные на установление закономерностей геолого-геоморфологического развития сейсмоактивных территорий в плейстоцене и голоцене, разработку методов количественной оценки плейстоценовых и голоценовых тектонических движений и выявление связи их с сейсмичностью. Первые результаты были получены для территории Западного Саяна и Западной Тувы (Кленов, 1966), Северного Тянь-Шаня (Белоусов, 1969; Кленов, Чигарев, 1969; Белоусов, Чигарев, 1970), Памиро-Алая (Чигарев, Ермилин, 1971; Чигарев, 1973). Настоящая работа, являющаяся дальнейшим развитием этого направления, посвящена количественному анализу вертикальной составляющей плейстоценовых и голоценовых тектонических движений Памира и сопоставлению ее с сейсмичностью. В основу работы положены результаты восьмилетних исследований автора (1966–1974 гг.) по изучению новейших тектонических движений различных областей Казахстана, Средней Азии, в частности Памира.

Территория Памира является одним из интереснейших регионов Советского Союза. Выделяясь повышенными абсолютными высотами и резкой контрастностью рельефа, Памир давно привлекает внимание исследователей как исто-

рией своего новейшего тектонического развития, так и особенностями проявления в его пределах коровой и подкоровой сейсмичности. Установление закономерностей связи сейсмических явлений с плейстоценовыми и голоценовыми тектоническими движениями этой уникальной территории представляет важную в теоретическом и практическом отношениях проблему.

Автор выражает глубокую признательность научному руководителю работы доктору геолого-минералогических наук В.Н. Крестникову за постоянное внимание и всестороннюю помощь, а также начальнику Комплексной сейсмологической экспедиции ИФЗ АН СССР И.Л.Нерсесову за консультации, предоставление необходимых материалов по сейсмичности и содействие в выполнении работы.

Автор считает своим долгом поблагодарить Ф.С. Шивкова, принимавшего участие в сборе фактического полевого материала, М.Е.Артемьева, В.И.Бунз, В.И.Кнауфа, А.А. Лукка, А.А. Никонова, Г.И.Рейснера, А.И.Спиридонова, О.К. Чедия, Н.В. Чигарева и Ю.К. Шукина за ценные советы и замечания, Л.И.Акулову, Л.С.Бельшеву, Н.В.Перепелкину и Л.С.Сафронову, оказавших помощь при подготовке рукописи к изданию.

К ПРОБЛЕМЕ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ПАМИРА И СВЯЗИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

Глава 1

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

В орографическом отношении Памир представляет собой высокогорную страну, лежащую в области сближения крупнейших горных сооружений Азии: Гиндукуша, Каракорума, Куньлуня и Тянь-Шаня. Северной и восточной границами изучаемого региона служат водоразделы Заалайского и Сарыкольского хребтов (рис.1). На юге и юго-западе территория ограничена долиной р. Памир - Пяндж. Северо-западная граница проходит по западному окончанию Дарвазского хребта.

Рельеф Памира весьма разнообразен. С давних пор по орографическим особенностям Памир подразделяется на Западный и Восточный.

Западный Памир - это своеобразная горная страна, отличительной чертой рельефа которой являются резкие контрасты. В его пределах распространены узкие V-образные долины, над днищами которых поднимаются крутые склоны с относительными превышениями в 3000-4000 м. Скалистые и зазубренные гребни хребтов покрыты снегами и льдом. Склоны прорезаны глубокими и узкими боковыми долинами, верховья которых, как правило, расширены и представляют собой древние или современные ледниковые цирки.

В восточном направлении долины Западного Памира постепенно расширяются. Одновременно уменьшаются относительные превышения хребтов, и вся страна принимает вид высоко поднятого нагорья. На востоке Памира рельеф имеет среднегорный облик и отличается сглаженностью, малыми контрастами при больших абсолютных отметках. Горные хребты имеют широкие округлые вершины и выположенные склоны, перекрытые у подножий мощными чехлами обломочного материала. Несмотря на абсолютные отметки 5000-5700 м, глубина вреза речных долин не превышает 1000-1500 м. Повсеместно встречаются бессточные плоскостонные котловины, приподнятые на высоту 3500-4000 м.

Граница между этими существенно различными по орографии зонами проводится весьма условно: на севере - по меридиональному хр.Зулумарт, южнее - по восточным окончаниям озер Сарезского и Яшилькуль.

Самой северной орографической единицей Памира является широтно ориентированный Заалайский хребет. Последний на севере обрамляется Алайской долиной, а на юго-западе и юго-востоке - долинами рек Сауксай - Муксу и Маркансу. Для средней части хребта характерно сосредоточение высочайших вершин: пик Ленина - 7134 м, пик Курумды - 6610 м и др. Склоны хребта резко асимметричны: северный склон, обращенный к Алайской долине - пологий и длинный, южный - крутой и короткий.

К юго-западу от Заалайского хребта располагается простирающийся почти в широтном направлении хр.Петра Первого. В пределах изучаемой территории находится лишь его восточное окончание, которым хребет приключается к меридионально вытянутому хр.Академии Наук. Здесь зафиксированы самые большие высоты хр.Петра Первого (пик Москва 6785 м).

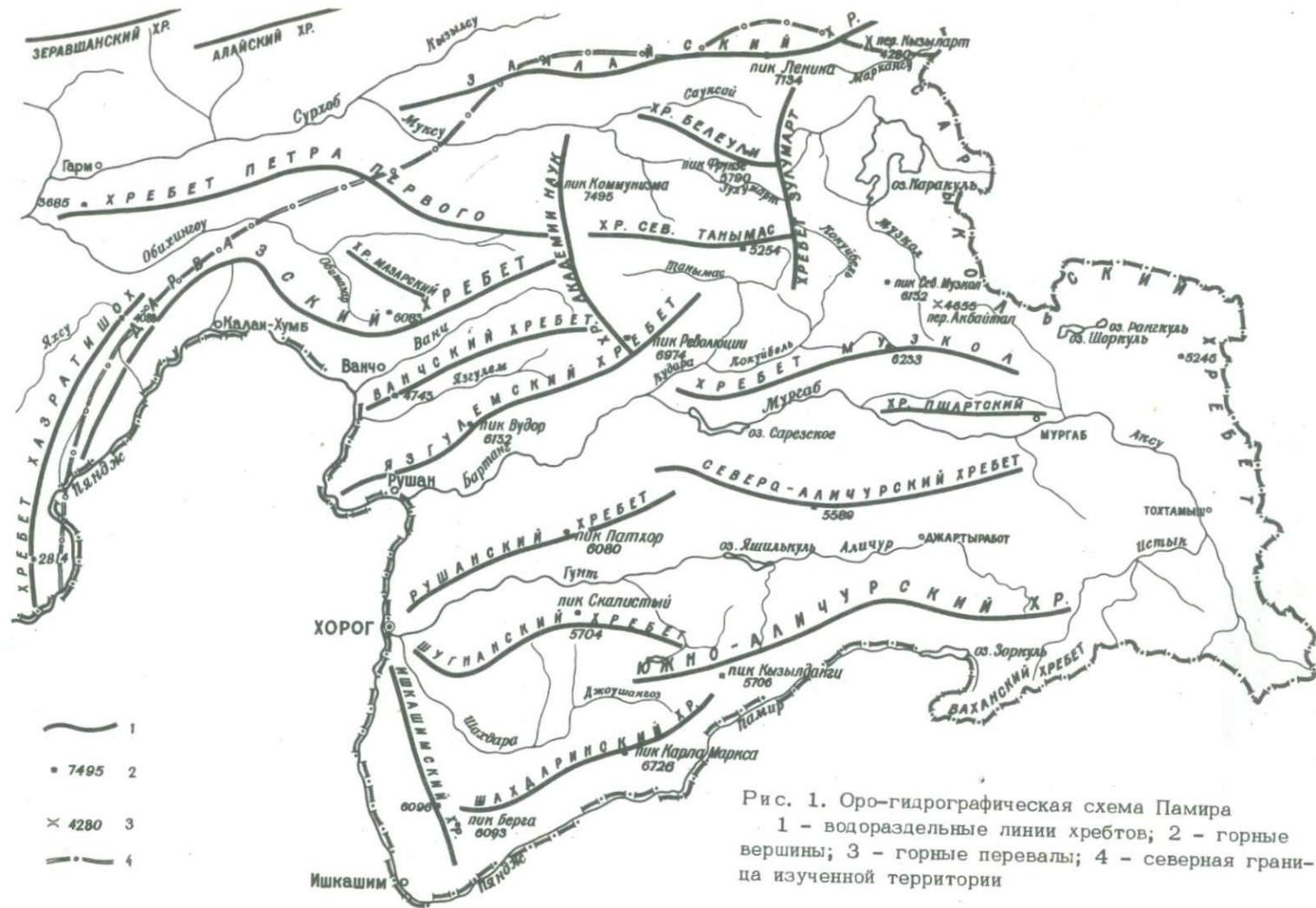


Рис. 1. Оро-гидрографическая схема Памира
 1 — водораздельные линии хребтов; 2 — горные вершины; 3 — горные перевалы; 4 — северная граница изученной территории

Южнее, между реками Ванч и Обимазар, лежит Дарвазский хребет с крупным северным отрогом — Мазарским хребтом. Абсолютные высоты восточной части Дарвазского хребта в основном превышают 5000 м, а в некоторых местах достигают 6000 м (пик Арновад, 6083 м). Наиболее низкие абсолютные отметки Дарвазского хребта зафиксированы в средней его части — между реками Сарюб и Обихумбою (пер. Хабуробат, 3270 м). В юго-западном направлении высоты хребта возрастают и на водоразделе между реками Пяндж и Обиниоу достигают 4000 м. Далее они снова понижаются и в пределах хр.Сиун, лежащего между Пянджем на востоке и реками Иол и Кафиркаш на западе, высоты не превышают 2000 м.

Между реками Ванч и Язгулем простирается Ванчский хребет, имеющий субширотное направление. Высоты хребта превышают 4000 м. В восточном направлении, в сторону хр.Академии Наук, значения абсолютных отметок повышаются, достигая на горе Высокий Язгулем 5584 м.

На юге, между реками Язгулем и Бартанг, лежит Язгулемский хребет, высоты которого в восточном направлении также возрастают. Максимальная высота хребта — пик Вудор (6132 м).

Субширотные хребты Петра Первого, Дарвазский, Ванчский и Язгулемский своими восточными окончаниями сочленяются с субмеридиональным хр.Академии Наук. К последнему приурочены высочайшие пики Советского Союза: пик Коммунизма (7495 м), пик Е.Корженевской (7105 м) и пик Гармо (6595 м). На северо-востоке хр.Академии Наук ограничен долиной р.Сельдара.

Несколько восточнее, почти параллельно хр.Академии Наук, простирается хр.Зулумарт, являющийся рубежом, разделяющим бассейны р.Муксу и оз.Каракуль. На северо-западе к этому хребту причленяется хр.Белеули. Абсолютная высота в зоне сочленения хребтов имеет максимальные значения для них и составляет 5790 м (пик Фрунзе).

К югу от хр.Белеули, между хребтами Академии Наук и Зулумарт, расположен широтный хр.Северный Танымас. На севере он ограничен долиной р.Зулумарт — Баяндкиик, на юге — долинами р.Кокджар и верхнего течения р.Танымас. Еще южнее, между реками Кокуйбель, Мургаб, Западный и Восточный Пшарт, находится хр.Музкол, простирающийся в субширотном направлении. Максимальных высот хр.Музкол достигает в районе пика Советских Офицеров (6233 м). Восточным продолжением хребта являются горы Туракулома, ограниченные бассейнами оз.Рангкуль и р.Аксу.

Между реками Западный, Восточный Пшарт и Мургаб в рельефе выражен Пшартский хребет, абсолютные высоты которого несколько превышают 5000 м. С востока он ограничен долиной р.Акбайтал Южный.

К югу от р.Мургаб — Бартанг находится система субширотных хребтов Рушанского и Северо-Аличурского. С юга она ограничена долиной р.Аличур — Гунт. Максимальная высота Рушанского хребта зафиксирована на пике Патхор (6080 м). Абсолютные отметки Северо-Аличурского хребта близки к 5500 м. В восточном направлении они постепенно понижаются и восточнее р.Карасу не превышают 4000 м.

Между реками Токузбулак, Гунт и Джоушангоз — Шахдара расположен Шутанский хребет с высотами до 5704 м (пик Скалистый). Северо-восточным продолжением хребта являются горы Бакчигир, ограниченные р.Гунт и оз. Яшилькуль — на севере, р.Иссыкбулак — на востоке и р.Токузбулак — на юге и западе.

По правому берегу р.Пяндж, вдоль меридионального отрезка долины, от пос.Ишкашим на юге до г.Хорог на севере вытянут Ишкашимский хребет. На юге он сочленяется с субширотным Шахдаринским хребтом. Абсолютные высоты в районе их сочленения достигают 6093 м (пик Берга) и 6096 м (пик Маяковского). Максимальные высоты Шахдаринского хребта отмечаются на пике Карла Маркса (6726 м).

На северо-востоке Шахдаринский хребет подходит к Южно-Аличурскому хребту, протянувшемуся от истоков р.Джоушангоз на западе до долины р.Истык на востоке. С юга этот хребет ограничен долиной р.Памир и котловиной

оз.Зоркуль, с севера – долинами рек Машале и Ирису – Аличур. Высота хребта на западе достигает 5706 м (пик Кызылданги), к востоку она понижается до 5500 м и менее.

Самым южным хребтом Памира является Ваханский хребет (Чедия, 1971), лежащий западной и южной частями на территории Афганистана. В пределах Советского Союза находится лишь северо-восточный его склон, ограниченный долинами р.Памир и верхнего течения р.Истык. Максимальная высота хребта на этом участке составляет 5679 м (пик Сольсбери).

На востоке Памира расположен Сарыкольский хребет. Максимальные высотные отметки хребта приурочены к его северной части (5909 м), протягивающейся в меридиональном направлении от Заалайского хребта на севере до оз.Рангкуль на юге. В районе последнего хребет резко меняет ориентировку и располагается в субширотном направлении. Абсолютные высоты на этом участке не превышают 5000 м. Восточнее оз.Рангкуль Сарыкольский хребет снова принимает меридиональное простирание.

Простираниям главных хребтов Памира соответствуют и направления основных речных долин этого региона. Почти все реки по своему питанию являются снежно-ледниковыми. Они принадлежат к трем бассейнам. Большинство их относится к бассейну Амударьи. Лишь некоторые из них несут свои воды в бессточное оз.Каракуль, самая меньшая часть входит в бассейн р.Тарим.

Реки Памира значительно различаются. На восточном Памире они имеют малые уклоны русел и спокойные течения, широко меандрируют, разбиваются на рукава и протоки. Для рек Западного Памира характерны крутые уклоны русел, достигающие нескольких метров и даже десятков метров на километр. Поэтому они характеризуются бурными течениями; встречаются пороги и водопады.

Основной рекой является Пяндж, образующийся от слияния рек Памир и Вахандарья. Все другие крупные реки этого региона – правобережные притоки Пянджа. Из них следует отметить Аксу – Мургаб – Бартанг, Язгулем, Ванч и Аличур – Гунт с притоком Шахдара. Север Памира дренируется реками Муксу и Обихингоу, впадающими в Сурхоб.

Большинство озер находится в пределах Восточного Памира. Самое крупное из них оз.Каракуль лежит на высоте 3914 м. Его площадь без островов составляет 380 км², максимальная глубина достигает 240 м. Это озеро, так же как и Рангкуль, Шоркуль и Зоркуль, приурочено к тектоническим впадинам. Широко распространены озера завального типа, наиболее крупными из которых являются Сарезское и Яшилькуль.

Глава 2

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ПАМИРА И ФОРМИРОВАНИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СВЯЗИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

Обзор исследований новейшего этапа геологического развития Памира

История исследований новейших тектонических движений Памира неразрывно связана с историей изучения орографии, геологии и неотектоники всей Средней Азии в целом.

Систематизация первых сведений об орографических особенностях территории, включающей Памир, была осуществлена учеными античного мира – Геродотом (V в. до н.э.), Эратосфеном (II в. до н.э.), Страбоном (I в. н.э.) и Птолемеем (II в. н.э.). Название "Памир" впервые появилось в VII в. в "Записках о странах Запада" китайского путешественника Сюань Цзана. Первым

европейцем, посетившим Памир (XIII в.), был Марко Поло, разделивший эту горную страну на Бадахшан, Вахан, Памир и Болор.

Достоверные сведения об орографии Памира были получены в Европе лишь через несколько столетий. Так, в 1838 г. Гиндукуш, Бадахшан и южную часть Памира (истоки р.Памир, оз.Зоркуль) посетил английский офицер Дж.Вуд. Книга, посвященная описанию его путешествия, была издана во второй половине XIX столетия (Wood, 1872). В ней дано представление об орографии этой части Азии, впервые отмечено схождение горных хребтов на Памире. Это явилось шагом вперед по отношению к "Землеведению Азии" Карла Риттера (1856-1859), в котором Центральная Азия предполагается не системой хребтов, а вытянутым на тысячу километров единым широтным плоскогорьем.

В 1843 г. появилась работа А.Гумбольдта "Центральная Азия", в которой этот регион представлялся системой широтных и меридиональных хребтов. Наиболее интересным выводом А.Гумбольдта являлось мнение о существовании меридионального хр.Болор, пересекающего широтные хребты - Гималаи, Куньлунь и Тянь-Шань (Гумбольдт, 1915). Схема А.Гумбольдта была составлена только по общим теоретическим соображениям и являлась, по словам самого автора, "гадательной географией". Несмотря на это, его представления о рельефе страны на длительное время стали общепризнанными, оказав значительное влияние на исследования последующих ученых. Так, воздействие идей А.Гумбольдта чувствуется в работе "Китай", опубликованной в 1877 г. Ф.Рихтгофеном. В этом труде впервые было отмечено, что Памир является областью сочленения Гималайской и Тяньшаньской горных систем (Richtofen, 1877).

Начало опровержению точки зрения А.Гумбольдта было положено работами А.П.Федченко и Н.А.Северцова. В 1871 г. в Алайскую долину с севера проник А.П.Федченко, открывший широтный Заалайский хребет и развеявший миф о существовании меридионального Болора. По его представлению, страна, лежащая между Гиндукушем и р.Сырдарьей, "...наполнена рядом параллельных, тянующихся с востока на запад гряд" (Федченко, 1875).

В 1879 г. Н.А.Северцов опубликовал "Отчет об исследованиях на Памире", в котором указал на различие между Тянь-Шанем и Памиром и высказал мнение, что последний гораздо теснее связан с Тибетом, чем с Тянь-Шанем. Отметим расположение на Памире хребтов разных направлений, Н.А.Северцов опроверг мнение об их параллельности. Это явилось самым существенным выводом для признания, что Памир не может быть связан с Тянь-Шанем в одну систему. Наряду с этим Н.А.Северцов впервые дал правильное представление о Памире как о стране с высоко поднятыми широкими долинами и впадинами, разделенными хребтами. Он отметил, что абсолютные высоты хребтов внутри Памира значительно меньше, чем по его окраинам. На основании этого внутренний Памир Н.А.Северцов отнес к типу рельефа, являющемуся переходным между плоскогорным и многохребтовым (Северцов, 1879). В последующих работах Н.А.Северцов привел данные о существовании на Памире хребтов меридионального простираения, назвав их орографическими (Северцов, 1886).

Из геологов первым исследователем Памира является Д.Л.Иванов, совершивший в 1883 г. экспедицию, положившую начало нашим знаниям по геологии Памира. Д.Л.Иванов уточнил орографию Памира, подчеркнув широтное простираение хребтов и долин. Меридиональные хребты он рассматривал как орографические единицы, указав, что они не обусловлены тектоническими факторами (Иванов, 1884а,б, 1886).

Исключительно богатым научным содержанием характеризуются работы И.В.Мушкетова, изучавшего на протяжении шести лет территорию Средней Азии. Его материал обобщен в монографии "Туркестан" (1886, 1906). В своих работах И.В.Мушкетов отметил субширотное простираение горных гряд Памира (Мушкетов, 1887).

Благодаря трудам указанных и многих других ученых к концу XIX в. были накоплены относительно подробные, хотя еще разрозненные и противоречивые сведения по орографии Памира и прилегающих территорий. В начале нашего столетия (1900-1920 гг.) изучение орографии Памира проводилось Н.Л.Корже-

невским (1909), С.С.Неуструевым (1914), Д.В.Наливкиным (1916) и Д.И.Мушкетевым (1917). Из зарубежных исследователей этого периода следует назвать американских ученых В.Дэвиса, Э.Хентингтона и Р.Пампелли, посетивших в 1903 г. Тянь-Шань и Северный Памир и наметивших основные этапы формирования рельефа этих областей. Вдоль северного склона Заалайского хребта Э.Хентингтон предполагал существование крупного разлома (Huntington, 1905). В 1913–1914 гг. на северо-западе Памира работала австрийская экспедиция В.Рикмер-Рикмерса и Р.Клебельсберга, которая впервые поставила вопрос о границе между Памиром и Алаем. Южной границей Тянь-Шаня, по мнению Р.Клебельсберга (Klebelberg, 1922), является Вахшский разлом, получивший название "Дарвазского сброса", или "сброса Клебельсберга".

Большой интерес представляют работы немецкого исследователя Л.Нёта, совершившего в 1928 г. поездку по Памиру в составе советско-немецкой экспедиции. Им были сделаны весьма ценные наблюдения, касающиеся геоморфологии и новейшей тектоники Памира. По мнению Л.Нёта, пенепленизация этого региона в конце третичного периода сменилась поднятием, обусловившим эрозивное расчленение его северной периферии – Заалайского хребта (Захаров, 1970).

Существенный вклад в познание новейшей истории Памира внесли работы Д.В.Наливкина. В горах Средней Азии Д.В.Наливкин выделил северные, центральные и южные дуги, различающиеся историей геологического развития. Так, южные дуги (Памир), по его мнению, были созданы в конце эоцена – начале олигоцена; центральные дуги (Алай и Кокшаал) – в конце позднего палеогена – неогене; северные дуги (Тянь-Шань) – в плейстоценовое время. Памирские хребты Д.В.Наливкин подразделил на тектонические (субширотные) и орографические. Последние располагаются поперечно к тектоническим хребтам и разделяющим их речным долинам (Наливкин, 1928, 1932, 1936 и др.).

В работах Д.В.Наливкина была отражена и проблема оледенения Памира. Уже тогда он указывал, что разновозрастные новейшие тектонические движения могут вызывать одновременные оледенения. Эта точка зрения впоследствии получила развитие в работах Ю.А.Скворцова (1938) и К.К.Маркова (1939).

Значительное влияние на представления о новейшей истории Памира оказали работы Г.де Терра (Terра, 1932, 1935). Горные системы Куньлунь, Каракорум и Гималаи он рассматривал как единый пучок складчатых хребтов, расходящихся на меридиане Памира в юго-восточном направлении. Поднятие этих систем, по его мнению, произошло в новейшее время.

Вопросам установления границы между Памиром и Тянь-Шанем, а также тектоническому районированию Памира посвящены работы А.П.Марковского (1933, 1934, 1936). Он отмечал, что между зонами Памира различия более существенны, чем между Алаем и Северным Памиром. Проводя районирование Памира, А.П.Марковский выделил тектонические зоны, которые в общем совпали с зонами, намеченными Д.В.Наливкиным.

Ряд важных выводов по новейшей тектонике Придарвазья был сделан В.И.Поповым (1932, 1933), установившим в этом регионе дислокации молодых речных террас и другие признаки новейших и современных тектонических движений. Сведения о характере проявления новейших движений на Памире содержатся в работах С.И.Клунникова (1934), проанализировавшего особенности распространения неогеновых отложений на юге региона.

Огромное теоретическое и практическое значение для развития взглядов на геоморфологию и новейшую тектонику Памира имели исследования К.К.Маркова (1935а,б, 1936). В работах этого периода он дал подробный геоморфологический анализ рельефа Памира, отметил его ярусное строение, рассмотрел случаи метакронного оледенения как результат разновозрастных поднятий хребтов.

Разработке проблемы новейшего развития Памира способствовал выход работ по геоморфологии Памира И.С.Шукина (1936; Шукин, Гилярова, 1936) и палеогеографии Афганистана и Таджикистана Б.А.Петрушевского (1940). В это же время проводил изучение геологического строения Таджикистана

И.Е.Губин. В своих работах он привел схему тектонического районирования Памира и сделал выводы о характере взаимоотношений Памира и Алая. Так, южной границей внешней дуги Памира, по его мнению, служит разрыв, установленный Р.Клебельсбергом ("Дарвазский сброс"), который И.Е.Губин назвал Каракульским надвигом. Памир рассматривается им как часть альпийского орогена Центральной Азии (Губин, 1934, 1940, 1943).

Большое влияние на представления о новейшей тектонике Памира оказали исследования Н.А.Беляевского (1947, 1948, 1949) в пределах Западного Куньлуня. В своих работах этот автор охарактеризовал орографию этого района, проанализировал материал по современному и древнему оледенениям, привел амплитуды последних поднятий. До последнего времени работы Н.А.Беляевского по этой территории являются единственными.

В это же время продолжались исследования новейших движений в пределах юго-восточной части Таджикской депрессии и северо-западной — Памира. Так, С.А.Захаров (1948) описал дислокации речных террас и врезанные меандры, образовавшиеся в результате быстрого молодого поднятия. В 1948—1950 гг. на северо-западе Памира работала экспедиция под руководством И.С.Щукина, проводившая геоморфологические и гляциологические исследования.

Дальнейшее изучение новейших тектонических движений было невозможно без разработки стратиграфии неогеновых и плейстоценовых отложений Памира и Таджикской депрессии. Это потребовало постановки стратиграфических работ, которые и были проведены в 1953—1962 гг. большим коллективом геоморфологов (Н.П.Костенко, В.А.Ранов, О.К.Чедия, В.А.Васильев, В.В.Лоскутов, М.М.Пахомов и А.К.Трофимов). Проведению исследований способствовало опубликование в 1955 г. монографии Р.Д.Забирова "Оледенение Памира".

Начиная с 50-х годов изучением новейших тектонических движений Таджикистана занимается Н.П.Костенко. С помощью геоморфологического анализа она наметила главные этапы развития рельефа территории и дала количественную характеристику амплитуд молодых движений. Составлением геоморфологических карт и профилей Н.П.Костенко способствовала познанию истории новейших тектонических движений региона. В последующие годы она занималась геоморфологическим анализом наземных дельт и речных долин, на основе изучения которых также восстанавливала характер новейших движений (Костенко, 1953, 1955, 1957, 1958а).

В 1955 г. особенности новейшей тектоники Памира были отображены в работе Б.А.Петрушевского. По его мнению, на юге Таджикистана начиная с неогена происходили принципиально новые тектонические процессы, качественно отличающиеся от мезозойских и палеогеновых. Они выразились в наложении на платформенный структурный план Таджикской депрессии неоген-плейстоценовых структурных элементов, что привело к коренной перестройке первого.

Большое значение для изучения геоморфологии и новейшей тектоники Памира имели исследования О.К.Чедия. В своих работах он отметил трехъярусное строение рельефа Памира и на основе этого установил эпохи интенсификации новейших тектонических движений. При этом им была сделана попытка определить для отдельных долин этого региона суммарные амплитуды новейших движений и разделить их по эпохам плейстоцена (Чедия, 1957а; Чедия, Васильев, 1960). Изучив спектры речных террас и их деформации, О.К.Чедия пришел к выводу о формировании в пределах Дарваза позднеплейстоценовых поперечных поднятий, обусловивших перестройку речной сети этого региона (Чедия, 1957б, 1958, 1959). В дальнейшем О.К.Чедия (1964) выделяет поперечные поднятия и на территории всего Памира. Вывод о существовании поперечных структурных форм на Памире подтвердили другие исследователи (Сваричевская, 1958; Костенко, 1964; и др.). Наряду с изучением новейших поднятий О.К.Чедия (1957а) занимался анализом молассовых образований, что позволило ему наметить области сноса и пути переноса обломочного материала в отдельные эпохи новейшего развития Памира.

К этому же периоду относятся работы по геоморфологии и новейшим движениям Р.И.Селиванова (1957, 1958), в которых приводятся данные об

амплитудах послеледниковых поднятий Западного Памира. Выходят статьи о формировании Заалайского хребта (Гвоздецкий, 1957; Ранцман, 1958) и Алайской впадины (Рейснер, 1958).

В 1958 г. была опубликована работа М.В.Гзовского, В.Н.Крестникова, И.Л.Нерсесова и Г.И.Рейснера "Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР". В первой статье этой работы, посвященной тектонике, авторы детально проанализировали альпийские тектонические движения района, дали подробную характеристику современной структуры и механизма ее формирования. Большой фактический материал позволил им сделать интересные выводы о развитии Предпамирского прогиба в плейстоценовое время. В частности, они выделили для этой территории два этапа усиления тектонических движений, охватывающих конец неогена — начало плейстоцена и средний плейстоцен.

Существенным вкладом в развитие методов изучения новейших тектонических движений явилась разработка понятия градиента скорости вертикальных тектонических движений (Гзовский и др., 1959; Рейснер, 1960). Анализ значений градиентов и их распределения в пространстве до последнего времени остается одним из основных методов количественной оценки контрастности новейших тектонических движений горных областей.

Важным стимулом для дальнейшего развития представлений о новейшей истории Памира послужило составление Карты новейших тектонических движений Средней Азии (Гзовский, Крестников, Леонов, Резанов, Рейснер, 1960) и Карты новейшей тектоники СССР (Николаев, Шульц, 1961). Построение подобных карт стало возможным лишь после разработки Д.П.Резвым (1953) и В.Н.Крестниковым (1954) методики количественной оценки новейших тектонических движений горных областей.

В 1960 г. вышла монография И.Е.Губина "Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана". В первой части этой работы, посвященной анализу геологических структурных элементов Таджикистана, автор рассматривает историю развития Памира в неоген-плейстоцене. И.Е.Губин пришел к выводу, что в новейшее время Памир испытал восходящие движения с наибольшими скоростями в плейстоцене. Кратко характеризуя новейшие тектонические движения выделяемой им Язгулем-Ташкурганской зоны, он отметил, что в пределах этой территории в настоящее время происходят значительные дифференцированные движения.

Б.А.Петрушевский (1961) объяснил интенсивное воздымание Памира и Гиндукуша существованием меридиональной глубинной Индо-Памирской тектонической зоны, заложившейся в докембрии. Это предположение в дальнейшем было поддержано О.К.Чедия (1964), который рассмотрел Индо-Памирскую зону на новейшем этапе развития как колоссальное поперечное поднятие.

Представляет интерес работа Н.Н.Леонова (1961), посвященная изучению Памиро-Алайской тектонической зоны. Автор с помощью геоморфологических методов установил, что характерной чертой новейших движений Памиро-Алая являются вертикальные смещения глыб по разрывам. Вся территория в новейшее время испытала активизацию, господствующими движениями которой были сводово-глыбовые.

Несколько позднее была опубликована монография В.Н.Крестникова (1962), посвященная анализу истории тектонического развития Памира и сопредельных частей Азии. В основу работы положены результаты изучения колебательных движений земной коры. Для иллюстрации характера движений и их последовательности В.Н.Крестников составил схемы фаций и мощностей осадков по различным отделам палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Он отметил резкое усиление восходящих тектонических движений в конце неогена — начале плейстоцена. Эти движения привели к созданию рельефа высокогорной страны. Современную направленность тектонических движений он показал на основе анализа сейсмичности территории (Крестников, 1962).

В 1962 г. вышел сборник статей "Новейший этап геологического развития территории Таджикистана" под редакцией О.К.Чедия. В сборнике подведены

итоги многолетних исследований новейших тектонических движений большим коллективом геологов, геоморфологов и археологов (В.А.Васильев, Н.П.Костенко, В.В.Лоскутов, М.М.Пахомов, В.А.Ранов, А.К.Трофимов, О.К.Чедия и др.). В статье об особенностях новейшего развития структурных форм Таджикистана О.К.Чедия и А.К.Трофимов отметили, что новейшие структурные формы Памира создавались на протяжении всего новейшего периода. Авторы выделили два этапа интенсификации тектонических движений, приходящиеся на плиоцен и средний плейстоцен. Суммарные амплитуды новейших тектонических складчатоглыбовых движений Памира, по их мнению, достигают 6–7 км. Движения продолжаются и в настоящее время, о чем свидетельствует сейсмическая активность территории (Чедия, Трофимов, 1962).

Дальнейшее изучение новейшей истории развития Памира шло по пути, намечившемуся в 50-х – начале 60-х годов. Широко разрабатывались методы геолого-геоморфологических исследований, привлекались геофизические данные. Из наиболее интересных работ этого периода следует отметить статьи и монографии по геоморфологии и стратиграфии неоген-плейстоценовых отложений Памира В.А.Васильева (1963, 1965, 1966), В.П.Лозиева, С.С.Лима (1962), В.В. Лоскутова (1964), М.М. Пахомова (1964–1967), З.А.Сваричевской (1965); по палеогеографии и новейшей истории развития Памира О.Е.Агаханянца (1965а, б, 1966; Агаханяц и др., 1964), И.В.Архипова (1964), В.А.Бельского (1968, 1969), И.П. Герасимова (1964), С.А. Захарова (1967), Н.П. Костенко (1963, 1964, 1966а, б), Н.П. Костенко и М.Ф.Ивановой (1969), Ю.Г.Леонова (1967), В.В.Лоскутова (1969), А.А.Никонова, М.М.Пахомова (1966), Г.И.Рейснера (1963), О.П.Сапова (1964, 1968, 1969), Л.Ф.Сидорова (1964, 1965), Л.Ф.Сидорова и О.П.Сапова (1965), А.К. Трофимова (1967, 1968а, 1969), О.К.Чедия (1963, 1964), О.К.Чедия и В.В.Лоскутова (1965) и др.

В 1968 г. вышел в свет "Атлас Таджикской ССР", в составлении которого принимал участие и коллектив геоморфологов под руководством О.К.Чедия. В этом атласе имеются карты неотектоники (О.К.Чедия, А.К.Трофимов), четвертичных отложений (В.А.Васильев), геоморфологии (В.В.Лоскутов) и схемы палеогеографии (А.К.Трофимов). Карта сопровождается объяснительными записками.

На карте неотектоники О.К.Чедия и А.К.Трофимова отражены новейшие движения, основной характеристикой которых является их направленность. В пределах Таджикистана выделены области устойчивых поднятий, развивающиеся на протяжении всего новейшего этапа, и области преимущественных прогибов. Памир, отнесенный авторами к области устойчивого поднятия, разделен на четыре зоны: Северопамирскую, Центральнопамирскую, Юго-Западнопамирскую и Юго-Восточнопамирскую. Для всех зон даны амплитуды новейших поднятий, составляющие в среднем 4000–7000 м.

В 1971–1972 гг. была опубликована монография О.К.Чедия "Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования", обобщающая результаты многолетнего изучения этапа тектонического развития Таджикистана и сопредельных территорий. В первой книге этой работы подробно рассмотрена методика комплексного изучения геологии неогеновых и плейстоценовых отложений, характеризуются условия их накопления, даны основные особенности геоморфологического строения исследуемой территории (Чедия, 1971). Во второй книге монографии автор останавливается на особенностях проявления новейших тектонических движений и описывает структурные элементы, сформированные за неоген-плейстоценовое время. Большое внимание уделяется истории геологического развития территории и закономерностям формирования рельефа. Значительная часть монографии посвящена Памиру.

Весьма интенсивно продолжается изучение новейшей истории развития Памира и в последние годы. Об этом свидетельствует количество опубликованных работ, посвященных данной проблеме. Среди них работы И.В.Архипова и А.А.Никонова (1974), В.А. Бельского (1971), Н.П. Костенко (1972), В.В.Лоскутова и др. (1971), А.А.Никонова и др. (Никонов, 1970, 1971, 1972б;

Никонова, Пахомов, 1972; Никонов, Пеньков, 1973; Никонов и др., 1973, 1974), М.М.Пахомова (1971), Л.Ф.Сидорова (1972), Э.С.Чернера и В.И.Буданова (1974).

Подводя итог рассмотрению работ по геоморфологии и неотектонике Памира, можно констатировать, что благодаря исследованиям указанных и многих других ученых к началу 70-х годов сложились основные представления о новейшей истории геологического развития этого региона. Было установлено, что в неоген-плейстоценовое время Памир испытал интенсивное сложно дифференцированное поднятие, создавшее рельеф и современный структурный план высокогорной страны. Выделено два этапа интенсивности новейших тектонических движений, приходящиеся на конец неогена и средний плейстоцен. Суммарные амплитуды поднятий за неоген-плейстоценовое время определены в 4-7 км. Характерные особенности новейших тектонических движений Памира нашли отображение на картах неотектоники.

Вместе с тем исторический обзор показал, что тектонические движения Памира за плейстоцен и голоцен изучены все еще весьма слабо. Следует отметить, что сведениями об особенностях геологического развития территории за эти отрезки времени интересуются сейчас многие отрасли науки. Особенно остро потребность в таких данных ощущается в сейсмотектонике в связи с поисками геологических критериев сейсмической опасности. И это вполне естественно. Землетрясения и тектонические движения земной коры являются, как известно, результатом деятельности глубинных процессов. Следовательно, между ними существует определенная связь, обнаружить которую легче, по-видимому, при изучении тех движений земной коры, которые по времени своего проявления наиболее близки к современности.

Переход к более глубокому изучению плейстоценовых и голоценовых тектонических движений для целей сейсмотектоники вполне закономерен и обусловлен качественным скачком в понимании связей между геологическими и сейсмическими явлениями.

Формирование представлений о связи геологических и сейсмических явлений

Первые научно обоснованные высказывания о связи сейсмических явлений с геологическими структурными формами были сделаны в конце XIX в. И.В.Мушкетовым (1890, 1891). Опубликованные им сейсмостатистические карты положили начало картографическому изображению распространения землетрясений (Мушкетов, Орлов, 1893). И хотя элемент прогноза на этих картах отсутствует, а геологические данные не использованы, именно они явились основой первых карт сейсмического районирования, изданных в 30-х г. (Ботвинкин, 1933; Горшков, 1933; Мушкетов, 1933). При построении этих карт была сделана попытка сейсмрайонирования на основе генетического анализа сейсмичности и выявления геотектонических предпосылок возникновения землетрясений.

К числу первых относится карта сейсмрайонирования Д.И.Мушкетова (1933). Изучая последствия катастрофических землетрясений Таджикистана, он выделил в его пределах Каратагский, Файзабадский, Кулябский, Иркештамский и Сарезский сейсмоопасные районы. Вместе с ними на карту он нанес линии простираний складчатых систем и тектонические депрессии.

Элементы обобщения, введенные в сейсмостатистические карты Д.И.Мушкетовым, получили дальнейшее развитие в работах Г.П.Горшкова, под руководством и при активном участии которого проводилась огромная работа по изучению сейсмичности. В 1933 и 1935 гг. вышли его статьи о сейсмичности Таджикистана, в которых он большое внимание уделил связи землетрясений с тектоникой. Анализируя материалы по Файзабадскому землетрясению, Г.П.Горшков (1935) пришел к выводу о связи последнего с тектоническими нарушениями в меловых и третичных породах. Наряду с этим Г.П.Горшков изучал сейсмич-

ческие условия Таджикистана, выделив на его территории две группы землетрясений: в Таджикской депрессии и в центральных частях Гиссарского и Зеравшанского хребтов и их юго-западных отрогах.

Позднее Г.П.Горшков (1947, 1948, 1949) выделил на территории СССР разрывные нарушения, вдоль которых в момент сейсмического толчка происходят смещения, и сделал заключение о связи землетрясений непосредственно с ними. При этом основным источником землетрясений он считал тектонические движения. Занимаясь длительное время сейсмичностью различных регионов, Г.П.Горшков пришел к выводу, что тектонические напряжения накапливаются в земной коре медленно, равномерно, постепенно и разряжаются в виде землетрясений лишь тогда, когда превышают предел прочности вмещающих пород. Этот вывод был прямо противоположен точке зрения английского сейсмолога Р.Д.Олдхема, который в 1922 г. высказал мысль о быстром и, может быть, даже мгновенном накоплении тектонических напряжений в земной коре и таком же мгновенном их разряжении в виде землетрясений (Горшков, 1949). Вывод Г.П.Горшкова нашел подтверждение в работах Б.Гутенберга и Ч.Рихтера (1948).

В 1949 г. Г.П.Горшков выдвинул идею комплексного изучения предвестников землетрясений и наметил пути дальнейшего развития сейсмологии. Идеи, излагаемые в работах Г.П.Горшкова, получили название общего сейсмогеологического метода сейсморайонирования. В основе этого метода лежит принцип совместного использования сейсмостатических и геологических данных. Однако недостаточность геологических данных и неразработанность методических приемов подобных исследований привели к критике общего сейсмогеологического метода. Основные его недостатки заключались в том, что составление карт сейсмического районирования проводилось в значительной мере на основании сейсмостатических данных. Геологическое же строение регионов использовалось в общей форме, без выяснения причинных связей между сейсмичностью и особенностями геологической обстановки.

В конце 40-х годов широкое распространение получила идея о приуроченности большинства землетрясений к видимым на поверхности Земли или устанавливаемым неглубоко от нее зонам разломов. Впервые и наиболее четко этот вывод был сформулирован Н.П.Васильковским и М.П.Репниковым (1940) на основании изучения ими строения и истории геологического развития Ташкентского района. Несколько позднее он нашел подтверждение в работе К.Н.Паффенгольца (1946), в которой было отмечено о совпадении очагов наиболее сильных землетрясений Малого Кавказа с крупными разрывами — границами геотектонических комплексов.

Дальнейшее развитие идеи о прямой связи землетрясений с разломами получили в работах И.Е.Губина (1947, 1949). Изучая последствия сильных и катастрофических землетрясений Таджикистана, он выделил тектонические сейсмогенные зоны, в пределах которых особенно часто возникают подземные толчки. Землетрясения этого региона этот автор подразделил на два типа: гиссарский и привахшский. Землетрясения гиссарского типа с глубиной очагов до 20–30 км, по мнению И.Е.Губина, вызываются вертикальными движениями по разрывам крупных блоков земной коры. Для этих землетрясений характерны крупные площади распространения. Землетрясения привахшского типа имеют малые глубины очагов (до 3–6 км), относительно большую силу и небольшие площади распространения. Они связаны с дифференцированными движениями по разрывам — надвигам небольших складок.

В 1950 г. Е.А.Розова опубликовала карту эпицентров землетрясений Средней Азии (1929 – 1948 гг.), явившуюся первой работой по обобщению сейсмического материала этой территории. Отсутствие закономерностей в распределении эпицентров и связи их с разрывными нарушениями и другими структурными элементами земной коры позволили автору сделать вывод о том, что землетрясения вызываются какими-то процессами, происходящими внутри Земли, а не дифференцированными движениями геологических структур (Розова, 1950).

Совершенно противоположную точку зрения в это же время высказал И.Е.Губин, который установил приуроченность эпицентров землетрясений Таджикистана к разрывам, активным в плейстоценовое время. При этом автор отметил, что землетрясения большей силы приурочены к разрывам с большими амплитудами перемещений их крыльев. Этот вывод явился основой предложенного И.Е.Губиным (1950) сейсмотектонического метода сейсморайонирования.

Две карты эпицентров землетрясений, зарегистрированных в Средней Азии в 1950 - 1953 гг., опубликовала в 1954 г. Н.А.Введенская. На полную карту эпицентров она нанесла все эпицентры, определенные с различной степенью точности. Карта точных эпицентров содержит только те эпицентры, ошибка в определении местоположений которых не превышает ± 20 км. Сопоставляя карты эпицентров с тектонической картой, Н.А.Введенская (1954) установила, что большая часть эпицентров связана с зонами, разграничивающими поднятия и опускания.

В 1960 г. вышла статья В.И.Бунэ и В.М.Реймана, в которой показана приуроченность наиболее активных эпицентральных зон землетрясений Таджикистана к местам сближения и приращения разрывов в плане. Такие места авторы назвали дизъюнктивными узлами. В этой работе они попытались избежать основного недостатка сейсмотектонического метода И.Е.Губина, учитывая при сопоставлении сейсмичности с геологией поведение плоскостей разрывов на глубине (Бунэ, Рейман, 1960). Связь землетрясений Таджикской депрессии с видимыми на земной поверхности разрывами отметил в 1964 г. С.А.Захаров.

Несколько иной подход к проблеме понимания связей сейсмических и геологических явлений виден в работах Б.А.Петрушевского (1955 б, в, 1957, 1960, 1964, 1968). Большинство исследователей к этому времени уже понимало роль фактора истории геологического развития и необходимость учета его при сейсмогеологических построениях. Однако наиболее полное и всестороннее освещение этот вопрос получил в работах Б.А.Петрушевского, который считал, что "... при подходе к оценке сейсмичности необходимо основываться на сочетании данных сейсмостатистики с данными по истории развития и тектоническому устройству крупных структур изучаемого района" (Петрушевский, 1968, стр.63). По его мнению, для получения удовлетворительных результатов сейсморайонирования нужно анализировать историю геологического развития региона за достаточно длительное время. "Без знания предыдущей истории часто невозможно судить ни о причинах и закономерностях происходящей структурной перестройки, следствием которой является возникновение многих землетрясений, ни о значении унаследованности тектонического развития, от чего в свою очередь обычно существенно зависит степень сейсмичности" (Петрушевский, 1968, стр.64). Автор считает, что большое внимание следует уделять неоген-плейстоценовому этапу геологической истории, хотя ограничивать проведение геологического анализа только новейшей эпохой нельзя. Такой подход к сейсморайонированию Б.А.Петрушевский назвал сейсмоструктурным. Основным приемом исследования сейсмичности при этом подходе, по его мнению, должен служить историко-структурный анализ.

Разработка Б.А.Петрушевским основ историко-структурного анализа значительно расширила круг геологических критериев, привлекаемых для выявления причин возникновения землетрясений. Использование сейсмоструктурного подхода позволило сотрудникам отдела геодинамики Института физики Земли АН СССР провести сейсмогеологическое изучение ряда областей СССР, резко различающихся как историей геологического развития, так и характером сейсмической деятельности (Кавказ, Туркмения, Тянь-Шань, Памир). Итогом этих исследований явилась разработка геологического основания нормативной карты сейсмического районирования территории СССР (Нормы и правила . . . , 1957). Результаты работ были отражены в ряде статей и монографий, опубликованных В.В.Белоусовым (1954), В.В.Белоусовым и М.В.Гзовским (1954), М.В.Гзовским (1954, 1957, 1963; Гзовский и др., 1958), А.В.Горячевым (1959), И.В.Кирилловой (1957; Кириллова и др., 1960), В.Н.Крестниковым

(1952, 1954, 1957), Б.А.Петрушевским и др. (1954), В.В.Растворовой (1961), И.А.Резановым (1959), Е.М.Рудичем (1960), В.В.Эзом (1964) и др.

В процессе исследований выявились ограничения возможностей использования историко-структурного анализа для целей сейсмогеологии. Они заключались в отсутствии для многих районов страны детальных стратиграфических основ неоген-плейстоценовых отложений. Это задерживало разработку количественных методов изучения новейших тектонических движений и обусловило качественный подход в оценке последних, что, конечно, затрудняло сейсмическое районирование.

1808

Существенный вклад в развитие геологических методов сейсмрайонирования представляли собой работы М.В.Гзовского, В.Н.Крестникова, И.Л.Нерсесова, Г.И.Рейснера (1958, 1960), В.Н.Крестникова (1954, 1957; Крестников и др., 1968). Предложенные ими "Новые принципы сейсмического районирования" и "Методы детального изучения сейсмичности" положили начало количественному сопоставлению сейсмических и геологических данных. В своих работах они установили, что эпицентры землетрясений приурочены преимущественно к границам крупных элементов земной коры, являющимся, как правило, местами развития тектонических разрывов. Однако этот вывод объяснял далеко не все особенности сейсмического проявления. Поэтому авторы сделали попытку сопоставить сейсмичность со средней величиной градиента скорости новейших и плейстоценовых тектонических движений. Было выяснено, что участки с повышенной сейсмичностью совпадают с полосами, в пределах которых градиенты также повышены. С увеличением среднего градиента сейсмическая активность растет (Гзовский и др., 1958). Согласно этому и повторяемость землетрясений, и средняя величина градиента скорости вертикальных тектонических движений предполагаются зависящими от интенсивности касательных напряжений в земной коре (Гзовский, 1957). Авторы отметили ряд факторов, существенно влияющих на количественные соотношения между сейсмичностью и средней величиной градиента скорости: историю развития тектонических движений, механические свойства горных пород в области очагов землетрясений, типы современной деформации земной коры, активность разрывных нарушений. В этом проявилось их стремление подойти к решению вопросов сейсмрайонирования с историко-геологических позиций на основе количественной оценки тектонических движений, близких по времени проявления к современности: новейших, плейстоценовых, голоценовых.

В последние годы широкое распространение получил палеосейсмогеологический метод сейсмрайонирования, разработанный Н.А.Флоренсовым (1960а,б; Флоренсов и др., 1960; Солоненко и др., 1960; Солоненко, 1962, 1963, 1970; Хромовских, 1963, 1965). Основываясь на принципе актуализма, Н.А.Флоренсов предложил геолого-геоморфологическими методами искать палеосейсмодислокации, являющиеся следами землетрясений исторического и доисторического прошлого. При этом он относил сейсмодислокации к одним из наиболее надежных геологических критериев сейсмического районирования. Несомненно, что сейсмодислокации являются критерием сейсмичности, однако палеосейсмогеологический метод может дать положительные результаты лишь в комплексе с другими сейсмогеологическими методами или методическими приемами. При этом к решению задач сейсмрайонирования необходимо подходить с историко-геологических позиций.

С этой точки зрения весьма интересно остановиться на работах П.Н.Николаева (1968, 1969а,б), суть которых заключается в следующем.

В настоящее время существует представление, что возникновение тектонических разрывов и землетрясений связано с действием статического поля тектонических напряжений. Разрыв земной коры возникает в тот момент, когда действующие напряжения достигают предела прочности горных пород. Однако в земной коре и верхней мантии действует гораздо более сложное поле тектонических напряжений, слагающееся из различных по масштабу, характеру и времени проявления статистических полей. Последние обусловлены различными тектоническими процессами и как бы наложенным на них динамическим полем напряжений.

Вместе с тем известно, что любые деформации, протекающие в условиях динамического поля напряжений, носят усталостный характер и возникают при напряжениях, значительно меньших, чем предел прочности исследуемого материала. В связи с этим механизм образования землетрясений также должен носить усталостный характер. Решающую роль в распределении мест локализации разрывов и землетрясений при подобном механизме приобретают различные неоднородности горных пород. Следовательно, основным фактором для определения мест возникновения землетрясений должно быть, по мнению П.Н. Николаева, выявление неоднородностей в толще земной коры, которые формируются на протяжении всей истории ее геологического развития. Таким образом, для понимания закономерностей связи геологических и сейсмических явлений и для обоснованного сейсмического районирования необходимо анализировать историю развития земной коры от древнейших эпох до современности включительно.

Обобщение результатов многолетних исследований по сейсморайонированию и сопоставлению геологических и сейсмических явлений было проведено в работе "Сейсмическое районирование СССР", изданной в 1968 г. под редакцией С.В.Медведева. В "Методических основах обзорного сейсмического районирования" этой работы В.И.Бунэ, Н.А.Введенская и М.В.Гзовский поместили схему сейсморайонирования Средней Азии, построенную на основе многократного сопоставления сейсмических и геологических явлений. Оценка сейсмической опасности территории проводилась авторами по комплексу критериев, опирающихся на четыре группы тектонических данных: историю деформации земной коры; механизм современной деформации коры; скорость деформации — величину градиента скорости новейших тектонических движений; параметры зон однородной деформации коры.

Направление последующих исследований по установлению связи геологических и сейсмических явлений определялось принципами, изложенными в "Программе работ по поискам предвестников землетрясений" (1971). В разделе о геологических критериях сейсмичности этой программы отмечено, что сейсмогеологические исследования должны быть направлены: а) на выявление закономерностей формирования структурных комплексов на протяжении всей истории их развития от древнейших эпох до современности; б) установление явлений перестройки структурных планов сейсмоактивных регионов и причин, обусловивших ее; в) количественную оценку новейших, особенно плейстоценовых и голоценовых тектонических движений.

Из работ, появившихся в последние годы и рассматривающих связь геологических и сейсмических явлений, следует отметить статьи Г.П.Горшкова (1967), Ю.А.Мещерякова (1968), М.В.Гзовского и А.А. Никонова (1968, 1969), И.В.Ананьина и др. (1969), В.И.Бунэ и др. (1971), И.Е.Губина (1971, 1974), Е.В.Каруса и И.А.Резанова (1971), Г.И.Рейснера (1971), Н.В.Чигарева (1971), Ш.Арсланбекова (1972), М.Е.Артемьева и др. (1972), И.М.Гельфанда и др. (1972), И.В.Кирилловой и Г.И.Рейснера (1972), В.П.Солоненко (1972, 1973), В.С.Хромовских и др. (1972), А.Г.Прозорова и Е.Я.Ранцман (1972), Т.П.Белюсова (1973), В.А.Борисова и Г.И.Рейснера (1973), И.М.Гельфанда и др. (1973), Г.Л.Голинского и Т.Н.Городковой (1973), В.И.Кнауфа (1973) и С.А.Несмеянова (1974).

**ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ПАМИРА
В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ**

Глава 3

**СТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ**

Плейстоценовые отложения Памира представлены исключительно континентальными образованиями. Генетические разновидности и условия залегания их обусловлены особенностями тектонического развития горной страны и существенными изменениями климата на протяжении плейстоценового времени.

Формирование плейстоценовых осадков Памира происходило в условиях вертикальной климатической зональности на фоне интенсивных восходящих движений. Воздымание территории в итоге привело к расширению областей денудации и сокращению сопряженных с ними областей осадконакопления. Этот процесс способствовал смещению климатических зон и обусловил формирование генетически разнообразных терригенных толщ (Васильев, 1962).

Территория Памира по орографическим особенностям делится на Западнопамирскую глубоко расчлененную горную страну и Восточнопамирское высоко поднятое нагорье (Чедия, 1971). Тесная связь осадконакопления с рельефом способствовала возникновению различий в условиях формирования и залегания плейстоценовых отложений этих территорий. Так, на Западном Памире плейстоценовые образования локализируются в виде узких лент по долинам рек и приурочены к нижним, средним и верхним частям склонов долин. Более древние отложения располагаются гипсометрически выше молодых. В пределах Восточного Памира плейстоценовые отложения наиболее широко распространены во впадинах, где древние осадки перекрыты молодыми.

Различия в условиях распространения плейстоценовых образований Памира вызвали различные методические подходы к расчленению плейстоценовой толщи. Так, на Восточном Памире, в условиях слабого расчленения рельефа и хорошо сохранившихся следов древних оледенений, основной упор в стратификации плейстоценовых образований делается на палеоклиматические построения. Напротив, в пределах Западного Памира, где формирование плейстоценовых толщ тесно увязывается с тектоническими движениями, широко используются различные геоморфологические методы. Каждому этапу усиления восходящих тектонических движений здесь соответствуют определенный эрозионный врез и коррелятные ему отложения. Стратиграфическое расчленение плейстоценовых образований Таджикской депрессии базируется на геоморфологической, литолого-фациальной и био-стратиграфической основе, подкрепляясь абсолютными датировками.

Как видно из этих сведений, наиболее надежно обоснован возраст плейстоценовых отложений Таджикской депрессии. К сожалению, про плейстоценовую толщу Памира этого сказать нельзя. Последнее обусловлено отсутствием достаточных палинологических и палеонтологических данных, что затрудняет сопоставление плейстоценовых осадков различных районов Памира между собой и корреляцию их с одновозрастными образованиями Таджикской депрессии. К сказанному следует добавить, что использование для этой цели геоморфологических методов

на Западном Памире в условиях резкого расчленения рельефа и плохой сохранности аллювиальных образований не всегда возможно. Все это в комплексе обусловило появление целого ряда местных стратиграфических схем, датировка одно-возрастных отложений в которых зачастую трактовалась по-разному.

В 1961 г. на Межведомственном совещании по изучению четвертичного периода Средней Азии и Казахстана была принята Рабочая региональная стратиграфическая схема (Костенко и др., 1962). Разработке схемы способствовало появление к началу 60-х годов значительного количества работ, всесторонне освещающих вопросы стратиграфии плейстоценовых и голоценовых отложений Таджикистана (Бабков, Кухмазов, 1950; Бархатов, 1957; Костенко, 1958; Костенко и др., 1961; Крылков, Ранов, 1959, 1960; Пахомов, 1961; Ранов, 1959 а, б, в, 1961; Трофимов, 1953; Чедия, 1957а; Чедия, Васильев, 1960; и др.). Несмотря на то, что предлагаемая схема была слабо обоснована фаунистически, она явилась серьезным шагом вперед в изучении плейстоценовой и голоценовой истории тектонического развития Средней Азии и Казахстана. Часть этой схемы, посвященная стратиграфическому подразделению четвертичных отложений Памира и Таджикской депрессии, приведена в табл. 1.

Наряду с Рабочей схемой стратиграфии для плейстоценовых и голоценовых отложений Памира В.А.Васильевым, В.В.Лоскутовым, А.К.Трофимовым и О.К.Чедия были разработаны местные стратиграфические схемы (Васильев, 1962). В основании плейстоценовых образований, по этой схеме, залегает переходная бахмалджилгинская толща ($N_2^2 - Q_1^1$). Плейстоценовая толща подразделена в них на три регионально выдержанных возрастных комплекса.

На Западном Памире это кокбайский (Q_1^{2-3}), бартангский (Q_2) и бадахшанский (Q_3) комплексы; на Восточном - восточнопамирский (Q_1^{2-3}), мургабский (Q_2), аличурский (Q_3). Голоценовые отложения отнесены к амударьинскому комплексу (Q_4).

Местные стратиграфические схемы отложений Памира были сопоставлены О.К.Чедия и В.В.Лоскутовым (1965) с местными схемами сопредельных территорий (Таджикская депрессия, Западный Тянь-Шань, Туркмения, Каспийская область) и объединены в Сводную стратиграфическую схему верхнекайнозойских континентальных отложений. В схему наряду с данными об отложениях были включены сведения об их приуроченности к тем или иным элементам рельефа и о режимах ледников. Часть сводной стратиграфической схемы приведена в табл. 2.

Бахмалджилгинский комплекс отложений отнесен в этой схеме к первой половине раннего плейстоцена и коррелируется с образованиями кулябского комплекса Таджикской депрессии. Однообразные комплексы четвертичных отложений Западного и Восточного Памира на основании аналогичности стратиграфического положения объединены между собой и получили названия восточнопамирского (Q_1^{2-3}), мургабского (Q_2), аличурского (Q_3) и амударьинского (Q_4).

Рассмотрение схем стратиграфии плейстоценовых отложений Памира показывает, насколько ненадежно и в значительной мере условно их стратиграфическое обоснование. До настоящего времени все еще нет единого мнения о возрастном положении бахмалджилгинского комплекса и отнесении его либо к позднему плиоцену, либо к началу раннего плейстоцена, либо к позднему плиоцену - раннему плейстоцену. В данной работе за основу расчленения плейстоценовых отложений Памира принята Рабочая региональная стратиграфическая схема (см. табл. 1). Наряду с этим были учтены точки зрения и выводы В.А.Васильева, В.В.Лоскутова, А.А.Никонова, М.М.Пахомова, А.К.Трофимова и О.К.Чедия.

Бахмалджилгинский комплекс ($N_2^3 - Q_1^1$) лежит в основании плейстоценовой толщи Памира и объединяет нерасчлененные плиоцен-нижнеплейстоценовые отложения. Они представлены аллювиальными, аллювиально-пролювиальными и

Таблица 1
Рабочая региональная стратиграфическая схема

Система	Отдел	Таджикская депрессия	Западный Памир	Восточный Памир
Четвертичная	Современный Q ₄	Амударьинский комплекс (аллювиальные, пролювиальные и эоловые отложения). Морены современного оледенения. Бронза, неолит		
	Верхнечетвертичный Q ₃	Душанбинский комплекс (аллювиально-пролювиальные отложения, морены). Верхний палеолит (Кызылкала)	Бадахшанский комплекс (аллювиально-пролювиальные отложения, солифлюкционные "морены")	Аличурский комплекс (аллювиальные отложения, солифлюкционные "морены")
	Среднечетвертичный Q ₂	Илякский комплекс (аллювиально-пролювиальные отложения, морены). Мустье (Карабура). <i>Equus caballus</i>	Бартангский комплекс (аллювиально-пролювиальные отложения, гравитационные "морены")	Мургабский комплекс (аллювиально-пролювиальные и озерные отложения, морены). <i>Myriophyllum boaicum</i> Corn.
Неогеновая	Нижнечетвертичный Q ₁	Кулябский комплекс (аллювиально-пролювиальные и озерные отложения, морены). <i>Equus (Asinus)</i>	Восточнопамирский комплекс (аллювиально-пролювиальные отложения, морены) Бахмалджилгинский комплекс (аллювиально-пролювиальные и озерные отложения)	
	Верхний плиоцен N ₃ N ₂	Полизакская свита		

Таблица 2

Сводная стратиграфическая схема верхнекайнозойских континентальных отложений

Система	Отдел	Таджикская депрессия		Гиссаро-Алай, Дарваз, Западный Памир		Восточный Памир			
		по Н.П.Костенко, В.А.Васильеву, В.В.Лоскутову, А.К.Трофимову, О.К.Чедия		по В.В.Лоскутову, А.К.Трофимову, О.К.Чедия					
		Комплекс	Отложения, археологические памятники	Режим ледников	Отложения	Комплекс	Режим ледников	Отложения, остатки флоры, археологические памятники	
Четвертичная (антропогенная)	Современный Q ₄	Амударьинский	Низкая и высокая поймы. I надпойменная терраса. Бронза. Неолит	Осцилляции современных ледников - "хырсаринская фаза" Р.Д.Забирова	Пойменные террасы, морены и синхронные им отложения другого генезиса	Амударьинский	Послеледниковье	Аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и другие отложения. Неолит, современная фауна, ксерофитная флора	
	Верхне-четвертичный Q ₃	Душанбинский	Отложения II, III, IV надпойменных террас и синхронных им образований другого генезиса. Верхний палеолит (Кызылкала)	Увеличение ледников Эрозионный врез глубиной 100-350 м	Моренные отложения скульптурно-аккумулятивных террас, выполняющие днища современных переуглубленных долин	Аличурский		Аллювиально-пролювиальные отложения с остатками ксерофитной флоры	
	Среднечетвертичный Q ₂	Илякский	Отложения V аккумулятивной, а по периферии впадин цокольной террасы. Мустье (Карабура)	Второе долинное оледенение	Морена и синхронные ей отложения другого генезиса	Мургабский		Второе долинное оледенение	Морена и синхронные ей флювиогляциальные и аллювиально-пролювиальные отложения
	Нижнечетвертичный Q ₁	Кулябский	Отложения VI и VII скульптурно-аккумулятивных и цокольных террас и синхронные им образования другого генезиса Слоистые "каменные" лёссы, галечники VIII и IX цокольных террас. Шелль (Кызылкала) Кулябская свита, конгломераты, песчаники, гипсы, глины	Межледниковый эрозионный врез глубиной до 2 км Первое долинное оледенение Межледниковый эрозионный врез	Аллювиальные отложения VI и VII цокольных террас и синхронные им образования другого генезиса Аллювиально-озерные и аллювиальные отложения высоких цокольных террас	Восточно-памирский Бахмал-джилгинский		Первое полупокровное оледенение Межледниковье	Отложения высоких флювиогляциальных галечниковых террас Песчано-глинистые и гравийные отложения

озерными осадками, формировавшимися практически во всех впадинах и речных долинах региона. Наиболее интенсивно они накапливались в ряде межгорных впадин, выраженных в рельефе Восточного Памира: Маркансуйской, Каракульской, Рангкульской, Аильзутекской, Аличурской, Гунтской, Кокбайской, Кошагыльской, Мургаб-Карасуйской, Салангурской и Зоркульской.

Фациальный состав и строение бахмалджилгинских отложений, развитых в зонах аккумуляции, существенно различны. Так, по периферии Кошагыльской, Салангурской и Кокбайской, а также в пределах Маркансуйской, Гунтской и некоторых других впадин широко развиты грубые конгломераты. Центральные части Кошагыльской, Салангурской и Кокбайской впадин сложены монотонными плотными тонко- и грубослоистыми озерными глинами (Васильев, 1965, 1966). Характер отложений свидетельствует о том, что физико-географические условия в период их формирования были различными. Мелкозернистые образования накапливались, по-видимому, в центральных частях бессточных озерных бассейнов, которые были окружены относительно невысокими плоскими горами. С последних происходил снос обломочного материала, наиболее грубые разности которого отлагались по периферии впадин. Часть терригенного материала выносилась и за пределы котловин. Пути выноса служили широкие плоскодонные речные долины, протягивающиеся в основном с востока на запад. Нередко эти долины имели крупные расширения, в которых накапливались гравелиты и конгломераты (Васильев, 1965).

Возрастное положение бахмалджилгинских отложений до настоящего времени все еще неопределенно. Отсутствие палеонтологических данных и крайне скудные материалы по спорово-пыльцевым комплексам не позволяют решить этот вопрос однозначно.

Нижняя возрастная граница бахмалджилгинских отложений точно не установлена, но она, безусловно, принадлежит плиоцену, на что указывает наличие резких угловых несогласий между нижними горизонтами этих отложений и подстилающими их палеоген-миоценовыми осадками. Последние обладают ярко выраженной красноцветной окраской, отличающей их от бурых и серых бахмалджилгинских отложений (Васильев, 1962; Лоскутов, 1964).

Бахмалджилгинские осадки с угловым несогласием перекрыты моренами древнейшего оледенения, предположительно относимыми ко второй половине раннего плейстоцена (Трофимов, 1968б), и отложениями, одновозрастными с этими моренами. Отложения второй половины раннего плейстоцена по сравнению с бахмалджилгинскими обладают более спокойным, ненарушенным залеганием или слабой дислоцированностью.

Таким образом, предполагается, что бахмалджилгинские отложения занимают промежуточное положение между образованиями миоцена и второй половины раннего плейстоцена. Вместе с тем такое стратиграфическое положение толщи признается исследователями далеко не безоговорочно. Последнее в значительной мере обусловлено тем, что возраст кулябского комплекса Таджикской депрессии, с отложениями которого чаще всего коррелируется бахмалджилгинский комплекс, до последнего времени также не имел точной датировки.

Кулябские отложения впервые были выделены А.Р.Бурачеком (1934) и Б.А.Борнеманом (1935), позднее они изучались О.К.Чедия (1957а) и Б.П.Бархатовым (1957). Последний все аналоги кулябских отложений предложил объединить под названием кулябской свиты. Возраст отложений этой свиты в первоначальный период обосновывался исключительно по геоморфологическим и литологическим признакам. Лишь позднее кулябские отложения были охарактеризованы фаунистическими данными (Бабаев, 1962; Лозиев, Лим, 1962; Лоскутов и др., 1965; и др.). Костные остатки, найденные в этих отложениях и отнесенные к двум разновозрастным фаунистическим комплексам — илийскому и кошкурганскому (Костенко, Кожамкулова, 1964), обусловили выделение в пределах рассматриваемой ранее единой толщи двух свит: верхнеплиоценовой и нижнеплиоценовой. О.К.Чедия и В.В.Лоскутов предложили нижнюю свиту назвать куруксайской, верхнюю — собственно кулябской. Бахмалджилгинские отложения Памира на основании корреляции их с осадками собственно кулябс-

кой свиты Таджикской депрессии в Сводной стратиграфической схеме они отнесли к первой половине раннего плейстоцена (Чедия, Лоскутов, 1965).

Богатые находки фауны позвоночных, сделанные в последние годы А.А.Никоновым, позволили значительно детализировать и уточнить стратиграфию кулябских отложений. Опираясь на палеонтологический материал и используя результаты спорово-пыльцевого анализа, палеомагнитных измерений и определений абсолютного возраста, А.А.Никонов произвел комплексную корреляцию плиоцен-плейстоценовых отложений Афгано-Таджикской депрессии. Нижнюю часть кулябских образований он отнес к позднему плиоцену (куруксайская свита), верхнюю – к раннему плейстоцену (вахшская свита) (Никонов, 1972а).

Близкой точки зрения придерживаются и другие исследователи. Так, В.В.Лоскутов, Л.Н.Ершова, В.А.Колотов, В.В.Лим (1971) выделили в пределах кулябской толщи куруксайскую (N_2^2) и кайрубакскую (Q_1^1) свиты. О.К.Чедия придерживается точки зрения, высказанной им ранее, на выделение в этой толще куруксайской (N_2^3) и собственно кулябской (Q_1^1) свит. Бахмалджилгинские отложения в последних работах он коррелирует с породами куруксайской свиты, относя их к позднему плиоцену (Чедия, 1971).

В 1973 г. была опубликована работа А.А.Никонова и А.В.Пенькова, посвященная геохронологии Средней Азии и Южного Казахстана в плиоцене на основе сопоставления данных калий-аргонового и неравновесно-уранового датирования, а также результатов палеомагнитных исследований с биостратиграфическими данными. Сопоставление позволило предположить, что время накопления самых низов куруксайской свиты кулябского комплекса соответствует палеомагнитным эпохам Гилберт и Гаусс, т.е. концу среднего – началу позднего плиоцена (древнее 2,5 – 3 млн. лет). Основная толща куруксайской свиты, содержащая остатки *Elephantinae* gen indet. (*Archidiskodon gromovi?*), *Equus* ex gr. *stenonis*, *Dicerorhinus* sp., *Paracamelus gigas*, *Megantherion megantherion*, *Primates* и др., сопоставима с эпохами Матуяма и частично Гаусс. Ее возраст находится примерно в пределах 3,0 – 2,5 – 1 млн. лет. Отложения верхней половины вахшской свиты кулябского комплекса, включающие фауну Лахути: *Equus caballus*, *Megacerini*, *Canidae*, *Panthera* sp., *Meriones*, *Microtus* и др., относятся к эпохе Брюнес, что свидетельствует об их раннеплейстоценовом возрасте. Нижняя возрастная граница вахшской свиты находится ниже границы эпох Матуяма – Брюнес, т.е. древнее 0,7 млн. лет (Никонов, Пеньков, 1973).

Для окончательного решения вопроса о корреляции бахмалджилгинских отложений с осадками кулябского комплекса необходимы дополнительные исследования, направленные на более обоснованное определение положения первых в стратиграфической колонке неоген-плейстоценовых отложений Памира. Поэтому в настоящей работе мы придерживались, как уже отмечалось, Рабочей региональной стратиграфической схемы, в которой бахмалджилгинские отложения отнесены к плиоцен-нижнеплейстоценовым ($N_2^3 - Q_1^1$) образованиям.

Восточнопамирский комплекс (Q_1^2) включает морены древнейшего оледенения и синхронные им флювиогляциальные, аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки.

Древнейшее оледенение Памира развивалось в непосредственной зависимости от особенностей рельефа горной страны. Резко расчлененный и контрастный рельеф Западного Памира способствовал развитию долинного оледенения. Высоко поднятое нагорье Восточного Памира благоприятствовало развитию оледенения полупокровного типа. Это обусловило формирование специфических фаций осадков, свойственных каждому типу оледенения (Васильев, 1962; Трофимов, 1962; Чедия, 1962).

На Восточном Памире нижнеплейстоценовые отложения выполняют днища современных долин или погребены в локальных зонах аккумуляции. Местами они подвешены на 100–200 м над руслами рек или располагаются на водораздельных пространствах. Морены сложены грубообломочным материалом с

большим количеством валунов, представленных в основном местными породами. В крупных долинах Восточного Памира (реки Аксу, Памир) морены древнейшего оледенения сопрягаются через флювиогляциальные образования с толщами аллювиальных галечников и озерных глин. Отложения в большинстве случаев залегают горизонтально.

На Западном Памире образования восточнопамирского комплекса приурочены либо к седловинам водоразделов, либо к верхним частям склонов современных долин, где они оказываются подвешенными над руслами рек на 500–1000 м. Здесь они представлены моренами и озерными глинами древнейшего оледенения. Местами обнажаются плотно сцементированные аллювиальные галечники. Отложения слабо дислоцированы, углы падения их не превышают 15° (Васильев, 1962). Морены древнейшего оледенения повсеместно закрыты солифлюкционными оплывинами, задернованы и утратили свойственный им бугристо-холмистый облик.

Отложения восточнопамирского комплекса с угловым несогласием и размывом залегают на образованиях бахмалджилгинского комплекса, неогеновых свитах и более древних породах. В морфологическом отношении они обладают значительно лучшей сохранностью по сравнению с породами бахмалджилгинского комплекса и, как правило, приурочены к долинам плиоцен-раннеплейстоценового возраста.

В связи с тем, что возраст отложений восточнопамирского комплекса не имеет фаунистического и археологического обоснования, его устанавливают на основании сопоставления с породами верхних горизонтов кулябского комплекса Таджикской депрессии (верхней половиной вахшской свиты, по А.А. Никонову). Возраст осадков этого комплекса охарактеризован, как уже отмечалось, фауной Лахуги, которая, по Э.А. Вангенгейм, моложе позднеплиоценовой.

Таким образом, по соотношению и сопряжению с верхними горизонтами образований кулябского комплекса отложения восточнопамирского комплекса датированы второй половиной раннего плейстоцена. Видимая мощность рассматриваемых отложений не превышает 150 м (Васильев, 1965).

Мургабский комплекс (Q₂) представлен аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, пролювиальными, озерными и ледниковыми образованиями.

Отложения мургабского комплекса наиболее широко распространены в пределах Восточного Памира. В центральных частях впадин они представлены глинистыми фациями. Озерные отложения с размывом залегают на моренах древнейшего оледенения или вложены в них, а сверху перекрываются мореной последнего оледенения или коррелятными ей отложениями. В хребтах Восточного Памира мургабскому комплексу соответствуют галечники и пески, лежащие низкие и средние речные террасы, возвышающиеся над руслами рек от 10–30 до 100–200 м (Васильев, 1962).

На Западном Памире к мургабскому комплексу отнесены отложения средних и высоких речных террас. В местах наиболее интенсивных поднятий аккумулятивные террасы переходят в цокольные и эрозионные. Для аллювия террас характерно двучленное строение: нижняя часть разреза обычно сложена слабослоистыми галечниками, верхняя часть представлена слоистыми лёссовидными суглинками с включениями делювиально-пролювиальных обломков (Васильев, 1966).

Ледниковые образования мургабского комплекса представлены моренами второго оледенения. Они вложены в раннеплейстоценовые отложения или налегают на эрозионные уровни среднеплейстоценового возраста и через флювиогляциальные осадки сопряжены с синхронными им аллювиальными отложениями. Ледниковые образования широко развиты в бассейнах рек Пяндж, Бартанг, Гунт и Язгулем. На Восточном Памире морены развиты сравнительно слабо и отмечаются на северных склонах Северо-Аличурского и Музкольского хребтов. Наибольшее площадное развитие они имеют в бассейне р. Шах-дара (Трофимов, 1962). Морены среднеплейстоценового возраста в большинстве случаев прорезаны речными долинами, на днищах которых залегают морены последнего оледенения. Местами морены этого оледенения перекрываются

вают морены второго оледенения и синхронные им образования, что позволяет считать последние одновозрастными.

Отложения мургабского комплекса на Восточном Памире отнесены к среднеплейстоценовому возрасту на основании находок ископаемой флоры. Возраст вмещающих осадков подтверждается спорово-пыльцевыми комплексами, содержащими, кроме пылицы трав и кустарников, пыльцу древесных растений *Betula* sp., *Pinus* sp., *Cedrus* sp. и редко *Corilus* (Пахомов, 1961).

Возраст образований мургабского комплекса на Западном Памире фаунистически не обоснован. Прослеживание отложений этого комплекса по долинам рек Памир - Пяндж, Мургаб - Бартанг, Аличур - Гунт и других позволило установить, что они слагают террасы, соответствующие террасам илякского комплекса, развитым в пределах Таджикской депрессии. В отложениях илякского комплекса были найдены костные остатки лошади *Equus caballus fossilus* (Васильев, 1962) и орудия ашель-мустьерской и мустьерской культур (гора Карабура на Вахше), на основании чего вмещающие осадки были отнесены к среднему плейстоцену.

В ряде разрезов из отложений цоколей средних террас выделены спорово-пыльцевые спектры, подтверждающие среднеплейстоценовый возраст вмещающих осадков. Так, по данным А.А. Никонова и М.М. Пахомова (1972), разрез расположенный в районе пос. Джурм (р. Кокча), содержит в небольшом количестве пыльцу древесных растений и эфемеро-эфемероидного разнотравья (*Eremurus* и др.). Сходные спектры были обнаружены ими и в разрезах, расположенных по долинам рек Пяндж (на участке между Бартангом и Язгулемом) и Язгулем, а также в устье р. Ванч.

Видимая мощность отложений мургабского комплекса 40 - 200 м (Васильев, 1965).

Аличурский комплекс (Q_3) на Восточном Памире включает галечники и глины низких речных и озерных террас, а также отложения подсклоновых шлейфов и сухих дельт. В долинах Западного Памира этот комплекс представлен аллювиальными галечниками, переслаивающимися с грубозернистыми песками. Аллювиальные образования сопряжены с флювиогляциальными отложениями и моренами последнего карово-долинного оледенения. Здесь они прислоняются к породам мургабского комплекса или вложены в них.

Для морен позднеплейстоценового возраста характерна значительно лучшая морфологическая сохранность по сравнению с моренами более древних оледенений. На средних участках долин они, как правило, залегают в нижних частях склонов, прислоняясь к образованиям мургабского комплекса. В верховьях рек ледниковые отложения налегают на породы мургабского и более древних комплексов. Морены последнего оледенения сопряжены через флювиогляциальные отложения с синхронными им аллювиальными образованиями.

В пределах Западного Памира последнее оледенение было развито на севере и юге региона. На Восточном Памире это оледенение проявилось весьма незначительно. Следы его находят на водоразделах Музкольского, Северо- и Южно-Аличурского хребтов. На остальной территории Восточного Памира в позднем плейстоцене широкое развитие получила солифлюкционно-гравитационная фаза осадконакопления (Трофимов, 1962).

Возраст отложений аличурского комплекса на Восточном Памире устанавливается по наличию в глинах низких озерных террас Салангура, Каракуля и Айдынкуля остатков субфоссильных стеблей рдестов, злаков, осоковых. Степень сохранности остатков свидетельствует об их возрасте - более древнем, чем современный, но не древнее позднеплейстоценового (Васильев, 1965).

Позднеплейстоценовый возраст отложений рассматриваемого комплекса на Западном Памире определяется на основании сопряжения их с моренами последнего оледенения и отложениями душанбинского комплекса Таджикской депрессии, охарактеризованными памятниками верхнего и среднего палеолита (Никонов, Ранов, 1973).

Мощность позднеплейстоценовых отложений достигает сотен метров.

Амударьинский комплекс (Q_4) включает отложения пойм и русел рек, а в крупных долинах и отложения низких надпойменных террас. Осадки этого

комплекса повсеместно вложены в позднеплейстоценовые отложения и сопряжены с моренами современных ледников. Широко развиты озерно-аллювиальные, солифлюкционно-делювиальные, солифлюкционно-гравитационные и другие образования сложного генезиса.

Голоценовые отложения Памира характеризуются археологическими памятниками маркансуйской культуры (VIII – V вв. до н. э.). Широко известна стоянка мезонеолитического возраста, открытая в 1958 г. в бассейне р. Маркансу (Ошхона). В толще суглинистого аллювия, залегающего на морене, сохранился культурный слой, в котором были обнаружены кости козлов, зайцев и сурков. В результате измерения C_{14} абсолютный возраст углей из стоянки Ошхона был определен в 9530 ± 130 лет (Бутомо и др., 1962). Маркансуйская культура была обнаружена также в верховьях р. Аксу (Каратумшук) и в Аличурской долине (Никонов и др., 1974).

В 1969 г. был установлен абсолютный возраст растительных остатков, отобранных из отложений озерной террасы, сопрягающейся со II надпойменной террасой р. Музкол (Каракульская впадина). Определение проводилось О.Б. Паруниным в лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ. Вмещающие осадки, залегающие на высоте 11 м над уровнем воды, имеют возраст $12\ 000 \pm 200$ лет, на высоте 12 м – 8750 ± 250 лет.

Археологические находки и определения абсолютного возраста позволяют датировать отложения амударьинского комплекса только для Восточного Памира. В пределах Западного Памира стратиграфическое обоснование осадков амударьинского комплекса проведено с помощью геоморфологических методов, так как голоценовые отложения приурочены к вполне определенным формам рельефа, а именно к поймам и низким надпойменным террасам рек, предгорным шлейфам и конусам выноса.

Мощность отложений амударьинского комплекса не превышает десятков метров.

Глава 4

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИЗУЧЕНИЯ И КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ПАМИРА ЗА ПЛЕЙСТОЦЕН И ГОЛОЦЕН

Изучение особенностей проявления тектонических движений Памира за плейстоцен и голоцен проводилось в полевых условиях. При этом тщательно анализировались геологическое строение территории, элементы, формы и типы рельефа, выявлялись закономерности современной направленности денудационных, эрозионных и аккумулятивных процессов.

Особое внимание обращалось на обследование речных долин и построение продольных профилей надпойменных террас. При продольном профилировании анализировали условия распространения и сохранения аллювиальных образований, занимались морфометрией и морфологией долин, фиксировали изменения в высотах террасовых уровней. Было построено 28 продольных профилей: реки Памир – Пяндж, Аксу – Мургаб – Бартанг, Аличур – Гунт, Джоушангоз – Шахдара, Иссыкбулак, Токузбулак, Истык-Сулистык, Акбайтал Южный, Карасу, Западный Пшарт, Восточный Пшарт, Кокуйбель – Кудара, Танымас, Кокджар, Аиль-утек, Музкол, Карачим, Караарт, Акджилга, Караджилга, Маркансу, Музтесу, Язгулем, Ванч, Обиниоу, Обихингоу, Баяндкиик и Сауксай – Муксу. Наиболее важные и интересные из них приведены на рис. 3–9. Общая протяженность составленных нами профилей превышает 1500 км.

Продольные профили террас были построены на основе барометрического nivelирования поперечных профилей, расположенных в среднем через 3–7 км вдоль русел рек. Принадлежность большинства исследуемых рек к бассейну Амударьи позволила увязать террасы по смежным долинам. Для этого они прослеживались до слияния с террасами основной реки.

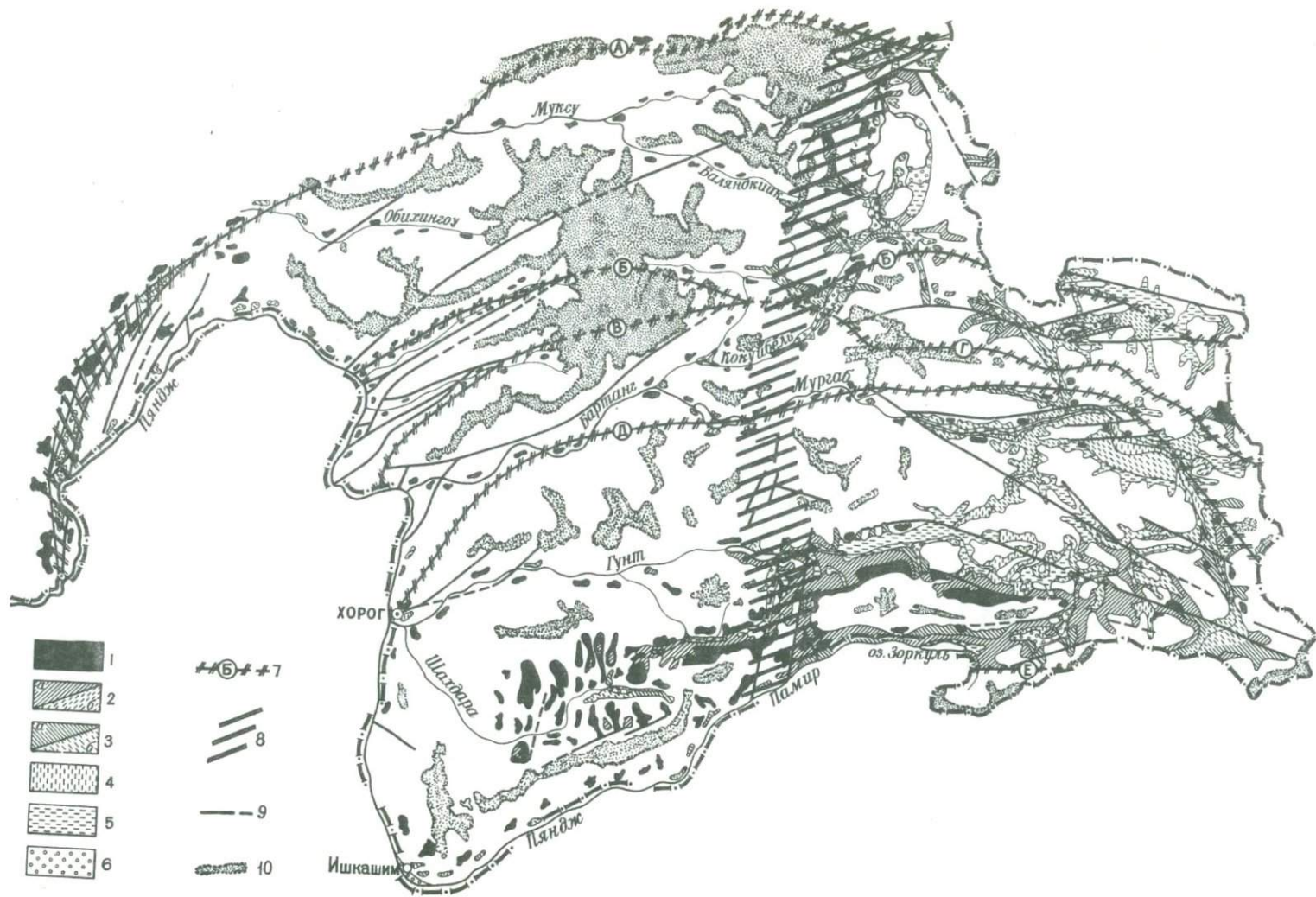
Наряду с фиксированием изменений в высотах речных террас при продольном профилировании проводилось картирование террасовидных и террасовых поверхностей, имеющих площадное распространение (рис. 2). Для определения их возраста использовались геологические карты и данные по стратиграфии плейстоценовых отложений Памира. Построение продольных профилей террас, использование литолого-фациального анализа и изучение морфологии речных долин позволили разбить речные террасы на комплексы, соответствующие определенным эрозионным циклам, и наметить основные этапы развития долин Памира. Все это способствовало выявлению вертикальных тектонических движений Памира за плейстоцен — голоцен и установлению характера их проявления на земной поверхности.

В основе методики количественной оценки вертикальных тектонических движений горных стран за тот или иной отрезок времени лежит, как известно, анализ первоначальных и последующих гипсометрических положений опорных геоморфологических уровней. Так, при оценке новейших тектонических движений устанавливаются первоначальное и современное положения древних поверхностей выравнивания. При этом амплитуда восходящих движений соответствует разности этих гипсометрических положений. Площадное распространение древних поверхностей выравнивания позволяет устанавливать амплитуды новейших перемещений как отдельных блоков земной коры, так и крупных регионов в целом (Яранов, 1935; Резвой, 1953, 1955; Крестников, 1954; Рождественский, 1960; Горелов, 1962; Спиридонов, 1970; и др.).

При применении принципа этой методики к изучению плейстоценовых и голоценовых вертикальных тектонических движений исследователи сталкиваются с трудностями восстановления первоначальных гипсометрических положений опорных уровней. Дело в том, что в связи с отсутствием широко развитых поверхностей выравнивания за опорные геоморфологические уровни при количественной оценке плейстоценовых и голоценовых движений чаще всего принимаются поверхности речных террас. Однако последние обладают первоначальным уклоном, обусловленным работой текучих вод, без знания которого восстановить первоначальное гипсометрическое положение речной террасы практически невозможно. Применение для этой цели фациального и гранулометрического анализов аллювиальных отложений в условиях резко расчлененного рельефа горных стран не всегда дает положительные результаты.

В первых работах по количественной оценке плейстоценовых движений первоначальные гипсометрические положения речных террас не восстанавливались. За уровни отсчета амплитуд движений принимались продольные профили русел рек, т.е. высоты террас приравнивались к амплитудам разновозрастных поднятий (Кленов, 1966; Кленов, Чигарев, 1969). Естественно, что при таком подходе амплитуды плейстоценовых движений получились заниженными, так как несмотря на то, что величина врезания реки зависит от тектонической активности территории, она не совпадает по значению с амплитудой разновозрастного поднятия. На эрозионные процессы, кроме тектонического, накладываются гидрологический и литологический факторы, которые в совокупности могут оказать существенное влияние на величину врезания речной сети (Троцюк, 1967; Белоусов, 1969). Глубина эрозионного расчленения территории, как правило, значительно меньше амплитуд разновозрастных поднятий (Белоусов, Чигарев, 1972), и приравнивание этих двух величин, конечно, нельзя признать верным.

Во избежание этих погрешностей автором настоящей работы в 1968 г. при изучении вертикальных тектонических движений Памира суммарно за плейстоцен и голоцен был разработан методический прием реконструкции первоначального гипсометрического положения речной террасы, принимаемой за опорный геоморфологический уровень. В основу восстановления ее первоначального уклона был положен анализ современных уклонов поверхности террасы и выявление палеогеографических условий, приведших к изменению первоначальных уклонов. Сопоставление современных и первоначальных гипсометрических положений речных террас позволило установить амплитуды движений и построить для территории Памира схему, на которой результат тектонической деформации



земной коры суммарно за плейстоцен и голоцен впервые был отображен изолиниями. В дальнейшем этот методический прием в комплексе с другими был опробован при изучении плейстоценовых движений Памиро-Алая (Чигарев, 1973).

Весьма близкий подход к восстановлению первоначальных гипсометрических положений опорных уровней отражен в работе А.К. Трофимова и О.К. Чедия (1970). Для расчета амплитуд новейших тектонических движений юго-восточной Ферганы они разработали методику реконструкций тальвегов палеорек, которая основывается на анализе современных уклонов и гипсометрических положений маркирующих стратиграфических горизонтов.

Обратимся теперь к сути методического приема, разработанного нами для количественной оценки вертикальных тектонических движений суммарно за плейстоцен и голоцен применительно к территории Памира. В его основе, как уже отмечалось, лежат палеогеоморфологические реконструкции, заключающиеся в восстановлении первоначального гипсометрического положения опорного геоморфологического уровня и принятии его за уровень отсчета амплитуд последующих тектонических поднятий, равным разности абсолютных высот современного и первоначального гипсометрических положений этого уровня. Для того, чтобы основы этого приема были более понятны, кратко остановимся на анализе рельефа Памира, характерные особенности которого послужили главной причиной выбора для изучения плейстоценовых тектонических движений именно его.

Геоморфологические особенности Памира, предопределившие методы количественной оценки плейстоценовых и голоценовых тектонических движений

Формирование рельефа Памира протекало в обстановке интенсивных поднятий, с одной стороны, и эрозионно-денудационных процессов, с другой, длительное взаимодействие которых обусловило создание резко расчлененной высокогорной страны. Основным этапам новейшего развития Памира соответствуют ярусы рельефа этого региона и коррелятные им комплексы отложений (Марков, 1935 а, 1936; Селиванов, 1957; Чедия, 1957а; Костенко, 1958а; и др.).

Под ярусностью в данной работе понимается ступенчатость склонов, обусловленная различием интенсивности эрозионно-денудационных процессов в определенных этапах новейшего развития территории. Морфологически ярус рельефа представляет собой террасовидную поверхность эрозионного или эрозионно-денудационного происхождения и прилегающий к ней сверху склон. Поверхность является фрагментом днища древней долины, иногда с наложенными на нее образованиями соответствующего эрозионно-аккумулятивного цикла. Каждый ярус подразделяется на подъярусы, отражающие более мелкие циклы эрозионного

Рис. 2. Схема террасовидных и террасовых поверхностей Памира плиоцен-раннеплейстоценового, плейстоценового и голоценового времени

1-6 - поверхности: 1 - плиоцен-раннеплейстоценовые (опорный геоморфологический уровень), 2 - раннеплейстоценовые, выработанные на моренах (а) и аллювиальных отложениях (б), 3 - среднеплейстоценовые, выработанные на моренах (а) и аллювиальных отложениях (б), 4 - позднеплейстоценовые, выработанные на аллювиальных отложениях, 5 - позднеплейстоцен-голоценовые, выработанные на аллювиально-пролювиальных отложениях, 6 - голоценовые; 7 - зоны глубинных разломов (по Б.П. Бархатову, И.Е. Губину, В.Н. Крестникову, М.М. Кухтикову, О.К. Чедия и др.): А - Дарваз-Каракульская, Б - Ванч-Танымасская, В - Язгулемская, Г - Акбайтальская, Д - Пшартская, Е - Южно-памирская; 8 - зона поперечного Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома; 9 - региональные разломы; 10 - современные ледники и фирны (по А.К. Трофимову, 1968б)

расчленения территории (Марков, 1936; Костенко, 1957; Чедия, 1957а, 1962, 1971; Лоскутов, 1962; Чедия, Трофимов, 1962; и др.).

Памир по характеру вертикального расчленения делится на Западный и Восточный. Существенно различные условия формирования рельефа этих геоморфологических областей нашли отражение в количестве ярусов рельефа, развитых в их пределах. Так, на Западном Памире выделяются три яруса рельефа (верхний, средний и нижний), на Восточном — только два (верхний и средний) (Чедия, 1957а, 1971; Чедия, Васильев, 1960; Чедия, Трофимов, 1962; Чедия, Лоскутов, 1965; и др.).

Верхний ярус рельефа занимает приводораздельные части хребтов. Он представлен фрагментами относительно пологих поверхностей и примыкающими к ним сверху крутыми склонами островных возвышенностей. Последние, по-видимому, являются реликтами донеогенового рельефа и представляют собой "гипотетический ярус" К.К. Маркова (1935а, 1936). Наиболее хорошо выровненные поверхности верхнего яруса сохранились на Восточном Памире. Здесь они представлены плоскими либо пологохолмистыми площадками, располагающимися на высотах до 4800–5200 м. На Западном Памире поверхности сильно расчленены и сохранились лишь в виде незначительных фрагментов, прослеживаемых на узких гребнях, высоты которых колеблются в пределах 4700–5200 м. В районе хр. Академии Наук они встречаются на высоте 5500–6000 м (Лоскутов, 1962).

Поверхность верхнего яруса рельефа Памира коррелируется с отложениями больджуанской свиты Таджикской депрессии. На этом основании ее возраст принимается олигоцен–раннемиоценовым (Лоскутов, 1962, 1968; Трофимов, 1962; Чедия, 1971; и др.). Несмотря на то, что фрагменты этой поверхности весьма незначительны по размерам, детальный геоморфологический анализ их высотного положения и особенностей распространения позволил М.В. Гзовскому, В.Н. Крестникову, Н.Н. Леонову, И.А. Резанову и Г.И. Рейснеру (1960), а затем О.К. Чедия и А.К. Трофимову (1968) построить для этой территории ряд схем новейших тектонических движений в изолиниях.

Гипсометрически ниже верхнего яруса располагается более молодой, средний ярус рельефа.

На Восточном Памире этот ярус имеет эрозионно–денудационное происхождение. Он представлен плоскими террасовидными поверхностями, выработанными на различных породах палеозоя и мезо–кайнозоя, и примыкающими к ним сверху склонами речных долин. Поверхности, располагающиеся в основании яруса, сохранились на высотах 3800–4100 м в виде относительно ровных площадок, слабо наклоненных к руслам рек. Их ширина колеблется от десятков метров до нескольких километров.

В пределах локальных впадин (Каракульская, Рангкульская, Кошагыльская и др.) поверхности перекрыты чехлом плейстоценовых и голоценовых отложений и выходят на дневную поверхность лишь по бортам некоторых из них (Аильутекская, Аличурская и др.), смещаясь по разрывным нарушениям. По долинам крупных современных рек Восточного Памира они либо представляют собой их днища, либо возвышаются над ними на 50–100 м.

По направлению к Западному Памиру площадь сохранившихся от размыва поверхностей среднего яруса значительно сокращается. Здесь они представлены фрагментами эрозионных и цокольных террас, располагающихся на 2700–3500 м абсолютной высоты. Несмотря на плохую сохранность этих поверхностей, на Западном Памире их довольно четко можно проследить по бортам современных долин в виде незначительных уступов и перегибов склонов. Относительное превышение поверхностей над руслами рек достигает 600–1500 м.

Эрозионно–денудационные поверхности среднего яруса Восточного Памира сопрягаются с эрозионными и цокольными террасами, лежащими в основании среднего яруса Западного Памира, и образуют единый геоморфологический уровень (Лоскутов, 1962). Аналогичный уровень отмечается также по долинам рек Кызылсу – Сурхоб – Вахш и Обихингоу, располагающимся в пределах Памиро–Алая (Чигарев, Ермилин, 1971). Формирование этого уровня, по данным большинства исследователей, происходило в плиоцен–раннеплейстоценовое время (Ва-

сильев, 1962; Лоскутов, 1962, 1968; Трофимов, 1962; Чедия, 1971; и др.). Его возраст устанавливается на основе более низкого гипсометрического положения этого уровня по отношению к верхнему ярусу рельефа, а также корреляции его с отложениями кулябского комплекса Таджикской депрессии и бахмалджилгинскими отложениями Восточного Памира.

Формирование геоморфологического уровня закончилось, по-видимому, в первой половине раннего плейстоцена. Об этом свидетельствуют наличие по долинам рек Западного Памира террас, сформировавшихся во второй половине раннего плейстоцена и лежащих гипсометрически ниже геоморфологического уровня, а в пределах Восточного Памира перекрытие этого уровня моренами древнейшего оледенения, предположительно относимого ко второй половине раннего плейстоцена (Трофимов, 1968б). Особенности распространения плиоцен-раннеплейстоценового геоморфологического уровня в пределах Памира отражены на соответствующей схеме (см. рис. 2).

На протяжении плейстоцена и голоцена рельеф Памира продолжал развиваться в обстановке интенсивного поднятия, обусловившего формирование его нижнего яруса. Этот ярус развит преимущественно в пределах Западного Памира, где он представлен узкими V-образными долинами, врезанными в плиоцен-раннеплейстоценовый геоморфологический уровень. Эрозионный врез в некоторых местах достигает 1500 м. В сторону Восточного Памира он уменьшается до 50-100 м и местами исчезает.

По склонам долин нижнего яруса рельефа повсеместно прослеживаются речные террасы, сохранность которых зависит от их возраста. В верхних частях склонов развиты останцы эрозионных террас второй половины раннего плейстоцена. Ниже по склону появляются цокольные террасы среднеплейстоценового возраста. Наилучшая сохранность характерна для террас позднего плейстоцена, которые, как правило, аккумулятивные или цокольные.

На Восточном Памире нижний ярус рельефа в пределах локальных впадин и в верховьях долин отсутствует. Незначительный эрозионный врез плейстоценового возраста фиксируется лишь по долинам крупных рек, причем он выработан не в плиоцен-раннеплейстоценовом геоморфологическом уровне, а в перекрывающих его аллювиальных или ледниковых отложениях.

Определение амплитуд вертикальных тектонических движений суммарно за плейстоцен и голоцен на основе реконструкций гипсометрических положений дниц палеорек

Изучение современного рельефа Памира показывает, что количественные характеристики плейстоценовых и голоценовых тектонических движений этого региона можно получить лишь с помощью анализа плиоцен-раннеплейстоценового геоморфологического уровня, формирование которого закончилось в самом начале плейстоцена. Тектонические движения, проявившиеся на территории Памира в период со второй половины раннего плейстоцена по настоящее время включительно, неизбежно должны были запечатлеться в деформациях этого уровня, обусловив изменение его первоначального гипсометрического положения. Следовательно, для количественной оценки вертикальных тектонических движений Памира суммарно за плейстоцен и голоцен необходимо знать современное и первоначальное гипсометрические положения геоморфологического уровня, называемого нами опорным. Амплитуды плейстоценовых тектонических движений региона будут равны разности абсолютных высот этих гипсометрических положений.

Современное гипсометрическое положение опорного геоморфологического уровня определялось методом продольного профилирования (рис. 3-7, см. вкладку; рис. 8,9). Реконструирование его первоначального гипсометрического положения проводилось в следующей последовательности.

1. Восстановление рисунка гидросети, существовавшей на Памире в период формирования опорного геоморфологического уровня.

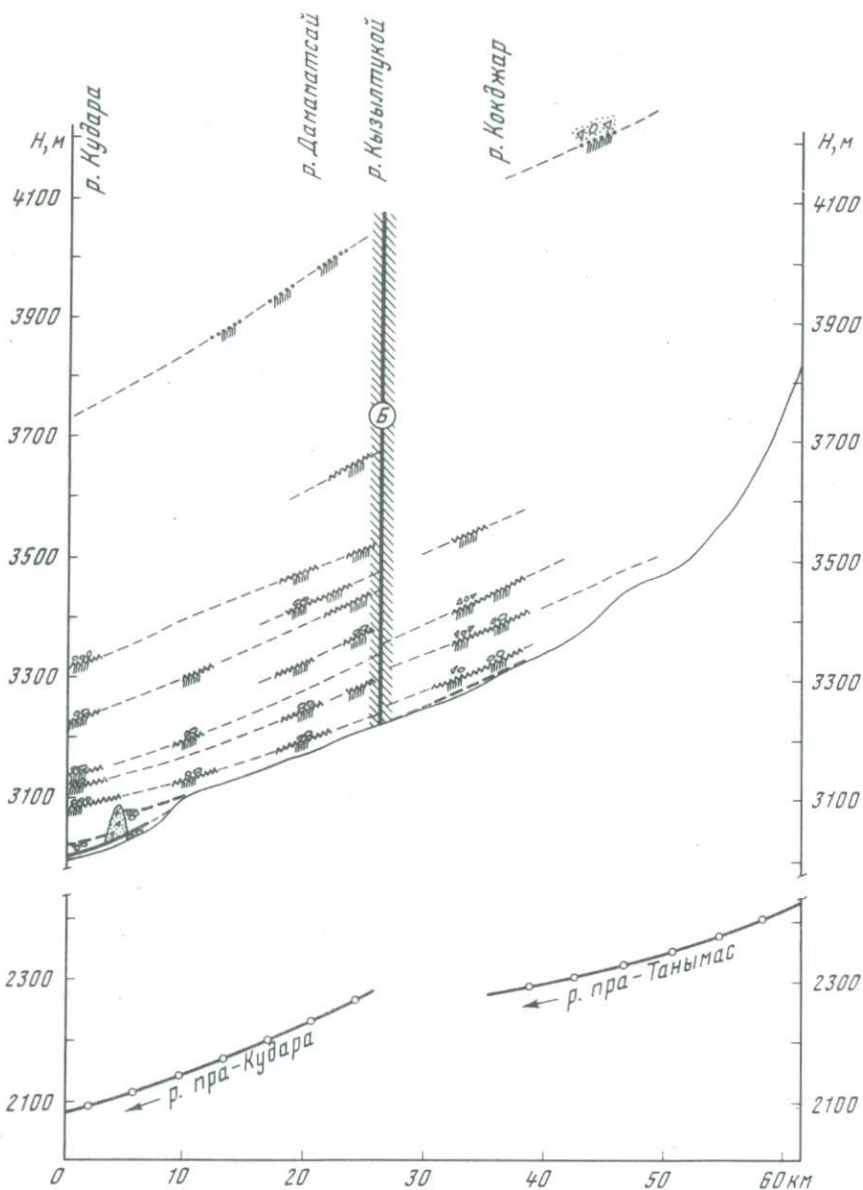


Рис. 8. Продольный профиль террас по долине р. Танымас
Условные обозначения см. рис. 3

2. Определение местоположений и абсолютных высот местных базисов эрозии главных палеорек.

3. Определение первоначального уклона опорного геоморфологического уровня.

4. Восстановление первоначального гипсометрического положения опорного геоморфологического уровня.

1. Речная сеть Памира за плейстоцен претерпела существенную перестройку, что отметили многие исследователи (Лоскутов, 1962; Трофимов, 1962; Васильев, 1963; Костенко, 1963; Никонов, 1970, 19726; и др.). Наиболее полно этот вопрос рассматривали О.К.Чедия (1962) и А.А.Никонов (19726). Так, О.К.Чедия с помощью геоморфологического анализа рельефа Памира и Афганского Бадахшана установил, что в неогене – раннем плейстоцене реки Памира имели субширотное направление со стоком на запад в афганскую часть

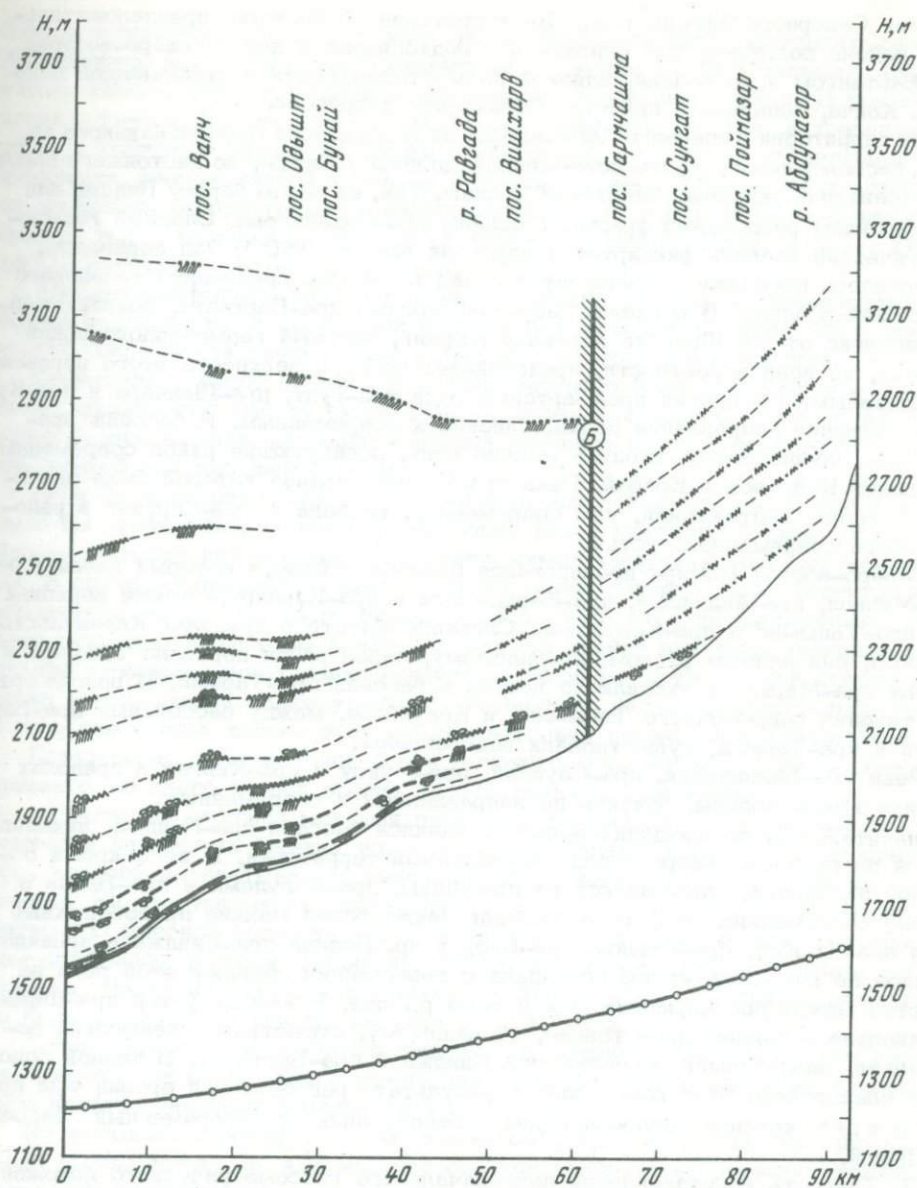


Рис. 9. Продольный профиль террас по долине р. Ванч
Условные обозначения см. рис. 3

Таджикской депрессии. Меридиональное колено р. Пяндж, по мнению О.К.Чедия, в это время еще не было выработано. Оно возникло в среднем плейстоцене и объяснено своим происхождением несколькими последовательными речными перехватами (Чедия, 1962; Чедия, Лоскутов, 1965). По предположению А.А. Никонова, в Афганский Бадахшан в неогене – раннем плейстоцене продолжалась только долина р. пра-Вахандарьи. Остальные реки Западного Памира имели направления стока, близкие к современным.

Рисунок гидросети плиоцен–раннеплейстоценового времени, восстановленный нами на основе изучения особенностей распространения отложений, речных террас и опорного геоморфологического уровня, в основных чертах совпадает со схемой О.К.Чедия. Он представляется нам следующим.

Реки южных районов Памира, по-видимому, входили в бассейн пра-Вахандарьи. Эта палеорека пересекала весь Памир с востока на запад и уходила в

сторону Северного Афганистана. На территории последнего, предположительно в районе пос. Умол, она сливалась с подходящим к ней с северо-востока пра-Бартангом и по долине, близкой по местоположению к современной долине р. Кокча, попадала в пределы Таджикской депрессии.

На территории Северного Афганистана на водоразделе меридионального хр. Лаль, расположенного вдоль современной долины р. Пяндж, до настоящего времени сохранились сквозные "мертвые" долины. Так, на левом берегу Пянджа над пос. Ишкашим расположен фрагмент долины пра-Вахандарьи. Опорный геоморфологический уровень фиксируется здесь на высоте 350 м над перевалом. Поверхность перевала соответствует одной из террас среднеплейстоценового комплекса р. Пяндж. В пределах "мертвой" долины пра-Бартанга, сохранившейся недалеко от оз. Шива на перевале Кюранг, опорный геоморфологический уровень, по всей вероятности, представляет собой поверхность этого перевала.

Основными притоками пра-Бартанга были пра-Гунт, пра-Шахдара и пра-Кудара, имевшие направления долин, близкие к современным. В бассейн пра-Шахдары, по-видимому, входили мелкие реки, дренирующие район современных перевалов Койтезек и Кокбай. Река пра-Кудара, долина которой была значительно менее протяженной, чем современная, впадала в пра-Бартанг в районе своего современного устья.

Северо-восток Памира дренировался палеобассейном, в который входили реки пра-Музкол, пра-Акджилга, пра-Караджилга и пра-Караарт, а также верховья рек пра-Танымаса и пра-Кокуйбель. Сливаясь вместе в пределах Каракульской впадины, они единым руслом, по-видимому, через район перевала Уйбулак и долину пра-Маркансу уходили на восток в бассейн пра-Тарима. В районе средних течений современного Танымаса и Кокуйбея, между бассейнами пра-Бартанга и пра-Тарима, существовали водоразделы.

Реки пра-Баяндкиик, пра-Сауксай, пра-Муксу и пра-Хингоу в пределах Памира имели долины, близкие по направлениям к современным.

Значительным по площади и водности являлся бассейн пра-Пянджа, находившийся на крайнем северо-западе исследуемой территории. В него кроме основной палеореки, сливающейся из пра-Шивы, пра-Язгулема и пра-Ванча в районе современных их устьев, входили также более мелкие правобережные реки пра-Хумбоу, пра-Равноу, пра-Ниоу и др. Долина пра-Пянджа в пределах Памира по местоположению совпадала с современной долиной этой реки на участке между пос. Хирманджоу и устьем р. Шива. К югу от устья пра-Шивы в плиоцене - раннем плейстоцене, по-видимому, существовал невысокий водораздел, разделявший бассейны пра-Пянджа и пра-Бартанга. В первой половине плейстоцена этот водораздел в результате регрессивной эрозии был прорезан и два крупных палеобассейна объединились в современный бассейн р. Пяндж.

2. Точность восстановления первоначального гипсометрического положения опорного геоморфологического уровня существенно зависит от достоверности установления местоположений и абсолютных высот местных базисов эрозии основных палеорек. Под местным базисом эрозии в данном случае понимается граница между областями денудации и аккумуляции, которую река пересекала, выходя с территории горной страны в пределы подгорной равнины. Продольный профиль русла реки в районе такого местного базиса эрозии, как правило, претерпевает резкое изменение уклона, что позволяет подразделить его на крутую горную и пологую предгорную части. Местонахождение и абсолютная высота местного базиса эрозии палеореки нужны для того, чтобы после восстановления первоначального уклона днища долины палеореки на участке, расположенном вверх по течению от местного базиса эрозии, мы имели возможность построить продольный профиль русла этой палеореки. Последний и будет соответствовать первоначальному гипсометрическому положению опорного геоморфологического уровня, сформировавшегося в пределах исследуемой долины.

Особенности распространения неоген-плейстоценовых отложений позволяют предполагать, что местным базисом эрозии пра-Пянджа, пра-Вахандарьи, пра-

Хингоу и пра-Муксу являлась зона Дарваз-Каракульского глубинного разлома. Заложившись как структурный элемент еще в конце раннего палеозоя (Крестников, 1962), эта зона активно развивалась в новейшее время. В конце неогена - начале плейстоцена она отделяла территорию Памира, в пределах которой преобладали процессы эрозии и денудации, от области интенсивной аккумуляции, расположенной к северу и западу от нее. Об этом свидетельствует площадное распространение непосредственно за зоной глубинного разлома мощной толщи неогеновых отложений (Бурачек, 1934; Чедия, 1957а, 1962, 1971; Васильев, 1962; Крестников, 1962; и др.).

Абсолютные высоты местных базисов эрозии палеорек устанавливались на основе анализа гипсометрических положений современных русел рек и поверхностей современной аккумуляции в пределах Таджикской депрессии.

Современное русло р.Пяндж в районе местного базиса эрозии пра-Пянджа имеет абсолютную высоту около 800 м. Возникает вопрос: была ли высота этого базиса в конце плиоцена - первой половине раннего плейстоцена больше, равной или меньшей 800 м?

Если бы она превышала это значение, то для понижения ее до современной было бы необходимо, чтобы в плейстоцене район местного базиса эрозии пра-Пянджа испытал интенсивное прогибание, некомпенсируемое осадконакоплением. В случае компенсированного прогибания или поднятия этой территории абсолютная высота местного базиса эрозии на протяжении плейстоцена, по-видимому, сохранялась бы близкой к первоначальной или даже увеличивалась. Анализ строения речных долин предгорной равнины, прилегающей непосредственно к зоне Дарваз-Каракульского глубинного разлома, свидетельствует о том, что в плейстоцене этот район испытывал интенсивное воздымание.

Естественно, что причиной более высокого гипсометрического положения древнего местного базиса эрозии по отношению к современному руслу реки могла быть значительно меньшая водность пра-Пянджа по сравнению с его современной водностью. Однако изучение палеодолины Пянджа свидетельствует о том, что она вырабатывалась рекой, водность которой была не меньше современной. На это указывает ширина днища палеодолины, которая достигает сотен метров. О высокой водности пра-Пянджа говорит и предположение о плиоценовом оледенении Памира (Наливкин, 1928; Клунников, 1934; Марков, 1935а; Теплова, Чедия 1962; Никонов, Пахомов 1972; и др.). Таяние ледников должно было вызвать увеличение расхода воды в реках.

Таким образом, на основании сказанного можно предполагать, что абсолютная высота местного базиса эрозии пра-Пянджа в конце плиоцена - начале раннего плейстоцена была меньше 800 м.

Не вызывает сомнения, что местный базис эрозии пра-Пянджа располагался выше уровня моря, так как морское осадконакопление в пределах Таджикской депрессии прекратилось окончательно еще в начале олигоцена (Бурачек, 1934; Федорович, 1952; Крестников, 1962; и др.). В конце плиоцена - начале раннего плейстоцена морской бассейн, являвшийся базисом эрозии пра-Амударьи, находился, по-видимому, на расстоянии более 1000 км от местного базиса эрозии пра-Пянджа (Нагинский, Амурский, 1960; Ушко, 1962).

Современный уклон русла Амударьи на участке между базисом эрозии (Аральское море) и устьем р.Вахш в среднем составляет 0,2 - 0,3 м/км. Данные по уклонам русел современных рек Средней Азии показывают, что значения 0,1 - 0,3 м/км обычны для рек предгорных территорий (Шульц, 1958). Следовательно, уклон русла пра-Амударьи, по-видимому, был близок к уклону ее современного русла. Об этом говорит тот факт, что основные черты современного структурного плана и рельефа Таджикской депрессии были заложены в конце неогена - начале раннего плейстоцена (Крестников, 1962; Чедия, Трофимов, 1962). Поэтому можно предполагать, что пра-Амударья, пересекая территорию депрессии, находилась в геоморфологических и тектонических условиях, близких к современным.

Уклон русла р.Пяндж между устьем Вахша и пос.Хирманджоу в среднем составляет 1,45 м/км. Увеличенное падение русла на этом участке по сравнению

с уклоном Амударьи обусловлено тем, что предгорная равнина в плейстоцене испытала интенсивное поднятие, продолжающееся и в современное время. В совершенно иных условиях находился этот участок долины в конце плиоцена — начале раннего плейстоцена. После пересечения зоны Дарваз—Каракульского глубинного разлома р.пра—Пяндж уходила в юго—западном направлении, по—видимому, в сторону Яхсуйского прогиба. В пределах последнего в это время господствовали интенсивные нисходящие движения, которыми были охвачены и районы, прилегающие непосредственно к зоне Дарваз—Каракульского глубинного разлома. Об этом свидетельствует распространение осадков соответствующего возраста на расстоянии всего лишь 10—15 км к западу от последнего. Уклон пра—Пянджа на этом участке, по—видимому, лишь незначительно превышал уклон русла пра—Амударьи, так как условия их формирования были близки между собой. И конечно же, он был меньше падения современного русла Пянджа.

Основываясь на этих данных, можно предполагать, что абсолютная высота местного базиса эрозии пра—Пянджа, удаленного от основного базиса эрозии пра—Амударьи более чем на 1000 км, при палеоуклонах этих рек, равных приблизительно 0,2—0,4 м/км, была не меньше 300—400 м. Вероятнее всего, она соответствовала абсолютным высотам поверхностей современной аккумуляции, развитым в пределах Таджикской депрессии и лежащим на высоте 400—450 м. В северном и восточном направлениях они несколько повышаются. Так, высоты поверхности современной седиментации в районе Яхсуйского прогиба, вблизи г. Куляб, составляют 550—600 м. Такие же высоты или близкие к ним имела, по—видимому, в этом прогибе и поверхность плиоцен—раннеплейстоценового осадконакопления. Далее на восток абсолютные высоты предгорной равнины несколько увеличивались, не превышая, однако, как было показано выше, в районе местного базиса эрозии пра—Пянджа 800 м.

Таким образом, высота местного базиса эрозии пра—Пянджа, находившегося в районе пересечения долиной этой реки зоны Дарваз—Каракульского глубинного разлома, не могла быть меньше 600 м и более 800 м. За абсолютную отметку местного базиса эрозии в работе принимается среднее значение между ними, т.е. 700 м. При этом мы допускаем ошибку определения, равную приблизительно ± 100 м. Примерно такие же значения высот подгорной равнины получены для этого района О.К.Чедия (1962), О.К.Чедия, А.К.Трофимовым (1962) и В.А.Бельским (1969, 1971), а для территории Душанбинского прогиба — Н.В.Чигаревым (1973).

В аналогичных тектонических и геоморфологических условиях находился местный базис эрозии пра—Вахандарьи, располагавшийся в районе ее пересечения с зоной Дарваз—Каракульского глубинного разлома. Предположительно он находился в районе устьев современных рек Дараум, Назара и Паза (Северный Афганистан). Современное русло р.Кокча в этом районе имеет высоту около 850 м. Более высокое гипсометрическое положение его по сравнению с руслом Пянджа, обусловлено меньшей водностью Кокчи и соответственно меньшей ее эрозионной способностью. После пересечения зоны Дарваз—Каракульского глубинного разлома пра—Вахандарья, как и пра—Пяндж, попадала в область плиоцен—раннеплейстоценовой аккумуляции. Ближайшая область современной аккумуляции располагается от района местного базиса эрозии пра—Вахандарьи примерно в 50—60 км, т.е. почти на таком же удалении, что и Яхсуйская область современного осадконакопления от местного базиса эрозии пра—Пянджа.

Все это в комплексе позволяет предполагать, что местные базисы эрозии этих палеорек, удаленные один от другого на 80—90 км по меридиану и приуроченные к зоне одного глубинного разлома, в плиоцен—раннеплейстоценовое и плейстоценовое время находились, по—видимому, в сходных тектонических и геоморфологических условиях. Поэтому за абсолютную высоту местного базиса эрозии пра—Вахандарьи, так же как и пра—Пянджа, можно принять 700 м.

Абсолютные высоты местных базисов эрозии пра—Обихингоу и пра—Муксу, также находящихся в зоне Дарваз—Каракульского глубинного разлома, на основании данных Н.В.Чигарева (1973) составляли приблизительно 1300—1400 м.

Значительно более высокое их гипсометрическое положение объясняется меньшей водностью палеорек.

3. Определение первоначального уклона опорного геоморфологического уровня проводилось двумя способами.

В основу первого способа положен анализ современных уклонов геоморфологического уровня и русел рек Памира.

Предполагается, что если бы долина палеореки в плейстоценовое время, т.е. после окончания формирования опорного геоморфологического уровня, испытала равномерное по всей площади воздымание, то первоначальный уклон этого уровня (I_p) сохранился бы неизменным и соответствовал современному его уклону (I_s), т.е. $I_p = I_s$. Проявление в верховьях или низовьях долины более интенсивных восходящих движений по сравнению с остальной ее частью неизбежно приводило к изменению первоначального уклона опорного уровня. Так, если на геоморфологический уровень в плейстоцене оказывали воздействие восходящие тектонические движения, наиболее интенсивно проявившиеся в верховьях долины, то $I_p < I_s$. Наоборот, проявление более интенсивных восходящих движений в низовьях долины обусловит соотношение $I_p > I_s$.

Не менее существенное влияние на уклоны опорного уровня оказывали локальные поднятия и опускания, а также смещения по разрывным нарушениям. Особенно подвержены влиянию локальных факторов речные террасы, сформированные транзитными реками, пересекающими на своем пути ряд межгорных впадин и поднятий. Террасовые уровни таких рек уже в начальный период их формирования на различных участках обладали существенно различными уклонами, соответствовавшими тектоническим режимам пересекаемых ими структурных форм. Первоначальные различия в уклонах в случае интенсивного развития локальных структурных форм к современному времени еще более увеличивались. Для установления тектонических условий, оказавших воздействие на геоморфологический уровень в плейстоцене, проводился анализ продольных профилей террас. Рисунки спектров террас позволили выявить основные особенности формирования речных долин и установить тектонические факторы, обусловившие изменение или сохранение первоначальных уклонов опорных геоморфологических уровней. Продольные профили террас каждой долины разбивались на ряд участков. Участки выбирались так, чтобы они соответствовали либо локальным структурным формам, либо блокам земной коры, испытывавшим различные по направленности или интенсивности тектонические движения. Границами выделяемых участков, как правило, являлись разломы, активные в плейстоценовое и голоценовое время.

Анализируя продольный профиль террас в пределах того или иного участка долины, всегда удавалось установить характерные особенности плейстоценового и голоценового тектонического режима, оказавшего то или иное влияние на первоначальный уклон геоморфологического уровня. При этом встречались следующие варианты.

а. Участок продольного профиля террас испытал поднятие, проявившееся равномерно по всей его длине. Высоты между локальными террасами одного комплекса и цикловыми террасами разновозрастных комплексов одинаковы или очень близки между собой по всей длине участка. Следовательно, можно допустить, что опорный геоморфологический уровень этого участка на протяжении плейстоцена поднимался параллельно самому себе и не изменил своего первоначального уклона, т.е. $I_p^n = I_s^n$, где I_p^n — первоначальный уклон опорного геоморфологического уровня в пределах исследуемого участка, м/км; I_s^n — его современный уклон, м/км.

б. Участок продольного профиля террас испытал поднятие, наиболее интенсивные движения которого проявились в нижней его части по течению реки (косое поднятие). Высоты между террасами в нижней и верхней частях участка продольного профиля различны: в первой они больше. Первоначальный уклон геоморфологического уровня уменьшился, следовательно $I_p^n > I_s^n$.

В данном варианте возможны следующие случаи.

Косое поднятие участка проявилось в период или после формирования опорного геоморфологического уровня и компенсировалось врезанием реки. В этом случае можно предполагать, что современный уклон русла реки на исследуемом участке (i^n), по-видимому, будет равным первоначальному уклону геоморфологического уровня на этом участке, т.е. $i^n = I_p^n > I_s^n$.

Косое поднятие, проявившееся в период или после формирования опорного геоморфологического уровня, к современному времени усиливается так, что не успевает компенсироваться врезанием реки. Продольный профиль русла реки на протяжении плейстоцена постепенно выполаживается и становится меньше первоначального уклона опорного геоморфологического уровня, т.е. $i^n < I_p^n > I_s^n$.

в. Участок продольного профиля террас испытал поднятие, наиболее интенсивно проявившееся в верхней его части. Первоначальный уклон опорного геоморфологического уровня увеличился, т.е. $I_p^n < I_s^n$.

Возможны следующие случаи.

Косое поднятие, компенсируемое врезанием реки, проявилось в период или после формирования опорного геоморфологического уровня и продолжается с той же интенсивностью в настоящее время. Тогда $i^n = I_p^n < I_s^n$.

Косое поднятие проявилось в период или после формирования опорного геоморфологического уровня и так усилилось к настоящему времени, что не успевает компенсироваться врезанием реки. Следовательно, $i^n > I_p^n < I_s^n$.

г. Участок продольного профиля террас испытывал поднятия, проявлявшиеся то в нижней, то в верхней частях. В этом случае необходимо учитывать суммарный результат поднятий, который может отображать либо равномерное, либо косое поднятие со всеми вытекающими отсюда и отмеченными выше соотношениями.

д. Участок продольного профиля террас испытал поднятие, наиболее интенсивно проявившееся в его центральной части.

В этом случае первоначальный уклон геоморфологического уровня изменялся более сложно, чем в предыдущих вариантах. В нижней части опорного геоморфологического уровня в пределах исследуемого участка происходило увеличение первоначального уклона, в верхней — уменьшение. Следовательно, $I_{1s}^n > I_p^n > I_{2s}^n$, где I_{1s}^n — современный уклон опорного геоморфологического уровня в пределах нижней части исследуемого участка, м/км: $\frac{I_p^n}{2s}$ — то же в пределах верхней части исследуемого участка, м/км.

е. Участок продольного профиля террас испытал поднятие, наиболее интенсивно проявившееся в нижней и верхней частях. Тогда $I_{1s}^n < I_p^n < I_{2s}^n$.

ж. Участок продольного профиля террас подвергся равномерному по всей длине относительно опусканию, продолжающемуся и в настоящее время (локальная впадина). В этом случае можно считать, что в пределах участка первоначальный уклон геоморфологического уровня равен современному уклону русла реки, т.е. $I_p^n = i^n$.

Вариантов подобных комбинаций можно привести, по-видимому, значительно больше, чем отмечено здесь. Для обоснования их необходимо в каждом конкретном случае тщательно анализировать спектры террас и не только на исследуемом участке, но и на двух соседних: верхнем и нижнем от него. Это позволит установить недостающие пределы истинных значений палеоуклонов или уменьшить уже известные пределы до минимума. Так, например, известно, что палеоуклон геоморфологического уровня в пределах исследуемого участка (I_p^2) больше палеоуклона геоморфологического уровня нижележащего участка (I_p^1), т.е. $I_p^2 > I_p^1$. Кроме того, известны оба предела значений палеоуклона опорного геоморфологического уровня этого соседнего участка ($4 > I_p^1 > 3$), а для исследуемого участка лишь один из них ($5 > I_p^2 > x$). Соотношение $I_p^2 > I_p^1$ будет правомочно лишь в том случае, если $I_p^2 > 4$. Следовательно, можно считать, что $5 > I_p^2 > 4$.

После определения нижнего и верхнего пределов значение первоначального уклона опорного геоморфологического уровня на исследуемом участке соответствовало средней величине между ними. При этом одновременно определялись предполагаемые ошибки восстановления палеоуклона (ΔI_p^n) и первоначального гипсометрического положения опорного уровня в верхней p точке участка (ΔH_p^n).

Второй способ восстановления палеоуклона опорного геоморфологического уровня применялся в основном для контроля первого.

Анализ рельефа, продольных профилей террас и современных уклонов рек Восточного Памира свидетельствует о том, что первоначальные уклоны рек плиоцен-раннеплейстоценового времени в его пределах на протяжении плейстоцена и голоцена не претерпели существенных изменений. Можно предположить, что подобно современным уклонам рек они составляли 3 - 3,5 м/км. В сторону Западного Памира уклоны русел древних рек неизбежно должны были увеличиваться. Однако вряд ли падения русел пра-Бартанга, пра-Вахандарьи и пра-Пянджа превышали средний уклон современного русла Пянджа, равного 4,1 м/км и формирующегося в условиях значительно более интенсивных поднятий. Это позволяет предполагать, что палеоуклоны пра-Бартанга, пра-Вахандарьи и пра-Пянджа на территории Западного Памира лежали в пределах $4,1 > I_p > 3$ и составляли в среднем 3,5 - 3,6 м/км.

Значения первоначальных уклонов опорных геоморфологических уровней, восстановленные для основных рек Памира двумя различными способами, весьма близки между собой (табл. 3), что позволяет надеяться на правильность их определения.

4. Зная местоположение и абсолютную высоту местного базиса эрозии и значения первоначальных уклонов опорного геоморфологического уровня в пределах исследуемых участков, можно построить продольный профиль русла палеореки, который и будет соответствовать первоначальному гипсометрическому положению опорного геоморфологического уровня. Гипсометрические положения конкретных точек продольного профиля (H_p^n) определялись по формуле $H_p^n = h_p + I_p^n \cdot l_p^n$, где h_p - абсолютная высота местного базиса эрозии основной реки палеобассейна, м; I_p^n - средний палеоуклон опорного геоморфологического уровня на участке между местным базисом эрозии и конкретной точкой, м/км; l_p^n - расстояние конкретной точки от местного базиса эрозии основной палеореки, км.

После восстановления первоначального гипсометрического положения опорного геоморфологического уровня не представляло большого труда определить амплитуды вертикального перемещения его суммарно за плейстоцен и голоцен. Для этого на продольные профили террас были нанесены соответствующие им опорные геоморфологические уровни в первоначальном гипсометрическом положении (см. рис. 3-9). Амплитуды тектонических поднятий конкретных точек продольного профиля реки за плейстоцен и голоцен (A^n) определялись как разность современных (H_s^n) и первоначальных (H_p^n) гипсометрических положений этих точек: $A^n = H_s^n - H_p^n$.

В пределах локальных впадин Восточного Памира опорный геоморфологический уровень, как отмечалось выше, перекрыт чехлом плейстоценовых образований. Отсутствие буровых данных по этим впадинам не позволяет установить мощность плейстоценовых отложений, а следовательно, и современное гипсометрическое положение седиментационного уровня, отвечающего опорному геоморфологическому уровню. Поэтому при определении амплитуд плейстоценовых поднятий в пределах таких впадин условно принималось, что они соответствуют разности современного гипсометрического положения русла реки и первоначального положения опорного геоморфологического уровня. Установленные подобным образом амплитуды, конечно, превышают действительные, однако сказать, на сколько - пока нет возможности.

Особенности распределения амплитуд в пространстве были отображены на схеме вертикальных тектонических движений Памира суммарно за плейстоцен

Таблица 3
Расчет первоначальных гипсометрических положений днщ палеодолин

Местоположение нижней и верхней точек участка на профиле террас, км	Длина участка, l^n , км	Современный уклон		Пределы значений первоначального уклона опорного геоморфологического уровня, $x_1 > I_p^n > x_2$, м/км	Первоначальный уклон опорного геоморфологического уровня, I_p^n , м/км	Первоначальная абсолютная высота верхней точки участка, H_p^n , м	Ошибка в определении первоначального уклона опорного геоморфологического уровня и первоначальной высоты верхней точки участка, $\pm \Delta I_p^n$, м/км, $\pm \Delta H_p^n$, м
		русла реки, i_s^n , м/км	опорного геоморфологического уровня, I_s^n , м/км				
1	2	3	4	5	6	7	8
пра-Пяндж (см. рис. 3)							
39-127	88	3,5	2,5	$I_s^1 = I_p^1 > I_s^2$ $I_p^1 = 3,4$	3,4	1000 (местный базис эрозии 700 м)	-
127-207	80	3,7	6,8	$I_s^2 > I_p^2 > I_p^1$ $6,8 > I_p^2 > 3,4$	5,1	1410	1,7 135,0
207-212	5	4,0		$I_p^2 > I_p^3 > I_p^4$ $5,1 > I_p^3 > 0,9$	3,0	1425	2,1 10,0
212-218	6	0,9	0,2	$I_p^4 = I_p^4$ $I_p^4 = 0,9$	0,9	1430	?
218-226	8	1,5	?	$i_s^5 > I_p^5 > I_p^4$ $1,5 > I_p^5 > 0,7$	1,1	1440	0,4 3,0
226-233	7	5,6	?	$I_p^6 = I_p^5$ $I_p^6 = 1,1$	1,1	1450	?
233-258	25	4,9	5,7	$I_s^7 > I_p^7 > i_s^7$ $5,7 > I_p^7 > 4,9$	5,3	1580	0,3 8,0
39-258	219	4,7	4,3		4,0	1580	= 160,0
пра-Вахандарья - пра-Памир (см. рис. 3)							
Устье-61*	78			$I_s^4 > I_p^1 > I_p^2$ пра- Бартанг $I_s^4 > I_p^1 > I_p^5$ $4,8 > I_p^1 > 4,0$	4,4	1290	0,3 22,0
61-100*, 451	39			$I_p^2 = I_p^5$	4,0	1450	1,3 50,0
451-495	44	4,7	5,4	$I_s^3 < I_p^3$	-	-	-
451-553	102	2,9	2,6	$I_s^3 > I_p^4 > I_s^4$ $5,4 > I_p^4 > 2,6$	4,0	1855	1,3 133,0

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
553-581	28	21,7	7,7	$I_s^5 > I_p^5$	-	-	-
581-589	7	11,4	5,3	$I_p^6 > I_s^6$	-	-	-
553-588	35	19,7	7,0	$I_s^5 > I_p^7 > I_s^6$ $7,7 > I_p^7 > 5,3$	6,5	2085	1,1 38,0
588-608	20	9,2	6,0	$I_p^8 > I_p^8 > I_s^8$ $I_p^7 > I_p^8 > I_s^8$ $6,5 > I_p^8 > 6,0$	6,25	2210	0,20 4,0
608-620	12	11,8	5,6	$I_p^8 > I_p^9 > I_s^9$ $6,25 > I_p^9 > 5,6$	5,9	2280	0,2 2,0
620-662	42	5,4		$I_p^{10} > I_p^{10} = I_p$ впадина	2,0	2370	-
Устье - 662	328				4,2	2370	= 250,0
пра- Шахдара (см. рис. 5)							
0-66	66	14,2	4,9	$I_s^1 > I_p^1 > I_p^1$ Гунг $4,9 > I_p^1 > 3,9$	4,4	1615	0,4 26,0
90-130	40	14,5	7,0	$I_s^3 > I_p^3 > I_p^4$ $7,0 > I_p^3 > 6,1$	6,55	2015	0,4 16,0
66-130	64	12,6	5,7	$I_s^3 > I_p^4 > I_s^2$ $7,0 > I_p^4 > 5,2$	6,1	2015	
105 (см.рис.5) - 37**	30			$I_p^5 = I_p^3$	6,55	2045	0,4 12,0
37-46	10			$I_p^6 = I_p$ впадина	2,0	2065	
0-130	130	13,5	5,2		5,3	2015	55,0
пра-Кудара (см. рис. 7)							
0-23	23	17,5	11,8	$I_s^1 > I_p^1 > I_p^8$ Бар- танг $11,8 > I_p^1 > 4,8$	8,30	2090 (устье 1900 м)	3,4 78,0
23-40	17	17,5	24,8	$I_s^3 > I_p^2 > I_p^1$ $16,9 > I_p^2 > 8,3$	12,6	2304	4,2 71,0
0-40	40	17,5	16,9		10,0	2304	150,0

* Продольный профиль террас по долине р. Кокча.

** То же по долине р. Токузбулак

и голоцен (см. рис.16). Схема с помощью изобаз иллюстрирует результат тектонических деформаций земной коры Памира за период времени со второй половины раннего плейстоцена по голоцен включительно.

В заключение остановимся на основных допущениях и недостатках предлагаемого методического приема, о которых нужно обязательно помнить при его использовании.

1. Одним из недостатков методического приема является неучет гидрологического фактора, оказывающего, как известно, большое влияние на формирование террасовых уровней и уклонов продольных профилей русел рек. Несмотря на то, что русловые процессы в максимальной мере подчиняются воздействию тектонических движений, активное проявление гидрологического фактора в течение длительного времени может сильно изменить результат последних. Водность рек Памира на протяжении плейстоцена испытывала значительные колебания, обусловленные как климатическими изменениями, так и перестройкой речной сети. Следовательно, если водности древней и современной рек были различными, то даже при одинаковых тектонических условиях первоначальный уклон опорного геоморфологического уровня и современный уклон русла реки в пределах одной долины будут, по-видимому, значительно различаться. Несмотря на то, что к анализу уклонов русел современных рек мы обращались лишь при отсутствии другого фактического материала, погрешность за счет гидрологического фактора в амплитуды поднятий все-таки привнесена.

2. Не менее значительное влияние на формирование долин рек оказывает литологический фактор, который в данной работе также не учитывался. Условно принималось, что свойства горных пород, в которых выработывались речные долины, в пределах исследуемого участка на протяжении всего плейстоцена и голоцена были одинаковыми. И хотя известно, что по склонам глубоких долин сверху вниз литология и эрозионная стойкость горных пород существенно изменяются, учесть погрешности за счет них на данном этапе исследований не удалось.

3. Максимально возможная погрешность определения суммарных амплитуд тектонических движений за плейстоцен и голоцен для районов, наиболее удаленных от местных базисов эрозии основных палеорек, составляет $\pm 150-200$ м. От амплитуд тектонических движений в 2000-2700 м она равна приблизительно 10-15%.

4. Методический прием подсчета амплитуд тектонических движений применим только для территорий с хорошо развитой речной сетью.

5. Несмотря на то, что анализ современных уклонов опорного геоморфологического уровня проводился весьма ответственно, в него, естественно, привнесена доля субъективности. Поэтому полученные амплитуды вертикальных тектонических движений Памира суммарно за плейстоцен и голоцен необходимо рассматривать как один из возможных вариантов.

Определение амплитуд тектонических движений за эпохи плейстоцена и голоцен с помощью анализа эрозионных врезов

Для определения амплитуд тектонических поднятий Памира за эпохи плейстоцена и голоцен в качестве исходных данных использовались глубины эрозионных врезов в пределах нижнего яруса рельефа. В основу разделения амплитуд вертикальных движений за плейстоцен и голоцен положен принцип зависимости величин эрозионных врезов от амплитуд разновозрастных поднятий (Билибин, 1955; Панов, 1964). Это значит, что чем больше эрозионный врез, тем большим амплитудам восходящих движений он соответствует (Агаханянц и др., 1964; Лоскутов, 1969; Несмеянов, 1969, 1971).

Необходимо указать, что впервые разделение амплитуд новейших тектонических движений Памира на более дробные части было предпринято О.Е.Агаханянцем, М.М.Пахомовым и А.К.Трофимовым (1964). Применяв прямо пропорциональную зависимость глубин эрозионных врезов от амплитуд разновозрастных

поднятий, они определили средние амплитуды поднятий Памира за этапы времени, в которые были сформированы верхний ($P_{g3}-N_1^1$), средний ($N_1^2-Q_1^1$) и нижний ($Q_1^2-Q_1$) ярусы рельефа. В дальнейшем этой же методикой были определены средние амплитуды поднятий отдельных долин Памира и Памиро-Алая В.В.Лоскутовым (1969) и А.К.Трофимовым (1970). Перед нами стояла задача определить амплитуды тектонических движений Памира за эпохи плейстоцена и голоцен в таком количестве точек, которое позволило бы построить для этого региона схемы тектонических движений в изолиниях.

Выделение эрозионных врезов основывается на понятии "эрозионный цикл", который начинается с энергичного врезания реки в поверхность, сформированную в предшествующем цикле, и заканчивается выработкой новой поверхности (Дэвис, 1962). Это позволяет считать, что поверхность террасы и уступ, идущий вверх от нее до поверхности вышележащей террасы, сформированы в один эрозионный цикл. Глубина эрозионного вреза соответствует превышению поверхности террасы одного возраста над поверхностью террасы более молодого возраста или поверхности нижней террасы комплекса одного возраста над поверхностью нижней террасы комплекса более молодого возраста.

Приуроченность к нижним террасам каждого комплекса аллювиальных отложений свидетельствует, по-видимому, о смене глубинной эрозии боковой и даже аккумуляцией. Можно предполагать, что реки Памира к концу каждой эпохи плейстоцена успевали выработать профили равновесия или были близки к этому (Лоскутов, 1969), т.е. каждой эпохе плейстоцена соответствует определенный эрозионный цикл.

В пределах долин Памира выделено четыре эрозионных вреза, соответствующих голоценовому, поздне-, среднеплейстоценовому и второй половине раннеплейстоценового времени. Последний врез начинается от поверхности опорного геоморфологического уровня, закончившего свое формирование, как уже отмечалось, по-видимому, в первой половине раннего плейстоцена.

Определение амплитуд поднятий Памира за эпохи плейстоцена и голоцен проводилось в такой последовательности.

1. Выбор на продольных профилях террас серии поперечных профилей, удаленных один от другого в среднем на 10 км.

2. Определение для каждого поперечного профиля глубин эрозионных врезов, соответствующих эпохам плейстоцена и голоцену.

3. Определение коэффициентов связи суммарных амплитуд поднятий за плейстоцен и голоцен (A^n) с глубинами обусловленных ими врезов (B^n) для блоков земной коры, испытавших в плейстоцене различные по интенсивности тектонические движения:
$$c = \frac{A^n}{B^n}.$$

4. Определение амплитуд вертикальных тектонических движений за эпохи плейстоцена или голоцен по формуле $a^n = cb^n$, где b^n — глубина вреза за эпоху плейстоцена и голоцен. Величины врезов были взяты с продольных профилей террас.

Следует отметить, что в периоды интенсивных поднятий различных территорий в их пределах часто формировались переуглубленные долины, заполнявшиеся в последующие эпохи нисходящего развития рельефа рыхлыми отложениями. Так, на Памире днища среднеплейстоценовых долин лежат зачастую значительно ниже тальвегов современных долин (Никонов, 1970, 1972б). Полную глубину вреза в пределах этих переуглубленных долин можно определить лишь с помощью буровых работ. Но так как мы выявляем суммарный результат плейстоценовых и голоценовых тектонических движений, обуславливающий общее воздымание территории Памира, то при определении их амплитуд переуглубление долин можно не учитывать. В данном случае в приводимой выше формуле за глубину вреза принимается не полная его величина, а лишь та часть, которая соответствует превышению поверхности террасы одного возраста над поверхностью более молодой, сложенной осадками, заполняющими переуглубленную долину.

Конечно, прямо пропорциональная зависимость врезов от амплитуд поднятий недостаточна для строгих подсчетов. Отклонения от нее могут быть выз-

Таблица 4

Расчет амплитуд плейстоценовых и голоценовых

Местоположение точки на профиле террас, км	Абсолютная высота опорного геоморфологического уровня		Амплитуды тектонических поднятий суммарно за плейстоцен и голоцен, A^n , м	Общий врез реки суммарно за плейстоцен и голоцен, B^n , м	Врез реки за эпохи	
	современная, H_s^n , м	первоначальная, H_p^n , м			Q_1^2	Q_2
1	2	3	4	5	6	7
					Памир - Пяндж	
30	2130	650	1480	1318	-	-
40	2460	655	1800	1580	-	-
50	2475	665	1810	1570	-	-
60	2500	685	1815	1560	-	-
70	2535	705	1830	1550	-	-
80	2540	735	1805	1530	-	-
90	2570	770	1800	1530	-	-
100	2580	800	1780	1525	364	940
110	2600	825	1775	1497	340	912
120	2620	850	1770	1484	324	908
130	2717	875	1842	1544	328	904
140	2744	900	1844	1534	328	900
150	2782	930	1852	1533	328	900
160	2851	965	1886	1551	352	900
170	2920	1000	1920	1588	388	860
180	2954	1030	1924	1680	464	820
190	3148	1070	2078	1776	540	832
200	3270	1100	2170	1870	-	-
210	3191	1115	2076	1725	-	-
220	3171	1135	2036	1685	-	-
230	3295	1165	2130	1760	400	1100
240	3332	1200	2132	1755	400	1088
250	-	1250	-	-	-	1300
260	3440	1300	2140	1730	-	-
270	3530	1420	2110	1630	-	-
280	-	-	-	-	-	936
290	-	1600	-	-	-	912
300	-	1500	-	-	-	964
310	3240	1440	1804	1260	276	728
320	-	1400	-	-	-	71
330	3249	1365	1884	1236	280	668
340	3240	1330	1910	1215	260	670
350	3230	1300	1930	1184	232	704
360	3270	1270	2000	1220	220	650
370	3320	1230	2090	1155	-	-
380	3395	1240	2155	1200	-	-
390	3470	1350	2120	1225	-	-
400	-	1470	-	-	-	-
410	3862	1810	2052	1165	160	736
420	3690	1670	2020	1055	140	636
430	3585	1580	2005	986	134	548

вертикальных тектонических движений

плейстоцена и голоцен, b^n , м			Амплитуды поднятий за эпохи плейстоцена и голоцен, a^n , м				
$Q_1^2 - Q_2$	Q_3	Q_4	Q_1^2	Q_2	$Q_1^2 - Q_2$	Q_3	Q_4
8	9	10	11	12	13	14	15
			(см. рис. 3)				
1100	140	68	-	-	1243	157	80
1296	172	102	-	-	1477	200	123
1310	158	116	-	-	1500	180	130
1346	132	120	-	-	1542	143	130
1358	126	98	-	-	1590	134	106
1353	132	88	-	-	1565	140	100
1338	136	90	-	-	1545	157	98
1304	152	56	432	1090	1522	186	72
1265	168	64	408	1094	1518	202	77
1236	176	72	386	1081	1471	209	86
1246	180	118	390	1076	1483	214	140
1234	160	140	394	1080	1481	192	168
1239	168	126	397	1089	1499	203	152
1269	142	140	429	1098	1548	173	171
1264	152	172	469	1041	1529	184	208
1292	216	172	548	968	1525	255	203
1376	200	200	632	973	1610	234	234
1502	156	212	-	-	1742	181	246
1477	128	120	-	-	1772	154	144
1444	112	128	-	-	1747	136	155
1510	102	148	484	1327	1827	123	179
1515	92	148	484	1316	1833	111	179
-	130	140	-	-	-	-	-
1466	152	112	-	-	1818	188	139
1402	156	72	-	-	1809	201	93
-	112	10	-	-	-	162	-
-	120	24	-	-	-	174	-
-	128	22	-	-	-	186	-
934	180	68	395	1041	1410	257	97
-	205	75	-	-	-	-	-
958	238	40	426	1000	1456	362	61
935	240	40	408	1052	1468	377	63
930	210	44	378	1148	1516	342	72
865	250	55	365	1079	1436	410	91
830	226	75	-	-	1502	398	136
925	195	90	-	-	1665	350	162
955	150	120	-	-	1452	260	208
-	165	100	-	-	-	-	-
900	165	104	254	1170	1431	319	165
777	160	122	251	1138	1391	306	218
686	170	130	260	1063	1331	345	252

Таблица 4

1	2	3	4	5	6	7
440	3415	1500	1915	915	100	548
450	3404	1500	1904	874	108	520
460	3445	1535	1910	860	100	525
470	3491	1565	1926	860	90	532
480	3580	1600	1980	910	120	535
490	3643	1625	2018	950	140	604
500	3650	1650	2000	948	124	636
510	3647	1680	1967	935	88	644
520	3628	1710	1918	900	64	636
530	3600	1745	1855	845	72	564
540	3640	1780	1860	852	80	564
550	3610	1780	1830	825	76	564
560	3641	1825	1816	630	36	456
570	3710	1870	1840	450	28	314
580	3776	1940	1836	330	-	-
590	3783	2000	1783	250	-	-
600	3838	2060	1778	216	-	-
610	3784	2100	1684	124	-	-
620	3850	2170	1680	56	-	-
0	3304	1324	1980	1230	220	654
10	3345	1360	1985	1090	212	608
20	3390	1390	2000	900	212	500
30	3430	1425	2005	852	180	471
40	3475	1470	2005	785	156	468
50	3515	1510	2005	735	108	475
60	3575	1560	2015	685	70	450
70	3585	1610	1975	568	48	400
80	3540	1690	1950	500	25	365
90	3685	1760	1925	480	-	-
100	3755	1825	1930	450	-	-
110	3825	1900	1925	435	-	-
120	3860	1950	1910	305	-	-

Джоушангоз -

(окончание)

8	9	10	11	12	13	14	15
651	162	102	200	1145	1361	339	213
630	160	84	235	1134	1373	348	183
626	150	84	222	1166	1390	330	186
620	150	90	201	1186	1383	335	201
660	170	80	262	1166	1439	371	174
740	130	80	297	1280	1569	276	170
762	120	66	262	1342	1609	253	139
737	120	78	185	1352	1548	252	164
712	160	88	136	1355	1517	213	187
650	120	75	158	1241	1430	264	165
648	140	64	174	1230	1413	305	140
633	152	40	169	1252	1405	296	130
494	90	46	104	1313	1423	260	132
342	78	30	114	1286	1400	319	122
248	57	26	-	-	1381	316	140
180	50	14	-	-	1284	354	100
164	38	14	-	-	1350	314	115
82	34	8	-	-	1114	461	108
54	2	-	-	-	-	-	-
Шахдара (см. рис. 5)							
874	304	104	364	1065	1429	403	167
820	228	76	385	1107	1492	359	138
712	148	40	470	1110	1581	330	89
651	144	45	423	1108	1531	338	106
624	116	45	398	1193	1591	296	115
583	112	40	376	1216	1592	306	109
520	140	25	344	1185	1529	411	75
448	110	10	345	1198	1543	398	34
390	81	24	321	1219	1540	347	94
370	92	18	281	1202	1483	369	73
402	48	-	301	1422	1723	207	-
387	48	-	335	1377	1712	213	-
-	-	-	-	-	-	-	-

ваны многими причинами, в первую очередь изменениями водностей рек вследствие непостоянства климатических условий. Существенно будет изменяться скорость врезания и от смены пород сверху вниз по склону долины. Кроме того, в нижней части поперечного профиля долины для врезания реки на ту же величину, что и в верхней его части, потребуется амплитуда поднятия, несколько большая. К сожалению, данные, необходимые для внесения в амплитуды тектонических движений поправок на эти факторы, в настоящее время еще отсутствуют.

Результаты определений амплитуд поднятий по долинам некоторых рек Памира за эпохи плейстоцена и голоцен приведены в табл. 4. Анализ этих данных позволил построить ряд схем вертикальных тектонических движений в изолиниях для отрезков времени, которым отвечают соответствующие эрозионные циклы: для второй половины раннего плейстоцена, среднего плейстоцена, позднего плейстоцена и голоцена (см. рис. 10, 11, 13, 15). Для иллюстрации процесса формирования современного структурного плана Памира на протяжении плейстоцена нами дополнительно были построены схемы тектонических движений за суммарные эпохи плейстоцена: вторую половину раннего плейсто-

цена - средний плейстоцен, вторую половину раннего плейстоцена - средний плейстоцен - поздний плейстоцен (см. рис. 12, 14). Последовательный анализ последних схем позволяет проследить процесс формирования структурных элементов региона. Наряду с этим построение таких схем целесообразно для выявления изменений скоростей вертикальных тектонических движений во времени.

Известно, что на значение средних скоростей тектонических движений существенно влияет продолжительность времени их осреднения. Это обусловлено значительной неравномерностью проявления тектонических движений во времени. При общей постоянной направленности они нередко ускоряются, замедляются или даже изменяют знак на обратный. Поэтому, чем короче промежуток времени осреднения, тем большую или меньшую величину средней скорости для него можно получить. В частности, увеличение скоростей голоценовых тектонических движений в горных областях зачастую отрицается. При этом основным возражением является ссылка на то, что продолжительность голоцена по сравнению с эпохами плейстоцена весьма мала, и поэтому при осреднении голоценовой скорости можно зафиксировать "пиковую" характеристику. Следовательно, при сравнении между собой скоростей тектонических движений, определен-

ных для различных по продолжительности отрезков времени, и особенно при построении графиков изменений скоростей могут быть получены неверные представления о направленности тектонических движений во времени. Для того чтобы избежать этой погрешности, в предлагаемой работе скорости вертикальных тектонических движений определялись как для отдельных эпох плейстоцена, так и суммарно. В последнем случае продолжительность отрезков времени, для которых определялись скорости тектонических движений, по направлению к современности увеличивалась.

Вопрос о продолжительности плейстоцена до настоящего времени, как известно, не имеет однозначного ответа. По данным различных исследователей, продолжительность плейстоцена от 0,6 до 2 млн. лет и более (Афанасьев и др., 1964; Громов и др., 1969; Марков, 1969; Лоскутов, 1969; Никонов, 1972а; Сох а.о., 1965). В настоящей работе принимается точка зрения А.А.Никонова и А.В.Пенькова (1973), согласно которой плейстоцен оценивается в 600–700 тыс. лет ($Q_1=200-300$, $Q_2=250-300$, $Q_3=100-150$ тыс. лет), а голоцен в 10 тыс. лет.

Анализ схем вертикальных тектонических движений Памира за эпохи плейстоцена и голоцен, а также графиков их скоростей позволил выявить основные закономерности развития территории и установить тенденцию развития ее структурного плана.

Глава 5

РАЗВИТИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ПАМИРА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Территория Памира, прежде чем приобрести современный высокогорный облик, претерпела сложную историю геологического развития. Геосинклинальные условия, существовавшие здесь на протяжении палеозоя и мезозоя, в начале кайнозоя, как известно, полностью завершились, и Памир превратился в складчатую страну. В его пределах к этому времени был сформирован ряд крупных структурных элементов субширотного простиранья, наиболее значительными из которых являлись Северопамирское поднятие, Центральнопामीрский прогиб и Южнопामीрское поднятие (Крестников, 1961, 1962).

В конце олигоцена рассматриваемая территория была охвачена движениями этапа тектонической активизации, наложившимися на заключительные фазы альпийского геосинклинального развития. Памир этого времени представлял собой сушу с пологохолмистым рельефом (Крестников, 1961). Максимальные абсолютные высоты, составляющие 1500–2000 м, были приурочены, по-видимому, к Северо- и Южнопамирскому поднятиям, совпадающим по местоположениям с районами современных хребтов Заалайского, Шахдаринского и Академии Наук (Чедия, Лоскутов, 1965). Осадконакопление происходило в пределах межгорных впадин и речных долин, располагавшихся между зарождавшимися субширотно вытянутыми хребтами. Реки Памира, для которых были характерны малые падения русел, стекали в западном направлении в сторону Северного Афганистана.

Активизация тектонических движений привела к резкому воздыманию Памира, превратившемуся к концу неогена в область преимущественной денудации. Наиболее интенсивно восходящие движения в неогене проявились на территории Западного Памира. Главенствующая роль в формировании рельефа принадлежала здесь глубинной эрозии, высокая активность которой обусловила формирование узких крутосклонных долин и островерхих водоразделов. Осадконакопление носило локальный характер и было приурочено в основном к долинам палеорек.

На Восточном Памире скорости неогеновых восходящих движений были, по-видимому, существенно ниже. Наряду с глубинной эрозией здесь не менее активно проявлялась и боковая, сопровождаемая плоскостной денудацией склонов долин. Для рельефа было характерно наличие бессточных котловин и широких корытообразных долин с пологими склонами и уплощенными водоразделами (Лоскутов,

1962). Осадконакопление протекало весьма интенсивно и было неразрывно связано с возникновением и активным формированием частных впадин, наиболее крупными из которых являлись Каракульская, Рангкульская, Кошагыльская, Аличурская и Салангурская (Чедия, 1971).

В конце плиоцена – начале плейстоцена на территории Памира установились условия относительного тектонического покоя. Последовавшая за этим смена глубинной эрозии боковой способствовала формированию широких плоскодонных долин, фрагменты днищ которых в виде террасовидных поверхностей сохранились до настоящего времени в основании среднего яруса рельефа. Анализ морфологии и особенностей распространения поверхностей показал, что тектоническая обстановка в пределах различных областей Памира в рассматриваемый период времени была далеко не одинаковой. Это оказало воздействие на ход эрозионно-денудационных процессов и обусловило возникновение различий в формировавшихся типах рельефа.

Наиболее интенсивно эрозионно-денудационные процессы проявились на Западном Памире, особенно в его северной части. Горные массивы и хребты, по мнению О.К. Чедия (1962), к началу плейстоцена достигли здесь 3000 м. Хр. Академии Наук и восточные окончания Язгулемского и Шахдаринского хребтов, приуроченные к центральным частям Северопамирского и Южнопамирского поднятий, воздымались выше 4000 м. Главенствующая роль в формировании рельефа Западного Памира принадлежала эрозионным процессам, причем наряду с боковой эрозией в этот период протекала, по-видимому, и глубинная, хотя интенсивность ее была незначительной. Осадконакопление не имело площадного распространения и было приурочено к долинам крупных рек. Основная масса обломочного материала выносилась за их пределы, и лишь на территории Кокбайской и Гунтской впадин, располагавшихся на границе между Западным и Восточным Памиром, происходила аккумуляция плиоцен-раннеплейстоценовых отложений. Абсолютные высоты днищ долин Западного Памира составляли в это время 700–1700 м (см. табл. 3). Их ширина не превышала нескольких сотен метров. Гребни хребтов возвышались над днищами на 1700–2500 м.

Несколько по-иному эрозионно-денудационные процессы протекали на Восточном Памире, к территории которого были приурочены основные зоны осадконакопления. Так, на севере его в меридиональном направлении узкой цепочкой протягивались соединявшиеся между собой Маркансуйская, Каракульская и Аильутекская впадины. Крупными зонами накопления плиоцен-раннеплейстоценовых осадков являлись Рангкульская, Кошагыльская и Аличурская впадины. Менее интенсивно формирование рыхлых толщ происходило в Салангурской и Зоркульской впадинах, располагавшихся на юге Восточного Памира (Васильев, 1962, 1965, 1966). Наблюдалась аккумуляция обломочного материала и по долинам рек. В их пределах интенсивно протекала боковая эрозия, сопровождаемая плоскостной денудацией склонов долин. Преобладание боковой эрозии благоприятствовало формированию плоских днищ, ширина которых достигала нескольких километров. Речные долины располагались на высотах 2000–2800 м (см. табл. 3). Абсолютные высоты рельефа на территории Восточного Памира несколько превышали 3000 м (Чедия, Лоскутов, 1965).

Как видно из приведенных данных, различия в активности восходящих движений и эрозионно-денудационных процессов, проявившиеся в пределах Западного и Восточного Памира в неогене, в конце его не только сохранились, но даже еще углубились. В результате этого на территории Памира к началу плейстоцена были сформированы два типа рельефа: эрозионный на Западном и эрозионно-денудационный – на Восточном. Границей между ними являлась узкая переходная зона, прослеживаемая в меридиональном направлении от Заалайского хребта на севере до Гиндукуша – на юге. Наиболее четко переходная зона была выражена на севере региона. Здесь она совпадала с областью интенсивного осадконакопления, зародившейся в неогене и отделившейся от Северопамирского поднятия более мелкие Акбайтальское и Северосарыкольское поднятия (Крестников, 1962). В рельефе земной поверхности этой области соответствовало меридиональное депрессионное понижение, включавшее в свои пределы цепочку

соединявшихся между собой Маркансуйской, Каракульской и Аильтукской впадин. Меридиональное простираие депрессионного понижения подчеркивалось системой разрывных нарушений. На юге граница между Западным и Восточным Памиром проходила вдоль западного борта Аличурской впадины, осложненного серией четко выраженных в рельефе меридиональных разрывов.

Возникает естественный вопрос о природе границы между Западным и Восточным Памиром. Интересно отметить, что появление первых сведений о различии в характере эрозионного расчленения западной и восточной частей Памира относится ко времени самых ранних исследований рассматриваемого региона. Однако в вопросе о причинах различия до сих пор нет единства точек зрения.

Длительное время существовало мнение, что орографические различия обусловлены лишь экзогенными факторами. В частности, большая роль отводилась консервирующей деятельности древних ледников, замедлявших ход эрозионных процессов на территории Восточного Памира и препятствовавших проникновению в его пределы регрессивной эрозии. Одним из факторов, обусловившим слабую расчлененность Восточного Памира, считалась значительная удаленность рек этой области от основных базисов эрозии.

И.П. Косминской были опубликованы данные о глубинном строении, показавшие меридиональное простираие структурных элементов основных разделов земной коры Памира (Косминская, 1958; Косминская и др., 1958). Напомним, что крупные поверхностные структуры Памира, развивающиеся унаследованно с палеозоя, имеют четкую субширотную ориентировку. Анализ геофизических данных позволил по-новому взглянуть на новейшую историю геологического развития этого региона и сделать предположение о том, что различие в характере эрозионного расчленения Западного и Восточного Памира обусловлено тектоническими факторами, а граница между ними имеет тектоническую природу.

Так, в 1961 г. была опубликована работа В.Н. Крестникова, показавшего развитие процесса переработки древнего субширотного структурного плана Памира новейшим меридиональным и, как результат этого, заложение на Восточном Памире меридионально вытянутой депрессии. Б.А. Петрушевским (1961) было сделано предположение о развитии на Памире крупной меридиональной тектонической зоны глубокого заложения. Несколько позднее появились работы О.К. Чедия (1962, 1964), развивающие точку зрения о том, что на границе между Западным и Восточным Памиром в новейшее время формируется крупное поперечное Зулумартское поднятие. По данным Н.П. Костенко (1963, 1964), Западный Памир отделяется от Восточного зоной Центральнопамирского секающего разлома.

В последние годы были получены геофизические данные, свидетельствующие о том, что граница между Западным и Восточным Памиром обусловлена глубинными процессами. Так, М.В. Кулагина в 1971 г. отметила наличие в рельефе поверхности Мохоровичича Памира четкой ступени меридионального простираия, в пределах которой мощность земной коры резко увеличивается с запада на восток. По местоположению эта ступень в первом приближении совпадает с переходной зоной между Западным и Восточным Памиром. Исследованиями Л.П. Винника и А.А. Лукка (1974) было показано наличие меридиональной зоны и в верхней мантии. Изучение скоростей продольных волн далеких землетрясений позволило им выделить под Памиром два блока: западный — высокоскоростной и восточный — низкоскоростной. Между собой эти блоки разделяются узкой меридиональной зоной, прослеживаемой на глубину до 350-400 км.

Анализ геофизических и геологических данных, а также новейшей истории развития Памира позволил В.Н. Крестникову и автору данной работы сделать предположение о том, что формирование поперечной зоны обусловлено развитием глубинного разлома, названного нами Зулумарт-Кызылдангским (Белюсов, 1973). Примерно в это же время предположение о глубинном характере границы между Западным и Восточным Памиром было высказано Н.П. Костенко (1972) и Л.Н. Афиногеновой (1973).

Вопрос о времени зарождения зоны поперечного Зулумарт–Кызылдангского глубинного разлома требует тщательного изучения. Вместе с тем совершенно очевидно, что в рельефе земной поверхности эта зона проявляется с неогена, обусловив разделение территории Памира на Западно- и Восточнопамирскую меридиональные тектонические зоны.

Обоснованность классификации поперечной зоны как глубинной убедительно доказывается историей развития Памира в плейстоцене. Различия в характере тектонических движений Западно- и Восточнопамирской тектонических зон, проявившиеся в неогене, на протяжении плейстоцена направленно нарастали, углубляясь от эпохи к эпохе.

Анализ палеогеографической обстановки, существовавшей на Памире в конце плиоцена – начале плейстоцена, свидетельствует о том, что основные черты рельефа и современного структурного плана региона в этот период времени уже существовали. Дальнейшее их развитие и усложнение продолжалось на протяжении плейстоцена и голоцена.

Вертикальные тектонические движения и структурный план Памира в эпохи плейстоцена и голоцена

В раннем плейстоцене в режиме тектонического развития Памира произошло существенное изменение, выразившееся в резком усилении интенсивности и дифференцированности восходящих тектонических движений. Время этого усиления установлено еще недостаточно точно. По ряду признаков, в частности по наличию эрозионного вреза, синхронного моренам древнейшего оледенения, которые датируются второй половиной раннего плейстоцена (Трофимов, 1968б), нарастание скоростей поднятий произошло, по-видимому, в конце первой половины раннего плейстоцена. С этого времени в истории тектонического развития исследуемого региона начинается качественно новый этап, обусловивший оформление современного структурного плана и рельефа горной страны.

Вторая половина раннего плейстоцена

Усиление восходящих тектонических движений, проявившееся в конце первой половины раннего плейстоцена, привело к резкому воздыманию всего Памира в целом. Анализ структурного плана, созданного вертикальными тектоническими движениями за вторую половину раннего плейстоцена (рис. 10), свидетельствует о том, что структурные элементы Памира развивались в этот отрезок времени далеко не однозначно.

Наиболее интенсивно восходящие движения проявились в пределах Западнопамирской тектонической зоны, включавшей Северопамирское поднятие, Бартангский, Гунтский, Джоушангозский и Предгиндукушский прогибы, а также западные окончания Рушанского и Южнопамирского поднятий. Амплитуды восходящих движений за вторую половину плейстоцена составляли здесь предположительно 200–600 м, тогда как на большей части Восточнопамирской тектонической зоны они, по-видимому, не превышали 200–400 м.

Северопамирское поднятие располагалось в районе современных хребтов: Дарвазского, Ванчского, Язгулемского, Академии Наук, Белеули, Северный Таньмас, Зулумарт, центральной части Заалайского хребта и восточной – хр. Петра Первого. Занимая значительную часть территории Памира, это поднятие резко выделялось на его фоне изометричной формой. Северной границей являлась зона Дарваз–Каракульского глубинного разлома, отчленявшая его от структурных элементов Памиро–Алая и Таджикской депрессии. Южная граница проходила по крупному региональному разлому, прослеживаемому по правым берегам рек Таньмас, Кудара и Бартанг. Этим тектоническим нарушением Северопамирское поднятие отделялось от расположенного к югу от него Бартанг-

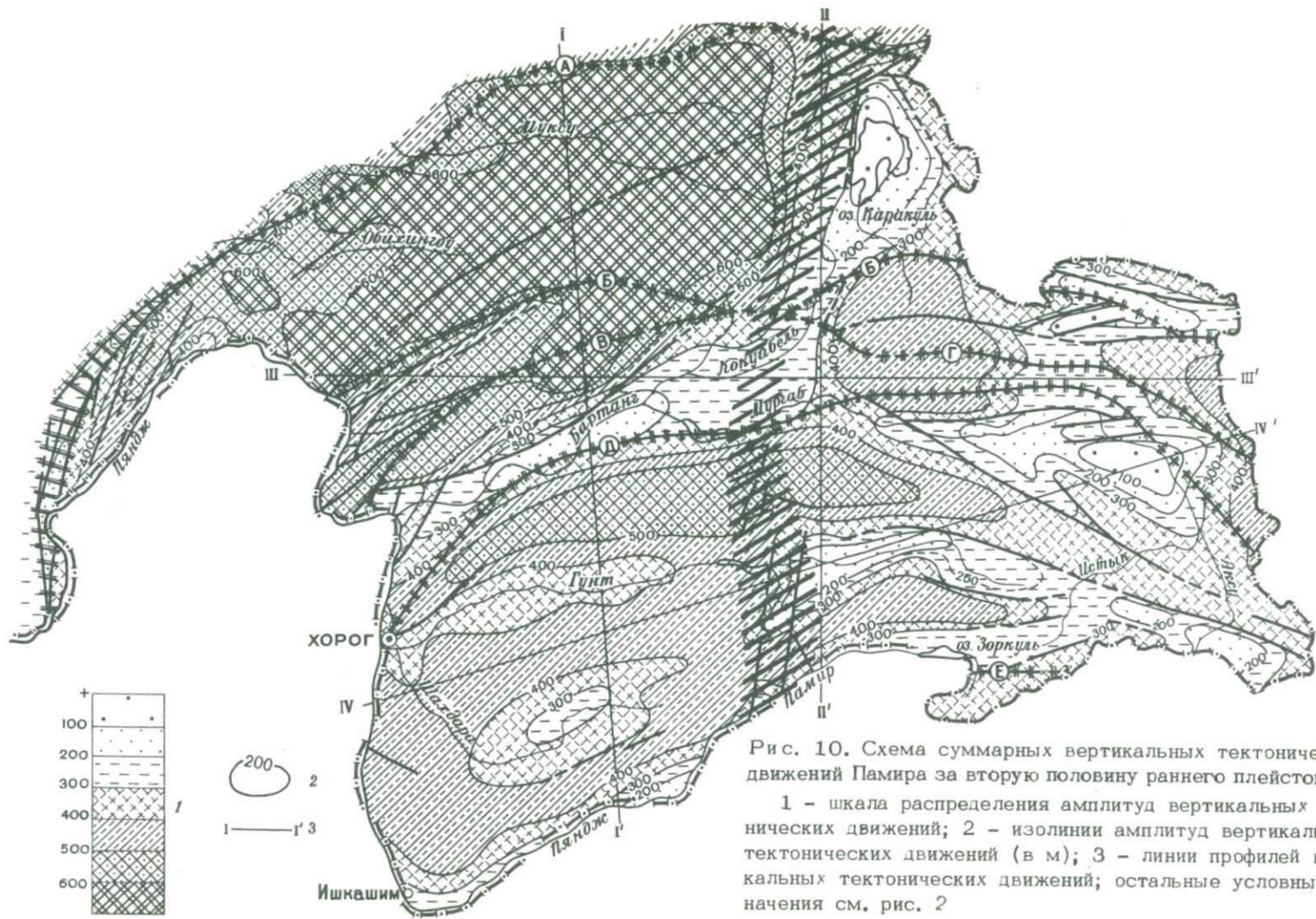


Рис. 10. Схема суммарных вертикальных тектонических движений Памира за вторую половину раннего плейстоцена
 1 - шкала распределения амплитуд вертикальных тектонических движений; 2 - изолинии амплитуд вертикальных тектонических движений (в м); 3 - линии профилей вертикальных тектонических движений; остальные условные обозначения см. рис. 2

гского прогиба¹. На востоке оно окаймлялось меридиональной зоной Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома. На юго-западе, после пересечения долины р. Пяндж, рассматриваемое поднятие прослеживалось на территории Северного Афганистана, где оно включало район современного хр. Сафедхирс.

Наиболее интенсивно восходящие движения в пределах Северопамирского поднятия проявились в его восточной и центральной частях, оконтуренных на схеме суммарных тектонических движений за вторую половину раннего плейстоцена изобазой 600 м (см. рис. 10). На юго-западе поднятия тектонические движения в этот период носили ярко выраженный блоковый характер. Здесь расположена серия региональных и глубинных разломов северо-восточного простирания, дифференцированные движения по которым с амплитудами относительных перемещений 100–250 м способствовали формированию ступенчатых поднятий и грабенов. Суммарные амплитуды восходящих движений составляли здесь, по-видимому, 400–500 м. Такие же амплитуды были характерны для северо-западной части структурного элемента.

К югу от Северопамирского поднятия в субширотном направлении простирался Бартангский прогиб. В современном рельефе ему соответствуют долины р. Бартанг и низовьев рек Мургаб и Кудара. На севере прогиб крупным региональным разрывом, прослеживаемым по правому берегу р. Бартанг, отчленялся от Северопамирского поднятия. С юга он контролировался зоной Пшартского глубинного разлома. На востоке Бартангский прогиб сливался с меридионально расположенным Каракуль-Кокуйбельским прогибом.

Наиболее опущенное место Бартангского прогиба было в районе верховьев долины Бартанга, отстающем в воздымании от окружающих поднятий на 400–450 м. Амплитуды восходящих движений не превосходили здесь 200 м. На остальной территории они составляли 250–300 м. Несколько обособленно развивался Усть-Бартангский блок, расположенный в районе слияния Бартанга и Пянджа. Для него было характерно косое поднятие, максимальные скорости которого были приурочены к восточной части блока. Суммарные амплитуды поднятий за вторую половину раннего плейстоцена составляли здесь 300–350 м. К западу они понижались до 250–300 м.

Рушанское поднятие, располагавшееся в субширотном направлении к югу от Бартангского прогиба, имело дугообразную форму в плане, обращенную выпуклостью к северу. Северное крыло поднятия было короткое и крутое. На большем протяжении с севера и северо-запада поднятие контролировалось зоной Пшартского глубинного разлома. На северо-востоке оно окаймлялось узким прогибом, приуроченным к долине р. Мургаб. Амплитуды восходящих движений Рушанского поднятия за вторую половину раннего плейстоцена составляли 400–500 м. Западное окончание этого поднятия, расположенное в пределах Западнопамирской тектонической зоны, по сравнению с восточной частью испытало более интенсивное воздымание.

К юго-западу от Рушанского поднятия простирался Гунтский прогиб. К последнему в рельефе была приурочена субширотная долина р. Пра-Гунт. Во второй половине раннего плейстоцена Гунтский прогиб испытывал относительное опускание, отставая в воздымании от ограничивавших его поднятий на 100–200 м. Амплитуды восходящих движений в его пределах не превышали 400 м. Наиболее опущенное место совпадает с центральной частью прогиба.

К югу от Гунтского прогиба во второй половине раннего плейстоцена формировалось крупное Южнопамирское поднятие, включавшее районы современных

¹ В плейстоцене в пределах Памира, испытывавшего интенсивное воздымание, отдельные структурные элементы развивались с пониженными скоростями восходящих движений, отставая в поднятии от окружающих их территорий. Такие участки названы нами прогибами. Таким образом, под прогибом в настоящей работе понимается структурный элемент, испытывающий не абсолютное прогибание, а относительное, т.е. отстающий в поднятии от окружающих его территорий.

хребтов Шугнанского, Ишкашимского, Шахдаринского и Южно-Аличурского. В центральной части оно было осложнено Джоушангозским прогибом, располагавшимся в районе верховьев р. Шахдара. Во второй половине раннего плейстоцена этот прогиб испытывал относительное прогибание, отставая в воздымании от окружающих его территорий на 150–200 м. В пределах остальной части Южнопамирского поднятия происходило интенсивное воздымание, амплитуды которого составляли 400–450 м.

Следует отметить, что в конце плиоцена – начале раннего плейстоцена Джоушангозский прогиб соединялся на востоке с Аличурской впадиной, которая в свою очередь соединялась с Гунтским прогибом. Во второй половине раннего плейстоцена эти прогибы были отчленены один от другого поперечным поднятием, осложнявшим западное крыло Зулумарт–Кызылдангского глубинного разлома. Это поднятие прослеживалось в меридиональном направлении от устья р. Токузбулак и оз. Яшилькуль на севере до низовьев р. Памир на юге. Оно явилось началом более крупного поперечного поднятия, сформировавшегося вдоль зоны этого разлома в последующие эпохи плейстоцена.

Южнопамирское поднятие на юге окаймлялось субширотным Предгиндукушским прогибом, соединявшимся на востоке с Зоркульской впадиной. К прогибу был приурочен широтный участок долины р. пра-Вахандарья. Амплитуды восходящих движений в пределах этого структурного элемента не превышали 200–250 м.

Восточнопамирская тектоническая зона отличалась от Западнопамирской прежде всего наименьшей интенсивностью ее поднятия. Амплитуды суммарных тектонических движений за вторую половину раннего плейстоцена на большей территории этой зоны не превышали 100–400 м. Восходящие движения Восточнопамирской зоны характеризовались значительной дифференцированностью в пространстве при относительно незначительных перемещениях отдельных блоков по разломам, что обусловило мозаичное строение зоны. Для простирающихся структурных элементов были характерны два направления. На севере зоны переработка древнего субширотного плана новейшим обусловила развитие структурных элементов меридионального простираения. Наиболее крупными из них являлись Каракуль–Кокуйбельский прогиб, Акбайтальское и Сарыкольское поднятия, Ранкуль–Аксуейская область относительного прогибания. Последняя включала Ранкульскую, Мургабскую и Кошагыльскую впадины. На юге зоны структурные элементы характеризовались субширотным простираением, унаследованным с палеозоя. Здесь развивались Ваханское поднятие, Аличурская и Зоркульская впадины, а также восточные окончания Рушанского и Южнопамирского поднятий.

Каракуль–Кокуйбельский прогиб располагался к востоку от Северопамирского поднятия. Простираясь в субмеридиональном направлении от Алайской долины на севере до р. Мургаб на юге, он включал районы современной Каракульской впадины, меридионального участка долины р. Кокуйбель и центральную часть хр. Музкол. С запада прогиб контролировался зоной Зулумарт–Кызылдангского глубинного разлома. На юге он сливался с Бартангским прогибом.

На протяжении второй половины раннего плейстоцена рассматриваемый структурный элемент испытывал интенсивное относительное прогибание, отставая в воздымании от обрамлявших его поднятий приблизительно на 200–400 м. Максимальное отставание проявилось на севере прогиба в пределах Каракульской впадины. Амплитуды суммарных восходящих движений за этот период в центральной части впадины не превышали 100–200 м. В южном направлении они повышались и в центральной части прогиба составляли 240–260 м. Далее к югу амплитуды восходящих движений снова понижались и Каракуль–Кокуйбельский прогиб сливался с Бартангским прогибом.

К юго-востоку от Каракуль–Кокуйбельского прогиба располагалось Акбайтальское поднятие. На северо-востоке оно соединялось с Сарыкольским, а на юго-западе – с Рушанским поднятиями. Максимальные амплитуды суммарных восходящих движений (400–450 м) были характерны для центральной части Акбайтальского поднятия. На остальной территории они составляли 300–350 м.

К востоку от Гунтского прогиба вдоль юго-восточного борта Рушанского поднятия располагалась Аличурская впадина, испытывавшая в рассматриваемый период весьма интенсивное относительное прогибание. С севера и северо-востока Аличурская впадина контролировалась крупным субширотным разломом, активным в раннеплейстоценовое время, с запада — зоной поперечного Зулумарт-Кызылдангского разлома, с юга — окаймлялась поднятием Южно-Аличурского хребта. На востоке узким прогибом, прослеживаемым в юго-восточном направлении, соединялась с Салангурской впадиной, располагавшейся в верхнем течении р. Аксу.

Территория Аличурской впадины в раннем плейстоцене испытывала относительное прогибание, развиваясь в целом по унаследованному с плиоцена структурному плану. Амплитуды восходящих движений за вторую половину раннего плейстоцена в пределах наиболее прогнутой части впадин не превышали 200 м. В юго-восточном направлении они повышались до 250 м.

Ваханское поднятие, расположенное к югу от Зоркульской впадины и отчленившееся от нее зоной Южнопамирского глубинного разлома, заходило в пределы исследуемого региона лишь своим восточным окончанием. Об этом участке поднятия можно лишь сказать, что на протяжении второй половины раннего плейстоцена оно испытывало устойчивое воздымание, амплитуды которого в сводовой части не превышали, по-видимому, 350 м.

На юго-востоке Памира во второй половине раннего плейстоцена активно развивалась Рангкуль-Аксуйская область относительного прогибания, включавшая бассейны р. Аксу и верховьев р. Мургаб. Амплитуды восходящих движений на большей части Рангкуль-Аксуйской области составили 150-350 м. На фоне восходящих движений активно развивались Кошагыльская, Мургаб-Карасуйская и Рангкульская локальные впадины, испытывавшие относительное прогибание и являвшиеся областями площадного осадконакопления. Амплитуды восходящих движений в их пределах не превышали 100-200 м.

Сарыкольское меридиональное поднятие располагалось на крайнем востоке Памира. В пределах исследуемого региона находилось лишь его западное крыло. На протяжении второй половины раннего плейстоцена оно испытывало устойчивое воздымание, наиболее интенсивно проявившееся в его южной части, где амплитуды восходящих движений составляли 400-450 м. В северном направлении они уменьшались до 300-350 м.

Для территории Памира характерно наличие большого количества разломов, многие из которых классифицируются как глубинные: Дарваз-Каракульский, Ванч-Таньмасский, Язгулемский, Акбайтальский, Пшартский, Южнопамирский. Заложившись в палеозое и активно развиваясь на протяжении мезозоя, палеогена и неогена, эти разломы не менее активно проявились и в плейстоцене. Это подтверждается деформациями речных террас и приуроченностью к зонам разломов локальных впадин, интенсивно формирующихся в этот период.

На севере рассматриваемого региона, как уже отмечалось, располагалась зона Дарваз-Каракульского глубинного разлома. Южное крыло разлома во второй половине раннего плейстоцена испытывало интенсивные восходящие движения, опережая в поднятии северное. Амплитуды их относительных перемещений за этот период на западе составляли 100-150 м, в центральной части не превышали 100 м, в районе Заалайского хребта достигали 200 м.

Зона Ванч-Таньмасского глубинного разлома прослеживалась вдоль южных склонов Дарвазского и Ванчского хребтов. К востоку от последнего она пересекала долину р. Таньмас, фиксировалась в устье р. Аильутек и на востоке уходила в пределы Китая. Затем разлом вновь фиксируется на территории СССР в районе Рангкульской впадины. Активность зоны Ванч-Таньмасского глубинного разлома во второй половине раннего плейстоцена установлена по смещениям надпойменных террас по долинам Пянджа, Ванча и Кокуйбея (см. рис. 3, 7, 9). На большем протяжении разлома северное крыло его приподнято. К южному опущенному крылу приурочены локальные впадины: Ванчская, Аильутекская и Рангкульская, испытывавшие на протяжении второй половины раннего плейстоцена относительные опускания. В районе Акбайтальского поднятия более интен-

сивно восходящие движения проявились по южному крылу разлома. Амплитуды относительных движений составляли здесь 100–150 м.

Зона Язгулемского глубинного разлома простиралась вдоль южного склона Язгулемского хребта, затем пересекала его и далее на востоке прослеживалась уже вдоль его северного склона. В районе долины р. Таньмас разлом прилегал к Ванч–Таньмасскому глубинному разлому. Амплитуды дифференцированных движений по Язгулемскому глубинному разлому за вторую половину раннего плейстоцена не превышали 100 м.

В районе Аильутекской впадины от зоны Ванч–Таньмасского глубинного разлома ответвлялась зона Акбайтальского глубинного разлома. После пересечения долины р. Кокуйбель она прослеживалась вдоль северного склона Музкольского хребта и уходила на юго–востоке за пределы Советского Союза. Северное крыло разлома испытывало более интенсивные восходящие движения с амплитудами перемещений относительно южного крыла, не превышающими 100 м.

Зона Пшартского глубинного разлома простиралась вдоль северного склона Рушанского хребта, затем вдоль южного берега Сарезского озера, пересекала долину р. Мургаб и по долине Восточного Пшарта прослеживалась далее на восток. Активность этой зоны установлена по смещениям террас Пянджа, Бартага и Южного Акбайтала (см. рис. 3,6). В западной части разлома южное крыло его приподнято. Амплитуды относительных перемещений за вторую половину раннего плейстоцена достигали здесь 250 м. На востоке приподнятым являлось северное крыло разлома, опережающее в поднятии южное на 50–100 м.

Зона Южнопамирского глубинного разлома простиралась вдоль северных склонов Гиндукуша и Ваханского хребта. В пределы исследуемого региона заходил лишь незначительный участок, прослеживаемый вдоль южного берега оз. Зоркуль. Южное крыло разлома испытывало в раннем плейстоцене интенсивные восходящие движения, являясь более приподнятым по отношению к северному. Вдоль последнего развиты Предгиндукушский прогиб и Зоркульская впадина, испытывающие относительные прогибания. Амплитуды относительных перемещений по зоне рассматриваемого разлома в районе Зоркульской впадины составляли 100–150 м.

Среди зон глубинных разломов Памира особое место занимает зона новейшего поперечного Зулумарт–Кызылдангского разлома. В структурном плане, сформированном во второй половине раннего плейстоцена, она проявилась еще не очень четко. Однако уже в это время западное крыло глубинного разлома испытывало более интенсивное воздымание по сравнению с восточным. Амплитуды относительных перемещений Западнопамирской и Восточнопамирской тектонических зон по зоне разлома к концу раннего плейстоцена составили 100–200 м.

Анализ структурного плана Памира показал, что суммарные амплитуды восходящих движений второй половины раннего плейстоцена в пределах локальных впадин региона составляли 100–200 м, на территории поднятий достигали 400–600 м. Можно предполагать, что при принятой продолжительности плейстоцена средние скорости поднятий за вторую половину раннего плейстоцена имели значения 0,6–1,3 и 2,6–4,0 мм/год соответственно. Для характеристики дифференцированности тектонических движений Памира за рассматриваемую эпоху плейстоцена был определен коэффициент, соответствующий отношению размаха амплитуд движений к максимальной амплитуде. Для второй половины раннего плейстоцена он равен 0,82.

Характеристика контрастности тектонических движений Памира проводилась с помощью средневзвешенных градиентов скоростей восходящих движений. Для определения последних была построена схема градиентов скоростей вертикальных тектонических движений за вторую половину раннего плейстоцена. Значения градиентов были получены с помощью формул, предложенных М.В. Гзовским, В.Н. Крестниковым, Г.И. Рейснером (1959) и Г.И. Рейснером (1960). В основу составления схемы градиентов положена схема амплитуд суммарных тектонических движений Памира за вторую половину раннего плейстоцена (см. рис. 10). После определения значений градиентов скоростей тектонических движений по

формуле, предложенной В.Н.Крестниковым (1969), были определены средне-взвешенные градиенты:

$$\text{Grad}V_{\text{ср.в}} = \frac{\text{grad}V_1 S_1 + \text{grad}V_2 S_2 + \dots + \text{grad}V_n S_n}{S_1 + S_2 + \dots + S_n},$$

где $\text{grad}V_n$ - градиент скорости вертикальных тектонических движений, см/год·см; S_n - площадь распространения этого градиента, см²

Средневзвешенный градиент скоростей тектонических движений за вторую половину раннего плейстоцена всего Памира в целом характеризуется значением $0,35 \cdot 10^{-7}$ см/год·см, Западнопамирской тектонической зоны - $0,34 \cdot 10^{-7}$ см/год·см, Восточнопамирской - $0,35 \cdot 10^{-7}$ см/год·см. Как видно из этих данных, контрастность тектонических движений второй половины раннего плейстоцена в пределах тектонических зон Памира практически одинакова.

Средний плейстоцен

Для среднеплейстоценового времени характерно дальнейшее нарастание темпов восходящих тектонических движений, скорости которых более чем в два раза увеличились по сравнению с предыдущей эпохой. В пределах прогибов и межгорных впадин они достигли 3,2-3,9 мм/год, поднятий - 4,8-5,6 мм/год.

О структурном плане Памира, сформированном к концу среднего плейстоцена, дает представление схема суммарных тектонических движений соответствующего времени (рис. 11). Анализ схемы свидетельствует о том, что развитие территории в эту эпоху в целом шло по унаследованному с раннего плейстоцена структурному плану. Продолжало углубляться различие в интенсивности восходящих движений Западно- и Восточнопамирской тектонических зон. Амплитуды поднятий Западнопамирской зоны за средний плейстоцен составили 1000-1400 м, тогда как на большей части Восточнопамирской зоны они не превышали 750-1200 м. Таким образом, различие в воздымании зон за средний плейстоцен составило 200-250 м.

Активность зоны Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома в среднем плейстоцене резко повысилась, что привело к более четкому разделению территории Памира на меридиональные тектонические зоны. Нарастание различий в темпах относительных перемещений крыльев поперечного глубинного разлома, секущего вкрест простирания целый ряд субширотных структурных элементов, обусловило деформацию земной коры. Это выразилось в осложнении западного крыла разлома пологим меридиональным поднятием.

Наиболее четко это поднятие фиксируется в пределах субширотных прогибов, к которым, как правило, приурочены речные долины. В местах пересечения поднятия реками отмечается повышенный эрозионный врез, наблюдаются изгиб поверхностей террас и их расщепление. На участках пересечения субширотных и поперечного поднятий последнее выделено менее надежно, что обусловлено недостаточностью фактического материала. Наиболее четко этот структурный элемент прослеживается на севере региона, в пределах Северопамирского поднятия. Отсутствие здесь хорошо развитой речной сети не позволяет достаточно надежно выделить его западный борт. Наличие повышенного вреза в верховьях рек Баляндкиик и Сауксай и прослеживание простирания поперечного поднятия через Бартангский прогиб позволяют предполагать, что в пределах Северопамирского поднятия его осевая линия совпадает с водоразделом хр. Зулумарт.

В пределах Западнопамирской тектонической зоны и всего Памира в целом наиболее активным в среднем плейстоцене по-прежнему оставалось Северопамирское поднятие. Амплитуды восходящих движений превышали здесь 1300-1400 м. Восточный борт поднятия по сравнению с остальной его территорией испытывал наиболее интенсивное воздымание, что было связано с развитием вдоль него зоны Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома.

Активность зоны этого разлома в пределах Бартангского, Гунтского и Предгиндукушского прогибов обусловило значительное сокращение их площадей

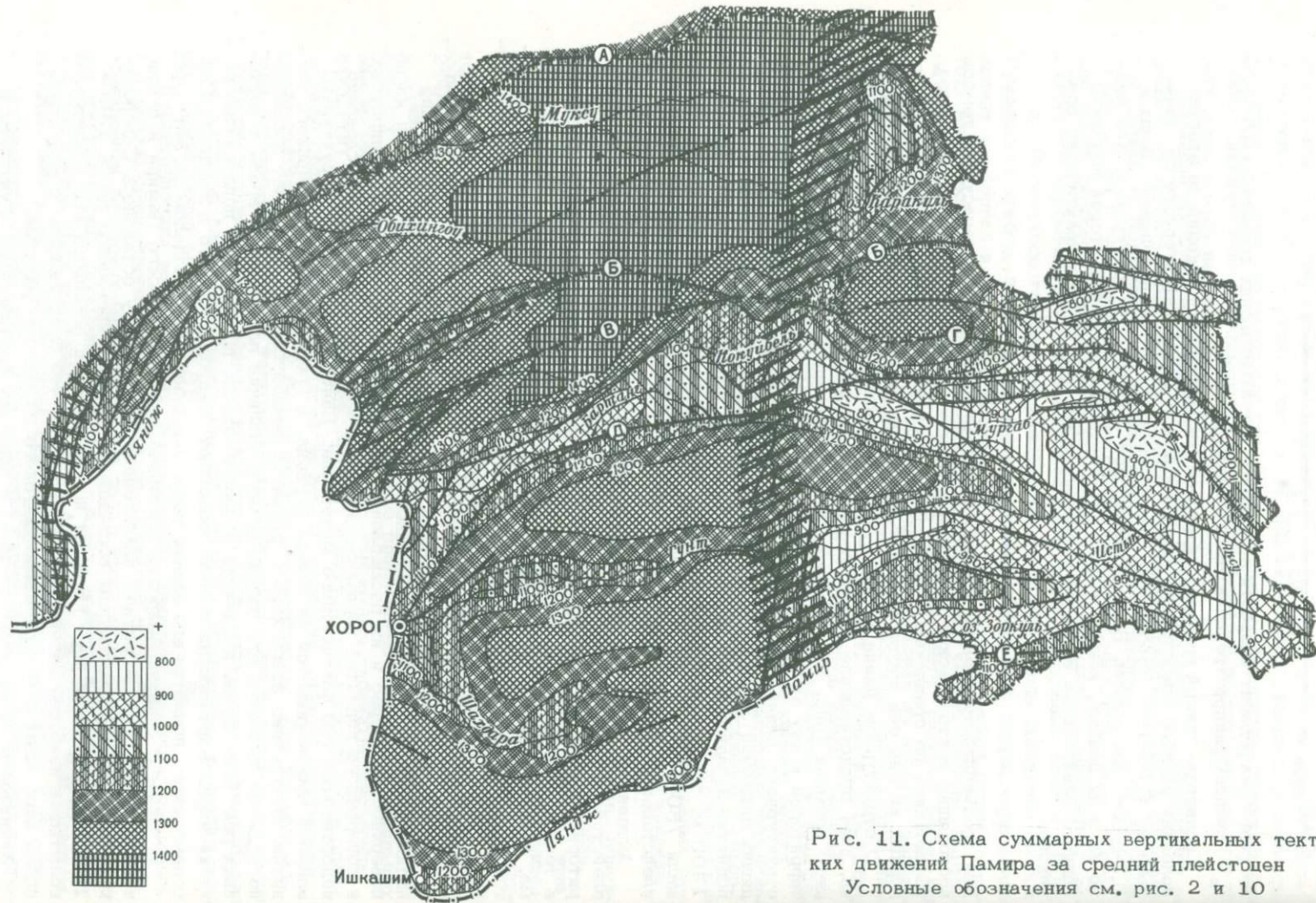


Рис. 11. Схема суммарных вертикальных тектонических движений Памира за средний плейстоцен
Условные обозначения см. рис. 2 и 10

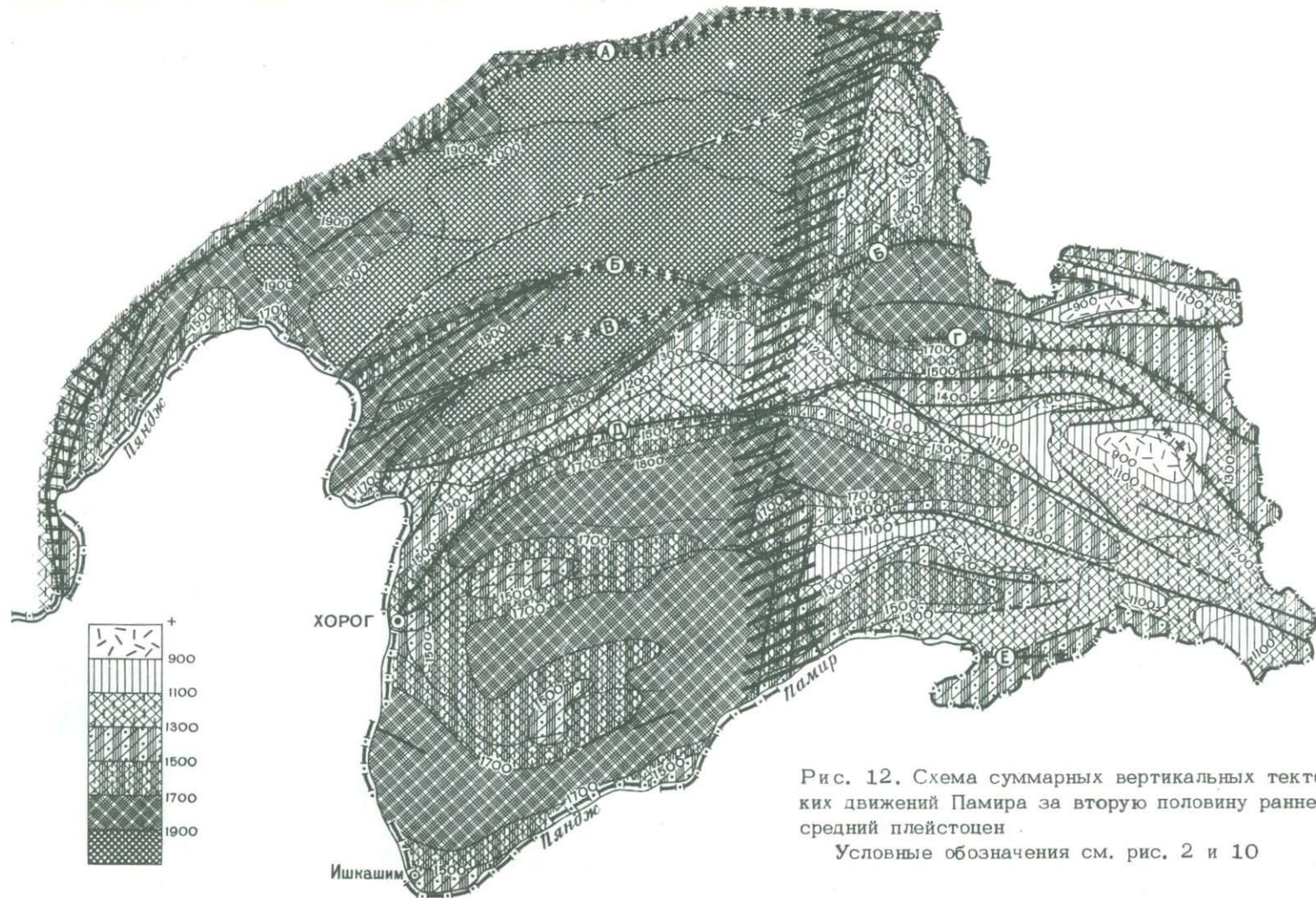


Рис. 12. Схема суммарных вертикальных тектонических движений Памира за вторую половину раннего - среднего плейстоцена.

Условные обозначения см. рис. 2 и 10

и смещение наиболее опущенных частей прогибов в западном направлении. Амплитуды восходящих движений не превышали здесь 1000–1100 м.

Рушанское и Южнопамирское поднятия в среднем плейстоцене продолжали испытывать восходящие движения. Наиболее интенсивно они проявились в их западных частях, где амплитуды тектонических движений составляли 1250–1350 м. Восточные окончания этих поднятий отставали в воздымании от западных на 100–200 м. В центральной части Южнопамирского поднятия, в районе среднего течения Шахдары, произошло изменение знака относительных движений, в результате чего Гунтский прогиб расширился своей западной частью в юго-восточном направлении и соединился с Джоушангозским прогибом.

В пределах Восточнопамирской тектонической зоны наиболее интенсивно восходящие движения проявились в среднем плейстоцене на территории Акбайтальского поднятия. Структурных изменений это поднятие не претерпело. Можно лишь отметить незначительное увеличение контрастности тектонических движений вдоль его южного борта и резкое возрастание скоростей его воздымания по сравнению с ранним плейстоценом. Амплитуды суммарных тектонических движений составили за средний плейстоцен 1200–1300 м.

Каракуль-Кокуйбельский прогиб несколько сократился по площади, отчленившись на севере от Алайской впадины. Наименьшие скорости восходящих движений были приурочены к центральной части Каракульской впадины.

В структурном плане Рангуль-Аксуйской области относительного прогибания также наметились некоторые изменения. Они выразились в локализации частных впадин и заложении новых. Так, на крайнем юго-востоке Памира в районе устья р. Истык заложилась Шаймакская впадина, соединившаяся на юге с Салангурской. Площадь последней значительно сократилась за счет вовлечения западной части впадины в область интенсивных поднятий. Кошагыльская впадина грабенообразным поднятием отделилась от Мургаб-Карасуйской. Сократившись по площади в восточной части, Мургаб-Карасуйская впадина значительно расширилась в западной, соединившись с прогибом, заложившимся вдоль южного борта Акбайтальского поднятия. Амплитуды восходящих движений в пределах Рангуль-Аксуйской области относительного прогибания не превышали за средний плейстоцен 800–900 м.

Сарыкольское и Ваханское поднятия по-прежнему испытывали интенсивные восходящие движения, амплитуды которых 1100–1200 м. Такие же амплитуды были характерны для восточных окончаний Рушанского и Южнопамирского поднятий.

В среднем плейстоцене на Памире продолжали развиваться глубинные разломы палеозойского заложения, к зонам которых были приурочены дифференцированные восходящие движения. Амплитуды относительных перемещений по зонам разломов составляли 100–300 м.

По контрастности среднеплейстоценовых вертикальных тектонических движений меридиональные зоны весьма близки между собой. Они характеризуются средневзвешенными градиентами, значения которых для Восточнопамирской зоны равны $0,42 \cdot 10^{-7}$ см/год·см, Западнопамирской – $0,37 \cdot 10^{-7}$ см/год·см. Контрастность тектонических движений всего Памира в целом в среднем плейстоцене несколько возросла ($\text{Grad } V \text{ ср. в} = 0,39 \text{ см/год·см}$). Их дифференцированность, характеризующаяся коэффициентом 0,43, наоборот, существенно уменьшилась. Таким образом, в то время как скорости и амплитуды восходящих тектонических движений Памира за средний плейстоцен более чем в два раза возросли по сравнению с ранним плейстоценом, их дифференцированность почти в два раза уменьшилась.

Структурный план региона, созданный тектоническими движениями за вторую половину раннего плейстоцена – средний плейстоцен, представлен на схеме суммарных тектонических движений за этот период времени (рис. 12). Различие амплитуд Западнопамирской и Восточнопамирской тектонических зон достигло за это время 300–450 м.

В позднем плейстоцене интенсивность восходящих тектонических движений Памира несколько понизилась. Наиболее существенно это проявилось в пределах локальных впадин, где скорости восходящих движений уменьшились почти в два раза и составили 1–2 мм/год. В пределах поднятий скорости их воздыманий остались близкими к среднеплейстоценовым (4–5 мм/год).

Структурные элементы Памира в позднем плейстоцене развивались по унаследованному от предыдущей эпохи структурному плану (рис. 13).

На севере Западнопамирской тектонической зоны продолжало формироваться Северопамирское поднятие, амплитуды восходящих движений которого (400 – 500 м) по-прежнему оставались максимальными не только для рассматриваемой зоны, но и для всего Памира. На юго-западе поднятия в позднем плейстоцене произошло существенное замедление интенсивности восходящих движений, что обусловило развитие в низовьях рек Ванч, Язгулем и на прилегающей к ним территории относительного прогибания.

Бартангский прогиб в структурном отношении существенных изменений не претерпел. Следует лишь отметить общее понижение в его пределах скоростей восходящих движений и миграцию участка максимального прогибания в западном направлении. Амплитуды тектонических движений не превышали здесь 200 – 300 м.

В центральной части Гунтского прогиба в результате локального изменения знака относительных движений зародилось небольшое поднятие. Амплитуды движений составили здесь 360–380 м. На остальной территории прогиба они равнялись 250–350 м.

Джоушангозский прогиб узким поперечным поднятием, сформировавшимся в районе устья р. Друмдара, в позднем плейстоцене разделился на два более локальных прогиба: собственно Джоушангозский и Шахдаринский. Амплитуды восходящих движений в их пределах не превышали 300–350 м.

В юго-западной части Южнопамирского поднятия в позднем плейстоцене произошло замедление интенсивности восходящих движений, что обусловило значительное расширение Предгиндукушского прогиба в северном направлении. На востоке этот прогиб соединялся с Зоркульской впадиной.

На севере Восточнопамирской зоны в позднем плейстоцене активно развивался Каракуль–Кокуйбельский прогиб. Он испытывал интенсивное относительное прогибание, отставая в воздымании от окружающих его поднятий на 200–400 м. Скорости восходящих движений понизились в его пределах по сравнению с предыдущей эпохой в 1,5–2 раза. По площади этот прогиб несколько увеличился, расширившись в южном направлении.

Акбайтальское поднятие, сохранив в позднем плейстоцене скорости восходящих движений, близкие к среднеплейстоценовым, узкой перемычкой соединилось с Рушанским поднятием и отделилось от Ранкуль–Аксуиской области относительного прогибания. В пределах последней продолжали развиваться локальные впадины, площадь которых несколько сократилась. Сокращение площадей впадин произошло на фоне общего понижения скоростей восходящих движений Восточнопамирской зоны в целом. При этом если средние скорости восходящих движений в пределах поднятий Ранкуль–Аксуиской области понизились по сравнению со средним плейстоценом лишь на 0,9–1 мм/год, то в пределах локальных впадин понижение составило 1,3–1,5 мм/год. Это свидетельствует об увеличении контрастности тектонических движений зоны в позднем плейстоцене. Последнее подтверждается значениями средневзвешенных градиентов скоростей восходящих движений. Так, на территории Восточного Памира они составляют $0,96 \cdot 10^{-7}$, в пределах Западного – $0,85 \cdot 10^{-7}$ см/год·см. Особенно ярко увеличение контрастности восходящих движений проявилось на границе между Западно- и Восточнопамирскими тектоническими зонами, совпадающей с зоной Зулумарт–Кызылдангского глубинного разлома. Средневзвешенный градиент равен здесь $1,36 \cdot 10^{-7}$ см/год·см. Вместе с увеличением контрастности тектонических движений более чем в два раза возросла их дифференцированность, коэффициент которой достиг 0,8.

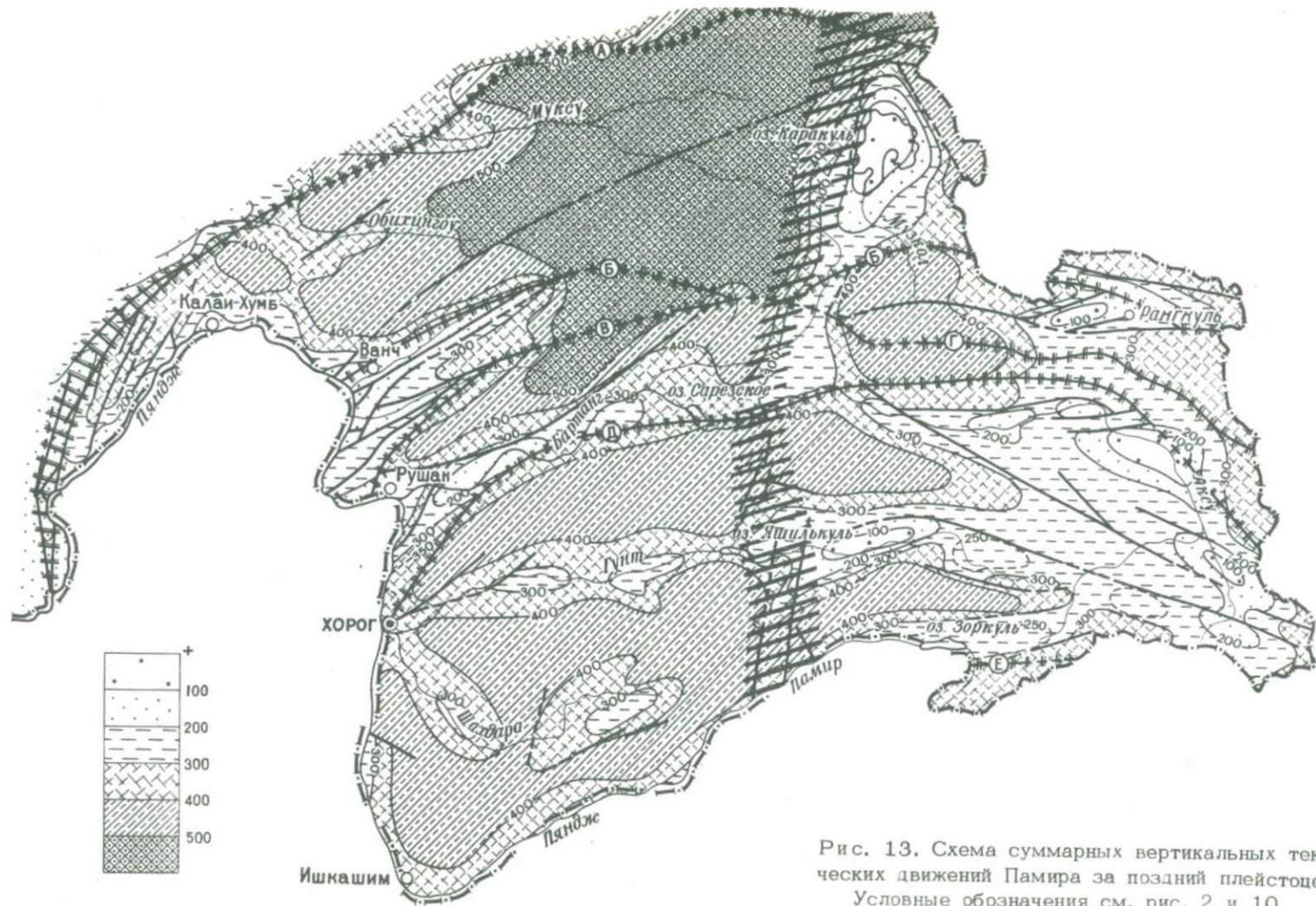


Рис. 13. Схема суммарных вертикальных тектонических движений Памира за поздний плейстоцен
Условные обозначения см. рис. 2 и 10

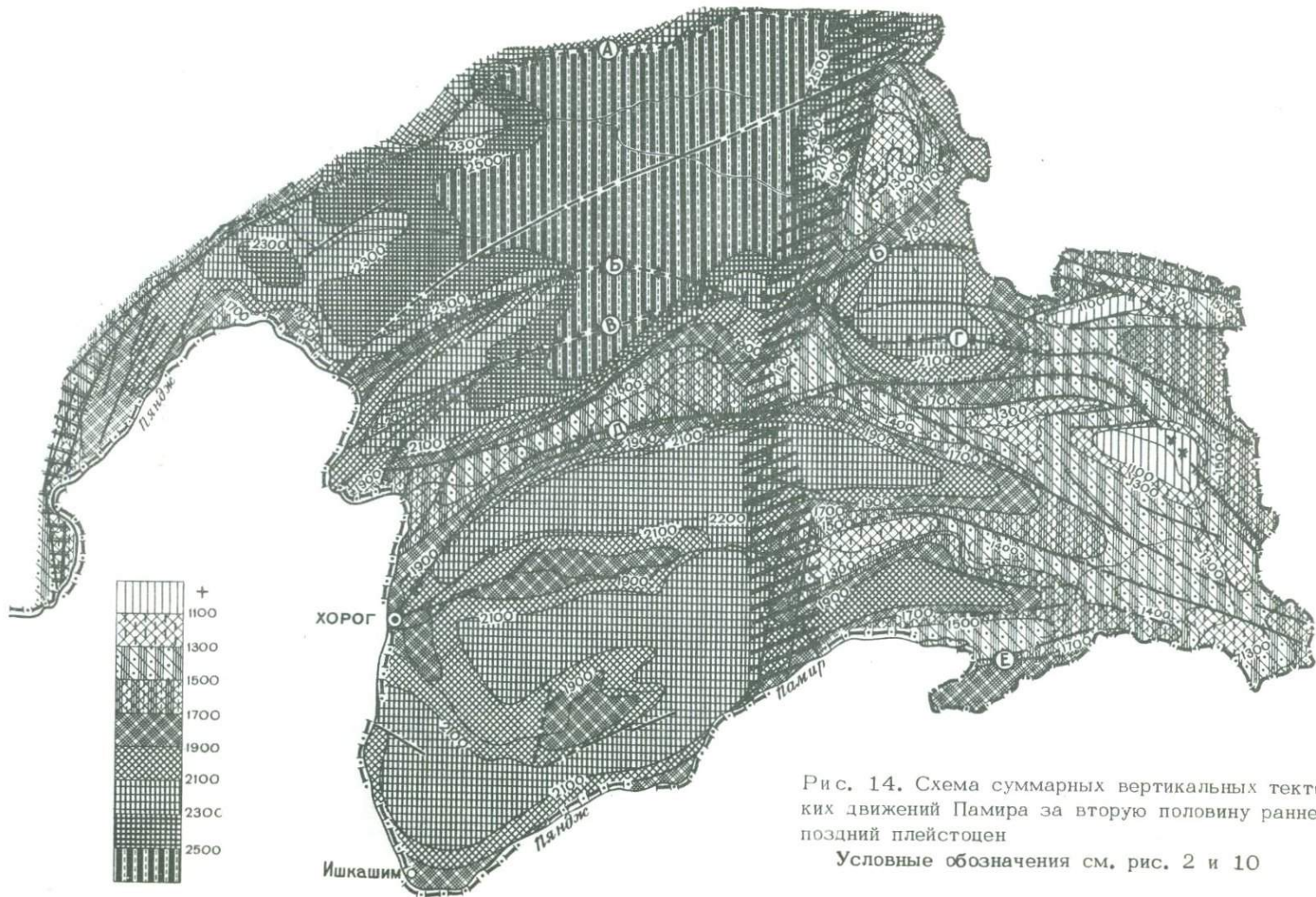


Рис. 14. Схема суммарных вертикальных тектонических движений Памира за вторую половину раннего – поздний плейстоцен

Условные обозначения см. рис. 2 и 10

Отставание в поднятии Восточнопамирской зоны от Западнопамирской за поздний плейстоцен не превышало 200 м. Суммарное отставание за вторую половину раннего плейстоцена – поздний плейстоцен достигло 400–650 м (рис. 14). Амплитуды относительных вертикальных перемещений в зонах глубинных разломов за поздний плейстоцен составляли 100–150 м.

Голоцен

В начале голоцена произошло резкое усиление восходящих движений. Средние скорости последних возросли более чем в 5–8 раз и достигли в пределах локальных впадин 5–12 мм/год, в пределах областей поднятий 15–20 мм/год.

Крупные структурные элементы Памира в голоцене развивались в целом по унаследованному с позднего плейстоцена структурному плану (рис. 15).

Северопамирское поднятие продолжало испытывать интенсивные восходящие движения, максимальные амплитуды которых распространились в западном направлении. В низовьях рек Ванч и Язгулем сохранились участки относительного прогибания.

Бартангский прогиб по-прежнему испытывал интенсивное относительное прогибание. Участок максимального опускания прогиба сместился к юго-западу, в пределы долины р. Пяндж (на участке между Хорогом и Рушаном).

Вдоль западного крыла зоны Зулумарт–Кызылдангского глубинного разлома продолжало формироваться осложнившее его поперечное поднятие. Ширина поднятия несколько уменьшилась за счет вовлечения его бортов в область относительного прогибания: на севере – Каракуль–Кокуйбельским, на юге – Гунтским и Джоушангозским прогибами. Это способствовало увеличению контрастности тектонических движений.

В центральной части Южнопамирского поднятия значительно расширилась область относительного прогибания, включившая в свои пределы верховья долин рек Джоушангоз и Токузбулак. Здесь по-прежнему развивались Гунтский и Джоушангозский прогибы, испытывавшие относительные опускания. Скорости относительного прогибания в их пределах по сравнению с поздним плейстоценом возросли.

Каракуль–Кокуйбельский прогиб, развивавшийся на севере Восточнопамирской зоны, претерпел незначительные изменения в структурном отношении. Каракульская впадина, расположенная в северной части прогиба, изменила ориентировку осевой линии с южной на юго-юго-восточную. В результате этого максимальное прогибание впадины распространилось в этом же направлении, захватив низовья р. Музтесу и среднее течение р. Музкол. Между Каракульской и Аильутекской впадинами в голоцене намечилось локальное поднятие. Аильутекская впадина расширилась к югу. В этом же направлении сместился и участок ее максимального прогибания.

Акбайтальское поднятие изменений в структурном отношении не претерпело. Оно развивалось в целом по унаследованному от позднего плейстоцена структурному плану, несколько расширившись к востоку.

Для Рангуль–Аксуйской области относительного прогибания в голоцене было характерно незначительное расширение площадей Кошагальской и Мургаб–Карасуйской впадин и некоторое усиление темпов относительного прогибания в пределах Шаймакской впадины. В то же время Салангурская впадина, расположенная в верховьях р. Аксу, была вовлечена расширившимися с юга и востока Ваханским и Сарыкольским поднятиями в область восходящих движений.

Контрастность тектонических движений меридиональных тектонических зон в голоцене более чем в 4 раза увеличилась. Значения средневзвешенных градиентов составляют $4,4 \cdot 10^{-7}$ и $3,9 \cdot 10^{-7}$ см/год·см для Западно- и Восточнопамирской зон соответственно. Вместе с тем коэффициент общей дифференцированности тектонических движений уменьшился до 0,6.

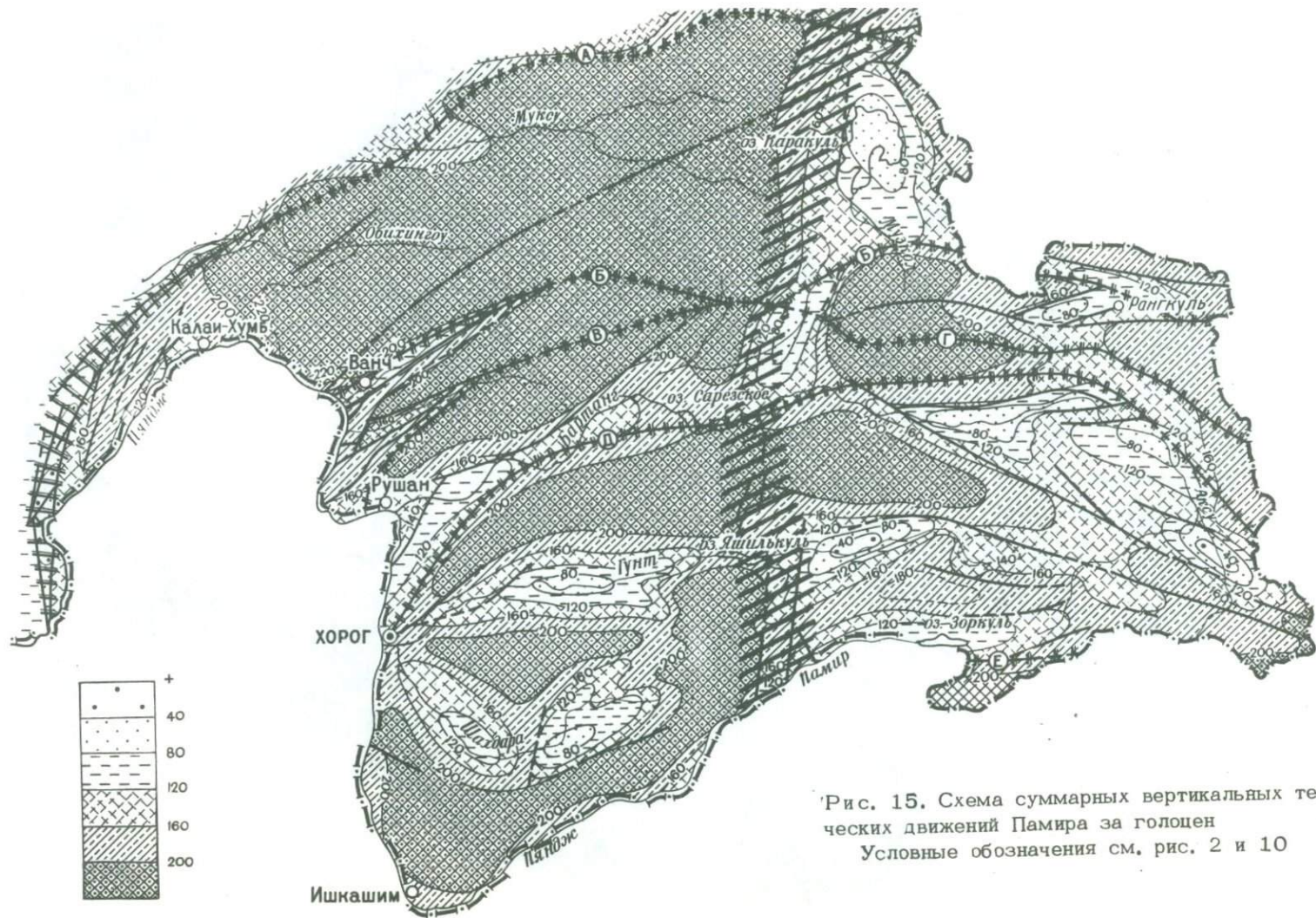


Рис. 15. Схема суммарных вертикальных тектонических движений Памира за голоцен
 Условные обозначения см. рис. 2 и 10

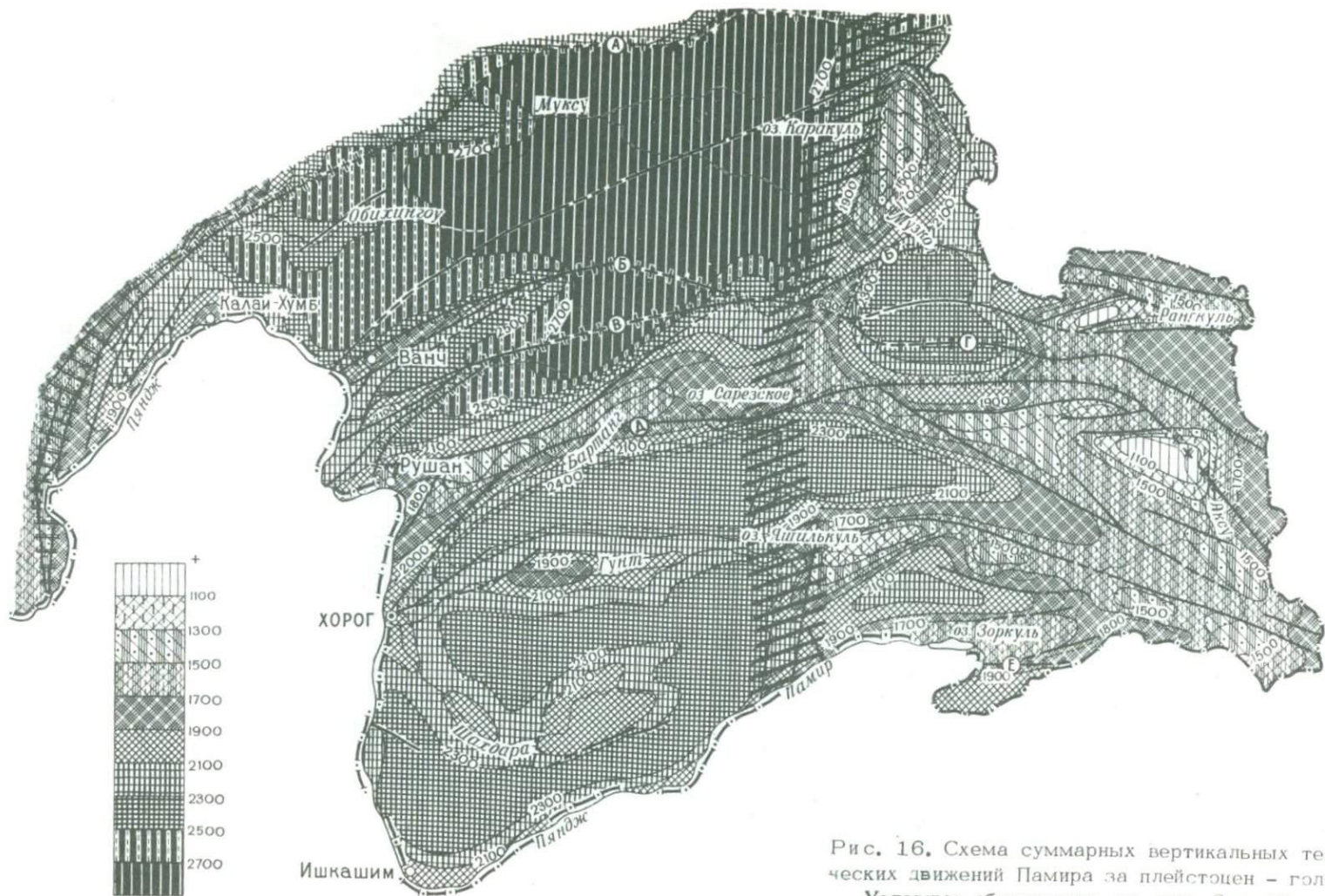


Рис. 16. Схема суммарных вертикальных тектонических движений Памира за плейстоцен – голоцен
 Условные обозначения см. рис. 2 и 10

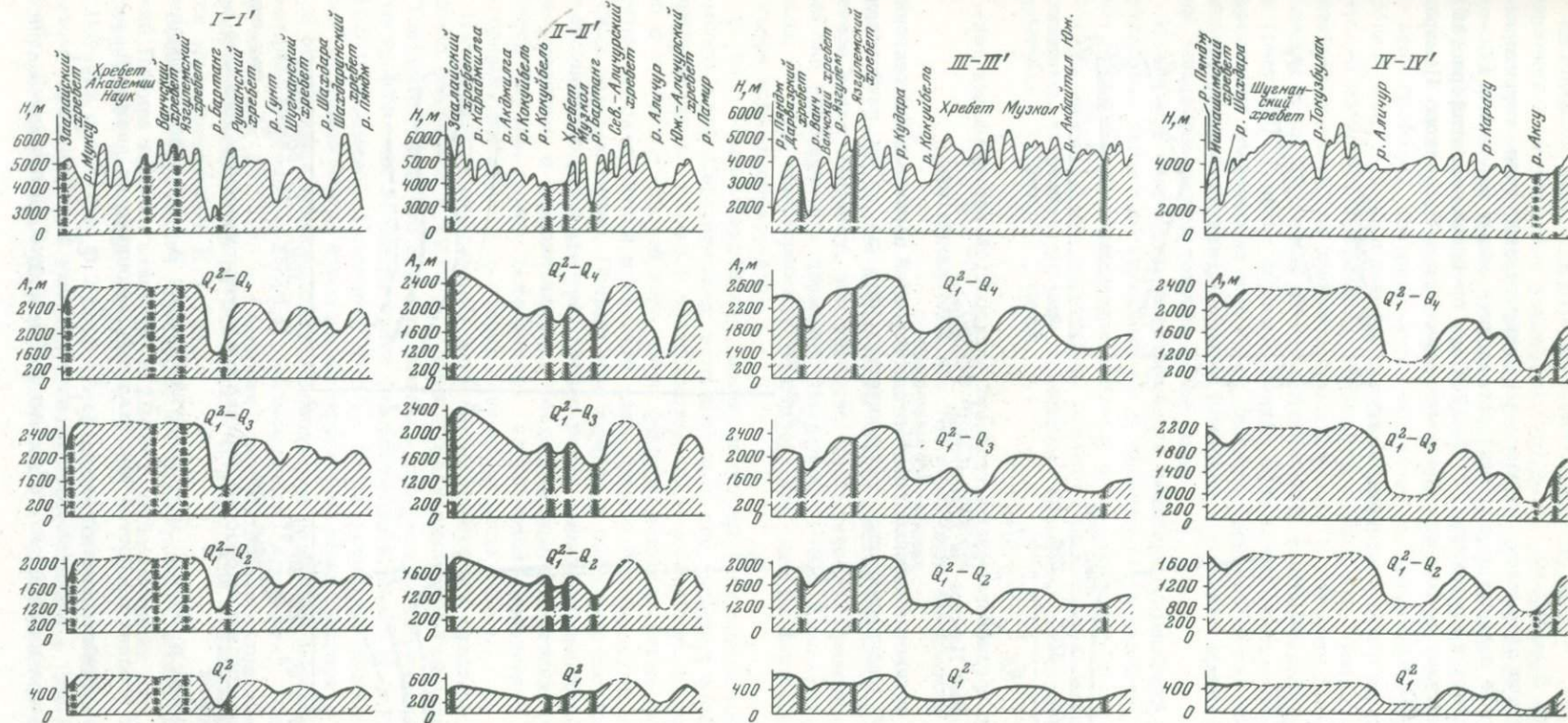


Рис. 17. Профили вертикальных тектонических движений Памира за плейстоцен - голоцен (см. рис. 10)

Амплитуды относительных перемещений по зонам глубинных разломов за голоцен составили 50–100 м.

К концу голоцена оформился современный структурный план территории Памира. Суммарные амплитуды поднятий составили к этому времени 1100–1500 м во впадинах и превысили 2500–2700 м в пределах поднятий (рис. 16). Различие в амплитудах восходящих движений Западного и Восточного Памира достигло 550–700 м.

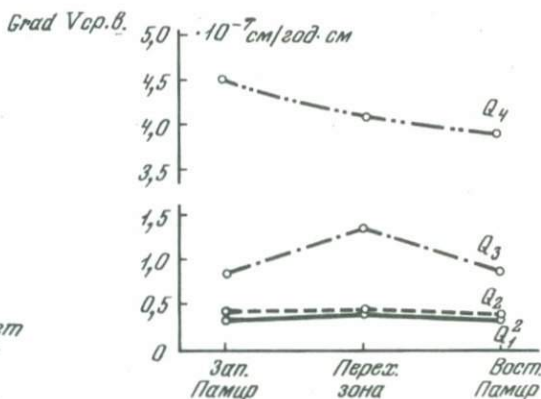
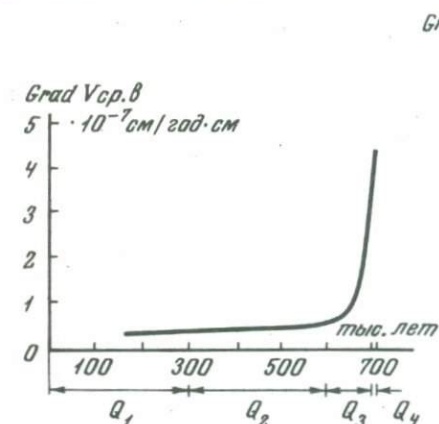


Рис. 18. График средневзвешенных градиентов скоростей вертикальных тектонических движений Памира за плейстоцен – голоцен

Рис. 19. График средневзвешенных градиентов скоростей вертикальных тектонических движений меридиональных тектонических зон за эпохи плейстоцена и голоцен

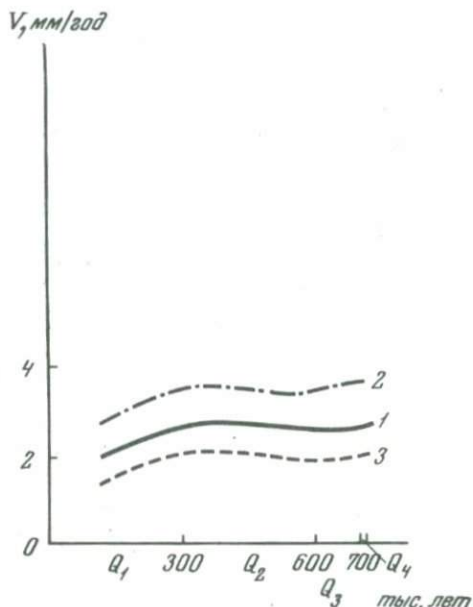
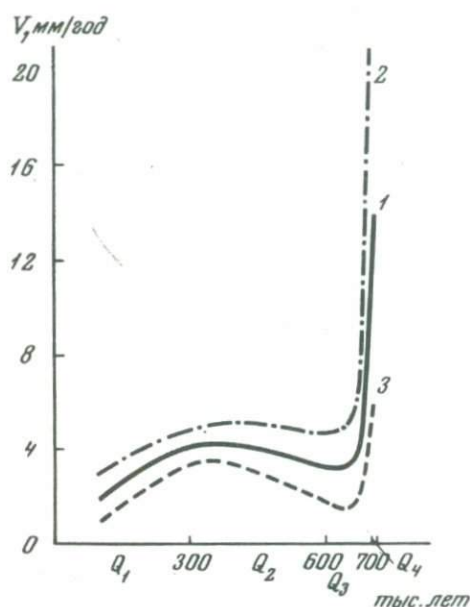


Рис. 20. График средних скоростей вертикальных тектонических движений за плейстоцен – голоцен

1 – всего Памира в целом; 2 – поднятий Памира; 3 – прогибов и впадин

Рис. 21. График средних скоростей вертикальных тектонических движений за суммарные эпохи плейстоцена и голоцен (Q_1^2 ; $Q_1^2 - Q_2$; $Q_1^2 - Q_3$; $Q_1^2 - Q_4$)

1 – всего Памира в целом; 2 – поднятий Памира; 3 – прогибов и впадин

Заканчивая рассмотрение истории развития вертикальных тектонических движений и структурных элементов Памира на протяжении плейстоцена и голоцена, приведем для иллюстрации распределения тектонических движений во времени несколько профилей тектонических движений (рис. 17). Положение линий профилей показано на схеме суммарных вертикальных тектонических движений за вторую половину раннего плейстоцена (см. рис. 10). Как видно из этих профилей, контрастность тектонических движений на протяжении плейстоцена менялась. Для количественной иллюстрации этого процесса было построено несколько графиков, показывающих изменение контрастности тектонических движений на протяжении плейстоцена и голоцена для всего Памира в целом (рис. 18) и для его меридиональных тектонических зон в отдельности (рис. 19). Графики свидетельствуют о том, что контрастность движений на протяжении плейстоцена нарастала, получив "всплеск" в голоцене. Особенно сильное увеличение контрастности движений в голоцене произошло на территории Западнопамирской тектонической зоны.

Изменение скоростей плейстоценовых восходящих движений иллюстрируется графиками, свидетельствующими об их нарастании во времени, с незначительным понижением в позднем плейстоцене и последующим "всплеском" в голоцене (рис. 20-21). Это нарастание, по-видимому, продолжается и в современное время, что подтверждает повышенная сейсмическая активность территории.

Сейсмичность Памира как показатель его тектонической активности в современное время

Наиболее убедительным показателем тектонической активности Земли в современное время является, как известно, сейсмичность. Представляя собой особый тип тектонических движений (Николаев, 1962; Крестников, 1962; Мещеряков, 1968), землетрясение выступает как один из факторов преобразования рельефа горных областей.

В сейсмическом отношении Памир относится к интереснейшим регионам земного шара. Сейсмическая деятельность в его пределах проявляется весьма неравномерно не только в пространстве, но и по глубине. Кроме землетрясений с очагами в земной коре здесь фиксируются подкоровые толчки, приуроченные к единственной в Средней Азии Памиро-Гиндукушской зоне глубоководных землетрясений. Прежде чем перейти к рассмотрению особенностей пространственного распределения эпицентров и выявлению наиболее активных в сейсмическом, а следовательно, и тектоническом отношениях структурных элементов Памира, кратко остановимся на основных сведениях о сейсмическом материале, положенном в основу данного раздела работы.

Начало инструментального изучения сейсмичности Средней Азии было положено созданием в 1913 г. первой среднеазиатской сейсмической станции в Ташкенте. До этого времени имелись лишь макросейсмические сведения о катастрофических землетрясениях (энергетический класс $K \geq 16$) начиная с 1865 г. (Семенов, Семенова, 1958). После установки сейсмостанции "Ташкент" в Таджикистане стали регистрироваться землетрясения с $K \geq 15$. Ошибка в определении местоположений эпицентров равнялась многим десяткам километров. Создание в 1924 г. сейсмостанций "Алма-Ата", "Самарканд", "Фрунзе", а в 1929 г. - "Андижан" способствовало уменьшению ошибки в определении эпицентров до 20-30 км. С этого года в Таджикистане фиксируются землетрясения с $K \geq 14$.

Весьма важной вехой в истории инструментальных исследований землетрясений Памира явилось открытие в 1939 г. сейсмостанции в г. Душанбе, регистрирующей подземные толчки с $K \geq 13$.

Начиная с 1954 г. в Таджикистане записываются землетрясения с $K \geq 10$. К этому времени здесь уже действовали сейсмостанции в Оби-Гарме, Гарме, Кулябе, Джиргитале, Хоробе и Мургабе, что способствовало уменьшению оши-

бок в определении эпицентров до $\pm 10-25$, а затем $\pm 5-10$ км. На Памире максимальное число регистрирующих станций (25) было установлено с 1962 по 1966 гг. в период детального изучения Памиро-Гиндукушской зоны глубокофокусных землетрясений (Лукк, Нерсесов, 1970).

Землетрясения с очагами в земной коре

Рассмотрение коровой сейсмичности Памира ведется по схемам эпицентров сильных землетрясений ($K \geq 10$) и их плотностей.

Для составления схемы эпицентров (рис. 22) были привлечены материалы инструментальных наблюдений землетрясений, зафиксированных в 1962-1970 гг. Комплексной сейсмологической экспедицией Института физики Земли АН СССР, любезно предоставленные в наше распоряжение И.Л. Нерсесовым. Кроме того, использовались "Атлас землетрясений в СССР" (1962) и сборники "Землетрясения в СССР (1961, 1964, 1966-1968, 1970, 1972, 1973)", в которых суммирован материал по сейсмичности за период с 1911 по 1969 г. Эти данные дополнялись и уточнялись по каталогам И.В. Мушкетова и А.П. Орлова (1893), И.В. Мушкетова (1899), В.В. Попова (1941), В.П. Спесивцевой (1933), П.Г. Семенова и В.А. Семеновой (1958), Т.А. Киняпиной и А.А. Конькова (1970).

Методика построения схем плотностей эпицентров подробно освещена в литературе (Введенская, 1954; и др.), поэтому останавливаться на ней здесь нет необходимости. Следует лишь отметить, что за единицу площади, для которой производился подсчет числа эпицентров, нами был взят квадрат со стороной 10 км. Развитие сейсмичности Памира во времени было проанализировано по схеме плотностей эпицентров землетрясений с $K = 10-13$ за 1865-1970 гг. (рис. 23) и схеме совмещенных плотностей за 1956-1961 и 1962-1970 гг. На эти схемы были нанесены эпицентры всех известных землетрясений с $K \geq 14$, а также глубинные и региональные разломы, активные в современное время.

Анализ схем эпицентров сильных землетрясений и их плотностей позволил выделить в пределах Памира несколько зон концентрации эпицентров.

Вдоль северного борта Северопамирского поднятия располагается Дарваз-Каракульская зона концентрации эпицентров, приуроченная к зоне одноименного глубинного разлома. Плотность эпицентров этой зоны весьма неравномерна по простиранию и изменяется от 2-3 до 7-9 на площади осреднения. В ее пределах за весь срок наблюдений зарегистрировано девять землетрясений с $K = 14$, четыре - с $K = 15$ и одно с $K = 16$. Из них наиболее известны Арганкульские землетрясения 1934 г. ($K = 15$, $M = 6,5$) и 1935 г. ($K = 15$, $M = 6,0$). 11 августа 1974 г. на крайнем востоке зоны в районе верховьев р. Маркансу произошло землетрясение с $K=16$ и $M=7,2$. Следует отметить, что почти все землетрясения с $K=14-16$ этой зоны лежат в ее восточной части в пределах участков повышенной концентрации эпицентров, плотность которых составляет не менее 4-6. Вместе с тем на западе зоны, в районе Хирманджоу и к югу от него, где плотность эпицентров такая же, землетрясения с $K > 13$ неизвестны.

Анализ схем плотностей эпицентров сильных землетрясений Памира, зафиксированных за 1956-1961 и 1962-1970 гг., свидетельствует о том, что четко выраженные очертания Дарваз-Каракульская зона эпицентров приобрела лишь в самое последнее время. Так, для схемы плотностей за 1956-1961 гг. характерны разрозненные пятна эпицентров, располагающихся вдоль зоны глубинного разлома. Плотность их не превышает 2-3. На схеме плотностей за 1962-1970 гг. Дарваз-Каракульская зона характеризуется значениями плотностей от 1 до 4-6. По конфигурации и форме она близка к зоне, выделенной на схеме плотностей эпицентров сильных землетрясений Памира за весь срок наблюдений (см. рис. 23). Естественно, такое резкое различие плотностей пространственного распределения эпицентров в 1956-1961 и 1962-1970 гг. могло возникнуть и за счет малой чувствительности сейсмографов в ранние сроки наблюдений. Однако не исключена возможность, что в настоящее время

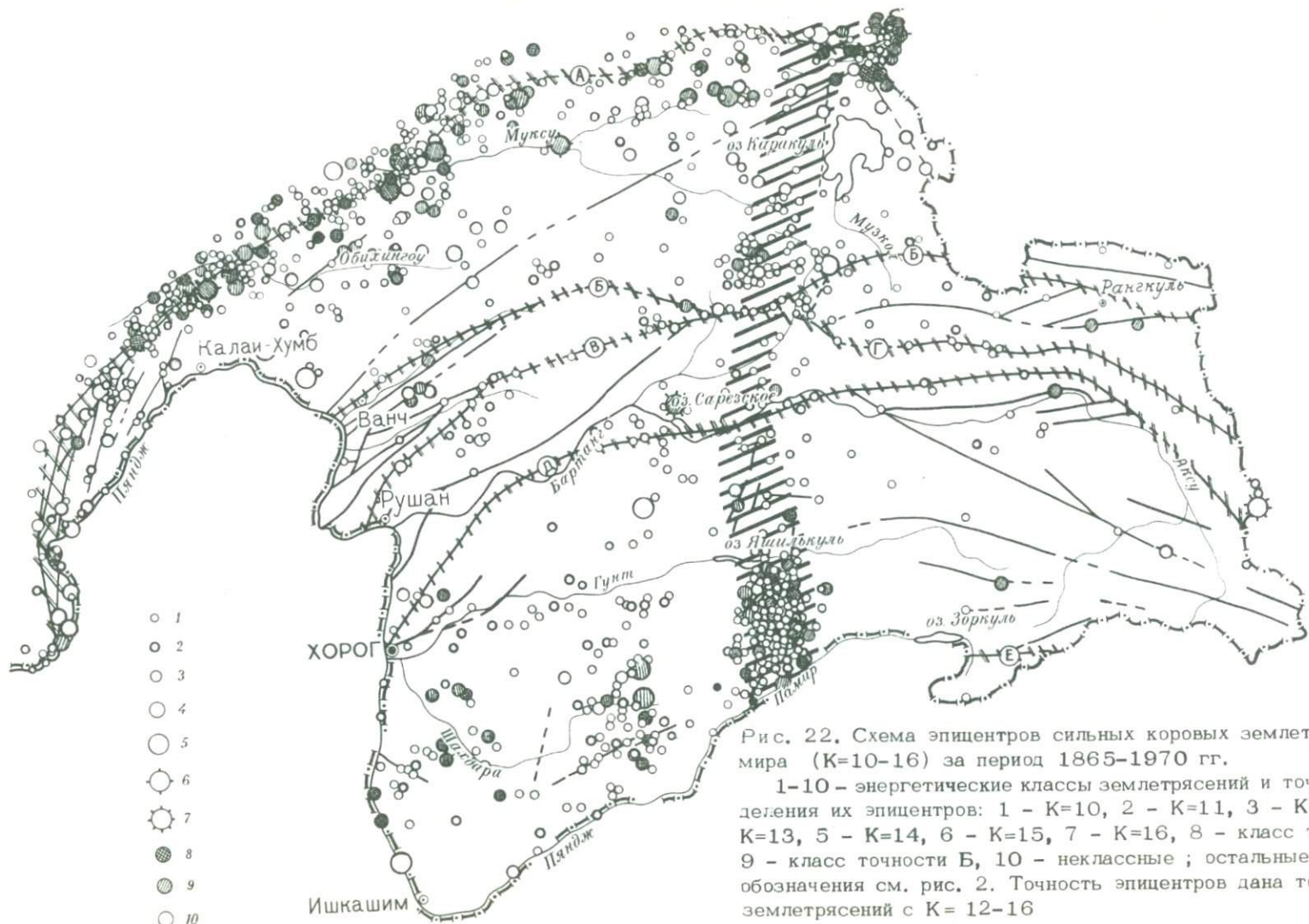


Рис. 22. Схема эпицентров сильных коровых землетрясений Памира ($K=10-16$) за период 1865-1970 гг.

1-10 - энергетические классы землетрясений и точность определения их эпицентров: 1 - $K=10$, 2 - $K=11$, 3 - $K=12$, 4 - $K=13$, 5 - $K=14$, 6 - $K=15$, 7 - $K=16$, 8 - класс точности А, 9 - класс точности Б, 10 - неклассные; остальные условные обозначения см. рис. 2. Точность эпицентров дана только для землетрясений с $K=12-16$

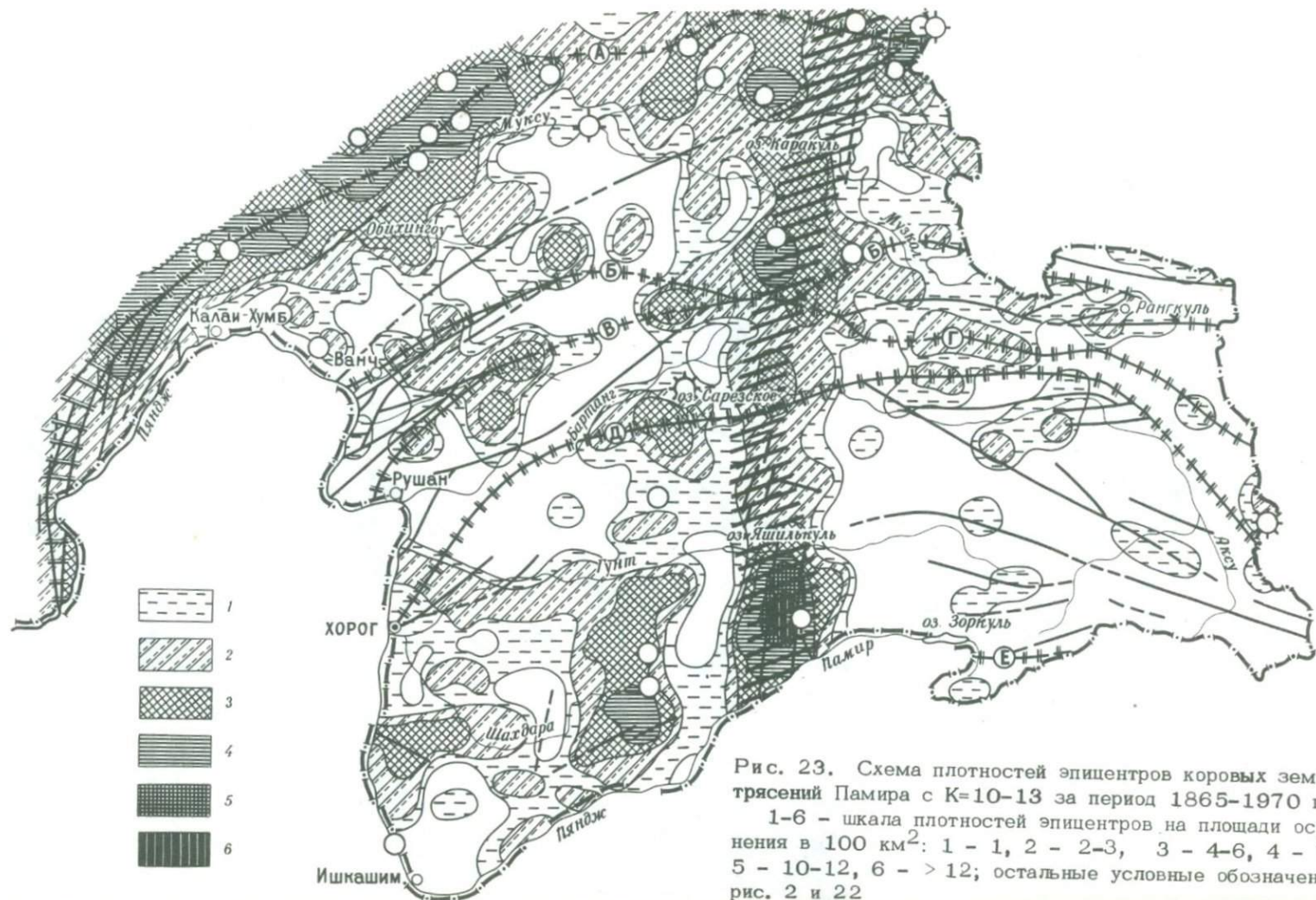


Рис. 23. Схема плотностей эпицентров коровых землетрясений Памира с $K=10-13$ за период 1865-1970 гг.
 1-6 - шкала плотностей эпицентров на площади осреднения в 100 км^2 : 1 - 1, 2 - 2-3, 3 - 4-6, 4 - 7-9, 5 - 10-12, 6 - > 12 ; остальные условные обозначения см. рис. 2 и 22

в зоне Дарваз-Каракульского глубинного разлома происходит усиление тектонической и сейсмической деятельности.

В пределах остальной части Северопамирского поднятия землетрясения приурочены в основном к участкам, испытавшим в плейстоцене изменение знака относительных вертикальных движений. Плотность эпицентров не превышает здесь 4-6. Преобладают толчки 10-13 энергетических классов, и лишь в районе пос. Калай-Хумб зафиксированы два землетрясения с $K=14$ (1923 и 1934 гг.).

Вдоль восточного борта Северопамирского поднятия и далее на юг до долины р. Памир в меридиональном направлении протягивается Зулумарт-Кызылдангская зона концентрации эпицентров, приуроченная к зоне одноименного поперечного глубинного разлома и осложняющему ее поднятию. Эта зона состоит из двух параллельных полос повышенной плотности эпицентров, разделенных между собой узкой малосейсмичной полосой. Западная и восточная полосы рассматриваемой зоны по местоположению совпадают с соответствующими им бортами поперечного поднятия, малосейсмичная полоса - с центральной частью этого структурного элемента.

Западная полоса характеризуется плотностью от 1-3 до 7-9 эпицентров на площади осреднения. В ее пределах зафиксировано несколько катастрофических землетрясений, из которых наиболее известны Сарезское в 1911 г. ($K=16$, $M=7,0$), Джоушангозские: 1954 г. ($K=14$, $M=5,5$) и 1967 г. ($K=14$, $M=5,5$).

Восточная полоса по плотности эпицентров значительно превышает западную. Она состоит из ряда пятен повышенной концентрации эпицентров (7-12 и более), расположенных на общем фоне плотности не ниже 2-3. Максимальная плотность - 10-12 и более эпицентров - наблюдается на юге полосы, на участке между реками Памир - Аличур. Здесь в 1965 г. было зафиксировано землетрясение с $K=15$ ($M=6,0$). Сгущение эпицентров этого участка максимально не только для Зулумарт-Кызылдангской зоны, но и для всего Памира. По плотности он близок к Гармскому району, сейсмическая активность которого наиболее высока в данном регионе.

Несколько участков повышенной концентрации эпицентров (7-9) располагается на севере восточной полосы, в районах сочленения меридионального хр. Зулумарт с субширотными хребтами Заалайским и Северный Танымас. К ним приурочено по одному землетрясению с $K=14$ и $K=15$.

Западная и восточная полосы Зулумарт-Кызылдангской зоны эпицентров, как уже было отмечено выше, разделены между собой малосейсмичной полосой. Ширина этой полосы не превышает 10-15 км. На всем протяжении она состоит из ряда асейсмичных "окоп", вытянутых в субмеридиональном направлении и разделенных между собой участками с плотностью эпицентров 1-3.

На севере Зулумарт-Кызылдангская зона эпицентров после пересечения Дарваз-Каракульской зоны гаснет в пределах южного борта Алайской впадины, а на юге - в зоне Южнопамирского глубинного разлома. Таким образом, можно предполагать, что Зулумарт-Кызылдангская зона эпицентров, приуроченная к зоне одноименного глубинного разлома, контролируется с севера Дарваз-Каракульским, а с юга - Южнопамирским глубинными разломами.

Остальные структурные элементы Памира в сейсмическом отношении активны значительно слабее. На юго-западе региона расположена Гунт-Шахдаринская область концентрации эпицентров, тяготеющая к западной части Южнопамирского поднятия. Плотность эпицентров не превышает здесь 4-6. Характерно, что в пределах этой области зафиксированы землетрясения лишь с $K=10-13$ и только одно - с $K=14$.

Весьма интересен в сейсмическом отношении Гунтский прогиб, испытавший в голоцене изменение знака относительных движений. По его южному борту, сложенному докембрийскими кристаллическими сланцами, протягивается узкая цепочка эпицентров, вытянутая в субширотном направлении. Любопытно, что здесь совершенно отсутствуют сильные толчки, а зарегистрированы лишь землетрясения с $K=10-11$, причем все они произошли с 1962 по 1970 г. (см.

рис. 22). В пределах северного борта Гунтского прогиба, сложенного более молодыми породами, зафиксировано лишь несколько землетрясений с $K=10$.

Весьма слабо сейсмическая деятельность проявляется в пределах Бартангского прогиба и Рангуль-Аксуийской области относительного прогибания. На их территории на поверхности распространены мезо-кайнозойские породы. Здесь фиксируются лишь единичные толчки с $K \leq 13$. Сейсмичность Каракуль-Кокуйбельского прогиба проявляется в основном в его северной части и, по-видимому, приурочена к разрывным нарушениям, обрамляющим Каракульскую впадину. Обращает на себя внимание асейсмичность центральной части Каракульской впадины, испытавшей в голоцене интенсивное относительное прогибание. На юге Каракуль-Кокуйбельского прогиба сейсмичность тяготеет к району сочленения его с зоной Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома. Плотность эпицентров в пределах прогиба варьирует от 0 до 4-6. Землетрясения с $K \geq 14$ отсутствуют.

Акбайтальское поднятие в сейсмическом отношении проявилось слабо. Основная масса землетрясений в его пределах приурочена к зонам глубинных разломов и бортам поднятия. Плотность эпицентров не превышает здесь 2-3.

Как видно из анализа коровой сейсмичности Памира, в современное время наиболее активно развиваются зона Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома и осложняющее ее поднятие, а также северный борт Северопамирского поднятия, вдоль которого простирается зона Дарваз-Каракульского глубинного разлома. К этим структурным элементам приурочена основная масса сильных землетрясений с очагами в земной коре.

Глубокофокусные землетрясения

Районы Памира, в пределах которых проявляется подкоровая сейсмичность, входят в состав единой Памиро-Гиндукушской зоны глаубокофокусных землетрясений. К последней принято относить эпицентральный полосу шириной 100-150 км и длиной около 600 км, протянувшуюся с юго-запада на северо-восток от истоков р. Фархар в Афганистане до р. Акбайтал на Памире. Памиро-Гиндукушская зона - это интереснейшая в сейсмическом отношении область земного шара. Ежегодно здесь на ограниченной площади фиксируется около 200 глубоких землетрясений в интервале глубин 50-300 км. Наиболее сильные сейсмические толчки возникают на глубинах 200-250 км (Гайский, Каток, 1960; Введенская, 1961; Лукк, 1966, 1971; Бунэ и др., 1968; Гайский и др., 1968; Лукк, Нерсесов, 1970).

Рассмотрение глаубокофокусных землетрясений в настоящей работе ведется по схеме плотностей эпицентров подкоровых толчков с $K = 10 - 13$ (рис.24). Для составления этой схемы использовались данные наблюдений экспедиционной и региональной сети сейсмических станций Комплексной сейсмологической экспедиции Института физики Земли АН СССР лишь за 1962-1966 гг. (Лукк, 1971). Изучение сейсмичности Памиро-Гиндукушской зоны показало, что ее сейсмический режим весьма устойчив и постояен по параметрам, а распределение эпицентров внутри зоны со временем практически не изменяется. Поэтому при построении схем плотностей за более продолжительные сроки наблюдений повышается только плотность зоны в целом, а пространственное положение тех или иных участков концентрации эпицентров один относительно другого остается постоянным. Следовательно, можно считать, что предлагаемая схема плотностей эпицентров иллюстрирует картину, типичную для любого срока наблюдений.

Плотность эпицентров по простиранию Памиро-Гиндукушской зоны глаубокофокусных землетрясений весьма неравномерна. В ее пределах выделяются три области эпицентров с различной сейсмической активностью: Афганская, Хорогская и Мургабская (Лукк, Нерсесов, 1970).

Афганская область эпицентров лежит на территории Афганистана в районе истоков р. Кокча. Здесь зафиксированы наиболее сильные землетрясения, очаги которых находятся во всех интервалах глубин от 50 до 280-300 км. Плот-

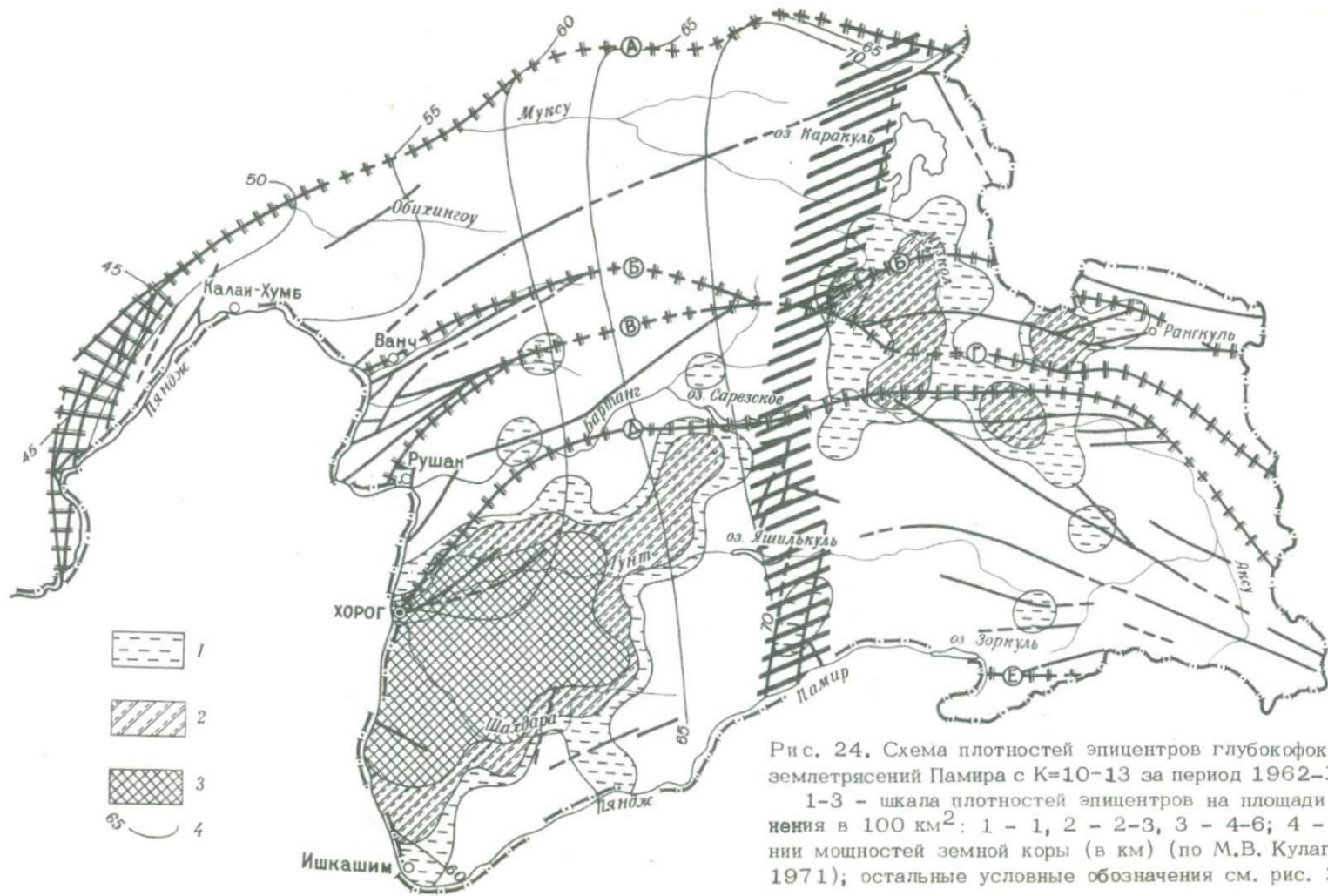


Рис. 24. Схема плотностей эпицентров глубокофокусных землетрясений Памира с $K=10-13$ за период 1962-1966гг.

1-3 - шкала плотностей эпицентров на площади осреднения в 100 км²: 1 - 1, 2 - 2-3, 3 - 4-6; 4 - изолинии мощностей земной коры (в км) (по М.В. Кулагинной, 1971); остальные условные обозначения см. рис. 2

ность эпицентров достигает в пределах Афганской области своего максимума как в относительном, так и в абсолютном значениях и составляет 10 эпицентров на площади осреднения. По глубине наибольшая плотность очагов Афганской области (5-6) приходится на 240 км (Лукк, Нерсесов, 1970).

Нижняя поверхность очагов глубокофокусных землетрясений в северо-восточном направлении от Афганской зоны к пос. Ишкашим поднимается от 300 до 140 км. Далее на северо-восток она снова опускается до 260 км. Здесь и расположена Хорогская область концентрации эпицентров. Для этой области характерны более слабые землетрясения с относительно меньшим числом очагов, лежащих глубже 200 км. Плотность здесь составляет 4-6 эпицентров на площадь осреднения, причем максимум очагов приходится на глубину 140 км. В пределах перешейка, соединяющего Афганскую и Хорогскую области, плотность весьма низка, всего лишь 1-2 эпицентра.

Нижняя поверхность очагов глубоких землетрясений к северо-востоку от Хорогской области снова поднимается вверх, и на Центральном Памире ее глубина составляет 160 км. Новое заглубление этой поверхности до 260 км происходит в районе пос. Мургаб. К этому району приурочена Мургабская область эпицентров глубокофокусных землетрясений. Последняя представлена россыпью отдельных землетрясений на площади, сопоставимой по размерам с Хорогской. Плотность эпицентров здесь весьма низка и не превышает 2-3 на площади осреднения. Наибольшая плотность очагов фиксируется на глубине 240 км (1-2 эпицентра). Плотность эпицентров в пределах перешейка между Хорогской и Мургабской областями не превышает 1. Сейсмическая активность в Мургабской области значительно ниже, чем в Афганской и Хорогской областях (Лукк, Нерсесов, 1970).

Анализ пространственного положения Памиро-Гиндукушской зоны глубокофокусных землетрясений показал, что в пределах Памира ее простирание находится в резком несоответствии с простираниями как древнего субширотного структурного плана, так и новейшего меридионального. Не находит отражения эта зона и в рельефе поверхности Мохоровичича, для которого характерно субмеридиональное простирание изолиний (см. рис. 24).

Вместе с тем необходимо отметить, что Хорогская область концентрации эпицентров глубокофокусных землетрясений по местоположению частично совпадает с Южнопамирским, а Мургабская область - с Акбайтальским поднятиями, в пределах которых на земную поверхность выходят наиболее древние горные породы. Об этом еще в 1955 г. писал Б.А. Петрушевский, отметивший совпадение зоны глубокофокусных землетрясений с областью распространения на территории Памира и Северного Афганистана докембрийских кристаллических сланцев (Петрушевский, 1955а).

Сопоставление схемы плотностей эпицентров подкоровых землетрясений с современным структурным планом Памира показало, что перешеек между Хорогской и Мургабской областями концентрации эпицентров глубокофокусных землетрясений, в пределах которого происходит резкое затухание подкоровой сейсмической деятельности, приурочен к зоне Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома. Последняя как бы разрывает зону глубокофокусных землетрясений в данном месте на две изолированные части. Все это свидетельствует о том, что между глубокофокусной сейсмичностью и особенностями формирования современного структурного плана Памира существует определенная взаимосвязь.

СВЯЗЬ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ПАМИРА С КОРОВОЙ СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

Тектонические движения земной коры и сейсмические толчки представляют собой, как известно, результат деятельности эндогенных процессов. Наличие между ними причинной связи ни у кого не вызывает сомнения. В настоящее время стоит задача накопления материала по особенностям проявления этой связи в пределах самых различных сейсмоактивных территорий. Это позволит установить общие ее закономерности, знание которых необходимо для решения проблемы прогноза времени возникновения катастрофических землетрясений.

В данном разделе работы сделана попытка установления связи сейсмических явлений с плейстоценовыми и голоценовыми тектоническими движениями Памира. К сопоставлению с последними были привлечены материалы о проявлении только коровых землетрясений. Это обусловлено тем, что на территории Памира все известные катастрофические землетрясения связаны именно с коровой сейсмичностью. Из 905 сильных коровых землетрясений ($K = 10-16$), зафиксированных здесь с 1865 по 1970 г., 486 приходится на $K = 10$; 211 - $K = 11$; 144 - $K = 12$; 37 - $K = 13$; 18 - $K = 14$; 7 - $K = 15$; 2 - $K = 16$. Установление связи плейстоценовых и голоценовых вертикальных тектонических движений Памира с коровыми землетрясениями представляет собой важную проблему не только в теоретическом, но и в практическом отношении.

Глава 6

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И СОВРЕМЕННЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПАМИРА С ЭПИЦЕНТРАМИ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Амплитуды и скорости плейстоценовых и голоценовых тектонических движений и их связь с сейсмичностью

Для установления характера зависимости силы и количества сейсмических толчков от интенсивности проявления плейстоценовых и голоценовых тектонических движений на схемы суммарных тектонических движений Памира за плейстоцен, его эпохи и голоцен (см. рис. 10, 11, 13, 15, 16) были нанесены эпицентры коровых землетрясений с $K \geq 10$ (см. рис. 22). Это позволило подсчитать эпицентры землетрясений как всех энергетических классов, вместе взятых ($K=10-16$), так и в отдельности, приходящиеся на единицу площади выбранных градаций амплитуд тектонических движений. Результаты сопоставления представлены в таблицах 5 и 6 и проиллюстрированы графиками (рис. 25-27).

Сопоставление свидетельствует о том, что в пределах Памира наиболее сейсмоактивны те структурные элементы, которые характеризуются повышенными

Таблица 5
Сопоставление эпицентров коровых землетрясений с

Градации амплитуд, м	Площадь градаций амплитуд, усл.ед.	Количество эпицентров сильных коровых и единицу площади (ед.пл.)					
		10		11		12	
		пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.
900-1100	4	-	-	-	-	-	-
1100-1300	9	-	-	-	-	-	-
1300-1500	37	2	0,05	2	0,05	2	0,05
1500-1700	103	29	0,28	19	0,18	8	0,07
1700-1900	87	37	0,42	16	0,19	15	0,17
1900-2100	85	56	0,65	25	0,29	14	0,16
2100-2300	174	128	0,73	64	0,36	19	0,11
2300-2500	169	101	0,59	36	0,22	34	0,20
2500-2700	64	63	0,98	19	0,29	24	0,37
2700-2900	125	70	0,56	30	0,24	28	0,22

Таблица 6
Сопоставление эпицентров коровых землетрясений с

Градации амплитуд, м	Площадь градаций амплитуд, усл. ед.	Количество эпицентров сильных коровых и единицу площади (ед.пл.)					
		10		11		12	
		пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.
0-40	3,3	1	0,30	-	-	-	-
40-80	24,0	12	0,50	5	0,20	4	0,17
80-120	72,7	40	0,56	18	0,24	11	0,15
120-160	194,0	94	0,49	44	0,23	33	0,16
160-200	217,0	137	0,63	67	0,30	25	0,11
200-240	346,0	202	0,58	77	0,24	71	0,20

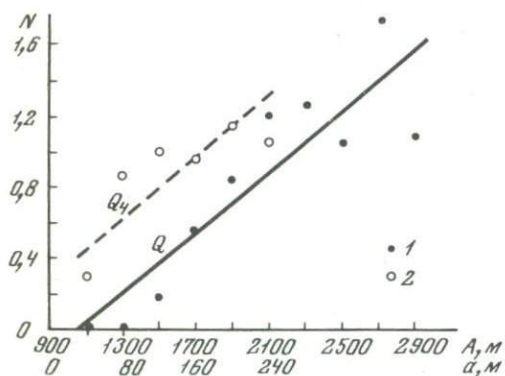


Рис. 25. График зависимости количества сильных коровых землетрясений (суммарно $K=10-16$), отнесенных к единице площади (N), от амплитуд тектонических поднятий Памира

1 - за плейстоцен - голоцен (A); 2 - за голоцен (a)

амплитудами плейстоценовых тектонических движений

землетрясений ($K = 10-16$), приходящееся на всю площадь (пл.) градаций амплитуд									
13		14		15		16		10 - 16	
пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1	0,02	-	-	-	-	-	-	7	0,17
2	0,02	-	-	-	-	-	-	58	0,55
5	0,05	-	-	-	-	2	0,02	75	0,85
8	0,09	1	0,01	2	0,02	-	-	106	1,22
9	0,05	6	0,03	-	-	-	-	226	1,28
4	0,02	4	0,02	2	0,01	-	-	181	1,06
4	0,06	3	0,04	1	0,01	-	-	114	1,75
4	0,03	4	0,03	2	0,02	-	-	138	1,10

амплитудами голоценовых тектонических движений

землетрясений ($K=10-16$), приходящееся на всю площадь (пл.) градаций амплитуд									
13		14		15		16		10-16	
пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.
-	-	-	-	-	-	-	-	1	0,30
-	-	-	-	-	-	-	-	21	0,87
4	0,06	-	-	-	-	-	-	73	1,01
10	0,06	5	0,03	1	0,01	-	-	187	0,98
15	0,07	5	0,02	2	0,01	2	0,01	253	1,15
8	0,02	8	0,02	4	0,01	-	-	370	1,07

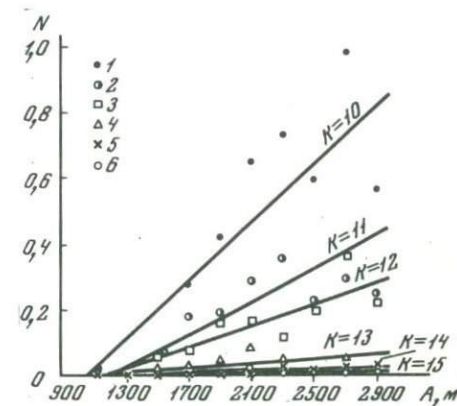


Рис. 26. График зависимости количества сильных коровых землетрясений (по классам), отнесенных к единице площади (N), от амплитуд тектонических поднятий Памира за плейстоцен - голоцен (A)

1 - $K=10$; 2 - $K=11$; 3 - $K=12$; 4 - $K=13$; 5 - $K=14$; 6 - $K=15$

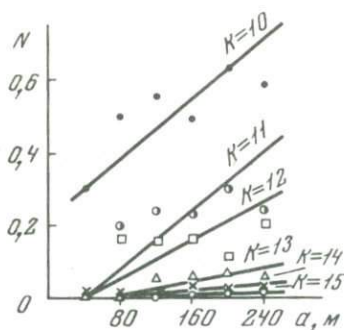


Рис. 27. График зависимости количества сильных коровых землетрясений (по классам), отнесенных к единице площади (N), от амплитуд тектонических поднятий Памира за голоцен (а)

Условные обозначения см. рис. 26

амплитудами, а следовательно, и повышенными скоростями плейстоценовых и, особенно, голоценовых тектонических поднятий. Все землетрясения с $K \geq 14$ зафиксированы в пределах тех структурных элементов, скорости плейстоценовых и голоценовых поднятий которых превышают 3,4 и 12,0 мм/год на фоне скоростей 1,8–5,4 и 5–22,0 мм/год соответственно.

Анализ графиков зависимости количества землетрясений от значений амплитуд тектонических поднятий за плейстоцен и голоцен показал, что с увеличением значений амплитуд число землетрясений на единицу площади также увеличивается (см. рис. 25). Наиболее резко растет плотность эпицентров землетрясений энергетического класса $K = 10$, несколько слабее $K = 11$ –12 и совсем слабо $K = 13$ –15 (см. рис. 26,27).

Градиенты скоростей голоценовых тектонических движений и их связь с сейсмичностью

Для установления связи коровой сейсмичности с градиентами скоростей голоценовых тектонических движений на схему градиентов скоростей суммарных тектонических поднятий Памира за голоцен были наложены эпицентры сильных коровых землетрясений (рис. 28). Физический смысл подобного сопоставления основывается на гипотезе, согласно которой и интенсивность землетрясений, и средняя величина градиента скорости предполагаются зависящими от интенсивности касательных напряжений в земной коре, обуславливающих деформацию последней (Гэзовский, 1957, 1963).

Сопоставление показало, что наибольшая плотность эпицентров сильных коровых землетрясений на Памире наблюдается на границах структурных элементов, характеризующихся градиентами, превышающими $0,4 \cdot 10^{-6}$ см/год·см на фоне значений $0,05$ – $1,6 \cdot 10^{-6}$ см/год·см (табл.7). Графики зависимости количества землетрясений от значений градиентов скоростей тектонических движений за голоцен свидетельствуют о том, что с ростом градиентов скоростей число землетрясений на единицу площади увеличивается (рис.29). Особенно резко растет количество землетрясений с $K=10$, значительно слабее с $K=11$ –15 (рис. 30).

Вместе с тем сопоставление сейсмичности с градиентами скоростей голоценовых поднятий не дало исчерпывающего ответа о закономерностях их связи. Было отмечено, что зачастую наличие повышенных градиентов не обуславливает повышенной сейсмичности. Особенно наглядно это проявилось в пределах Бартангского прогиба и Рангкуль–Аксуйской области относительно прогибания, где на поверхности залегают относительно молодые горные породы. В пределах Южнопамирского поднятия, на территории которого распространены докембрийские кристаллические сланцы, все зоны повышенных градиентов характеризуются повышенной плотностью коровых землетрясений.

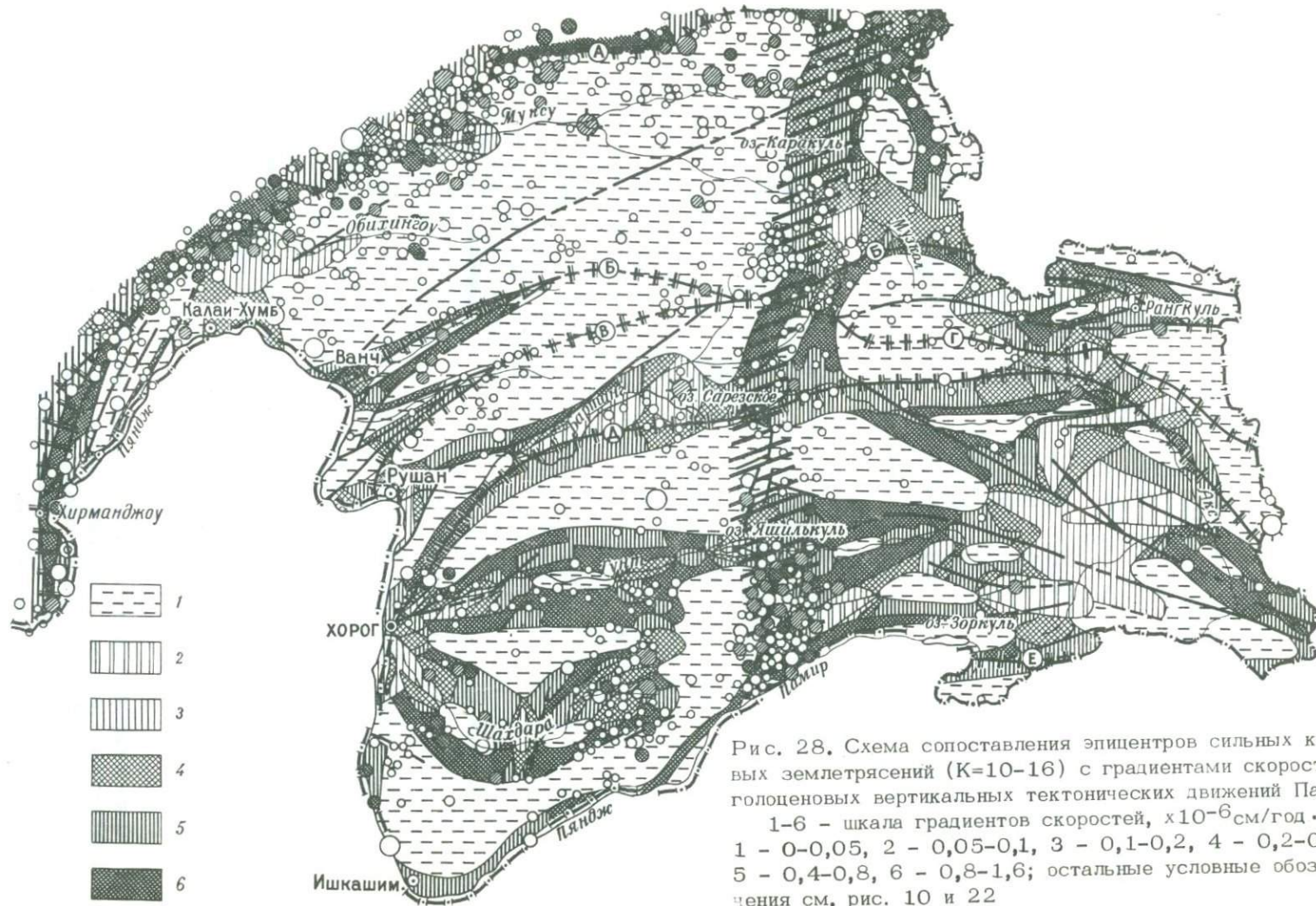


Рис. 28. Схема сопоставления эпицентров сильных коровых землетрясений ($K=10-16$) с градиентами скоростей голоценовых вертикальных тектонических движений Памира
 1-6 - шкала градиентов скоростей, $\times 10^{-6}$ см/год · см: ●
 1 - 0-0,05, 2 - 0,05-0,1, 3 - 0,1-0,2, 4 - 0,2-0,4, 5 - 0,4-0,8, 6 - 0,8-1,6; остальные условные обозначения см. рис. 10 и 22

Сопоставление эпицентров коровых землетрясений с

Градации градиентов скоростей, $\times 10^{-6}$ см/год·см	Площадь градаций градиентов скоростей, усл. ед.	Количество эпицентров сильных коровых на всю площадь (пл.) и единицу					
		10		11		12	
		пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.	пл.	ед. пл.
0-0,05	498	220	0,44	111	0,22	44	0,09
0,05-0,1	41	5	0,12	4	0,10	-	-
0,1-0,2	44	35	0,80	6	0,14	5	0,11
0,2-0,4	64	46	0,72	13	0,20	14	0,22
0,4-0,8	103	75	0,73	37	0,35	33	0,32
0,8-1,6	107	105	0,98	40	0,38	48	0,44

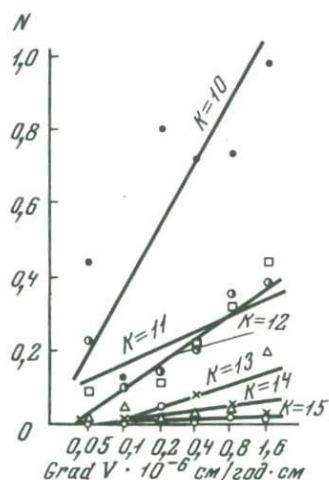
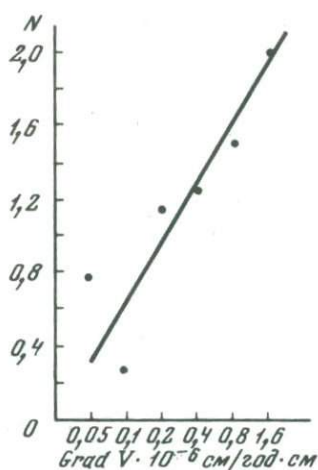


Рис. 29. График зависимости количества сильных коровых землетрясений (суммарно $K=10-16$), отнесенных к единице площади (N), от градиентов скоростей тектонических поднятий Памира за голоцен

Рис. 30. График зависимости количества сильных коровых землетрясений (по классам), отнесенных к единице площади (N), от градиентов скоростей тектонических поднятий Памира за голоцен

Условные обозначения см. рис. 26

В то же время некоторые сильные землетрясения Памира приурочены к тем структурным элементам, градиенты скоростей голоценовых поднятий которых весьма малы. Изучение их показало, что в процессе тектонического развития на протяжении плейстоцена такие структурные элементы или их участки, как правило, претерпевали изменение знака относительных тектонических движений. Это приводило к колебаниям значений скоростей и градиентов скоростей тектонических поднятий во времени.

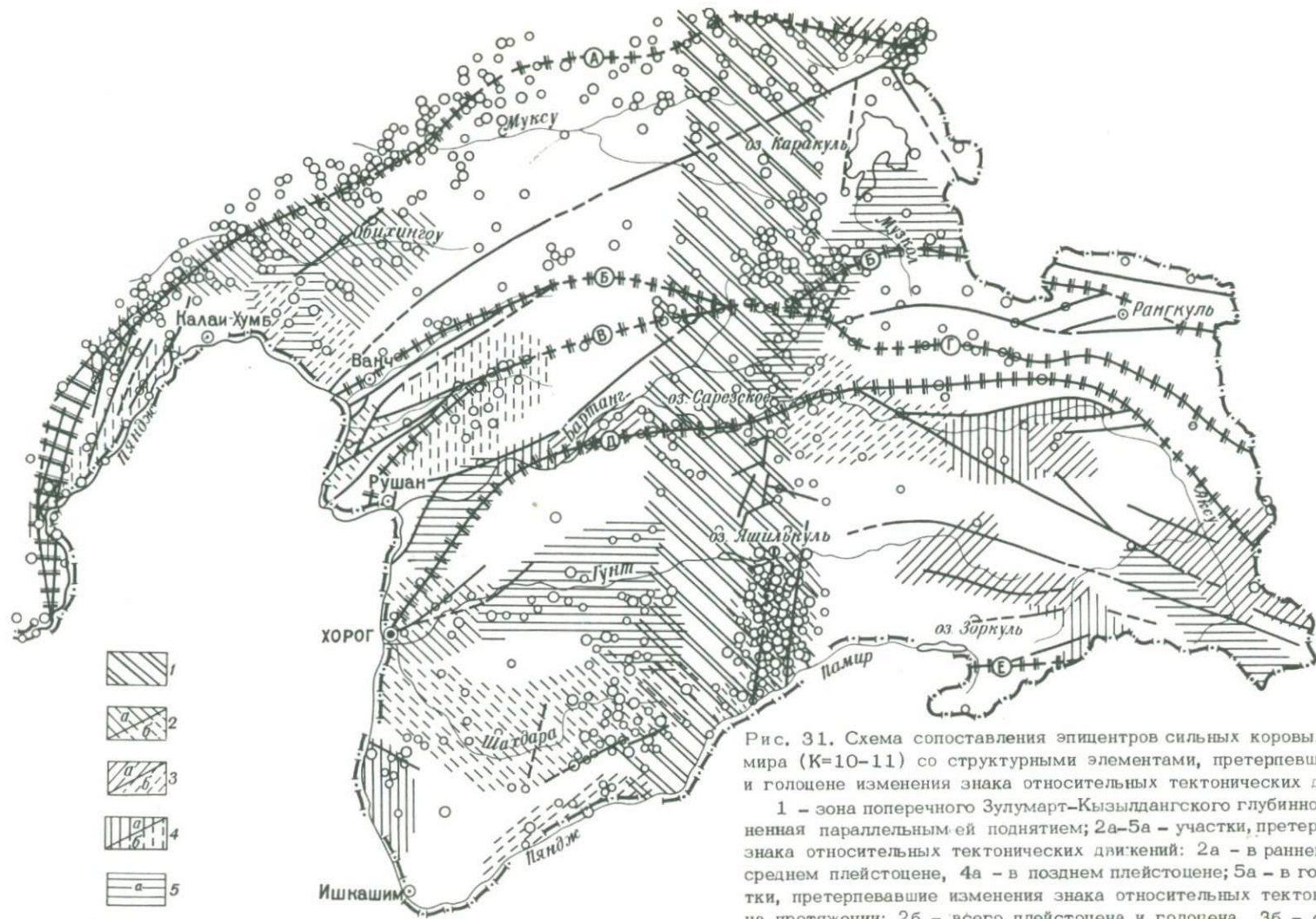


Рис. 31. Схема сопоставления эпицентров сильных коровых землетрясений Памира ($K=10-11$) со структурными элементами, претерпевшими в плейстоцене и голоцене изменения знака относительных тектонических движений

1 - зона поперечного Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома, осложненная параллельным ей поднятием; 2а-5а - участки, претерпевшие изменение знака относительных тектонических движений: 2а - в раннем плейстоцене, 3а - в среднем плейстоцене, 4а - в позднем плейстоцене; 5а - в голоцене; 2б-4б - участки, претерпевавшие изменения знака относительных тектонических движений на протяжении: 2б - всего плейстоцена и голоцена, 3б - среднего и позднего плейстоцена, голоцена, 4б - позднего плейстоцена и голоцена; остальные условные обозначения см. рис. 2 и 22

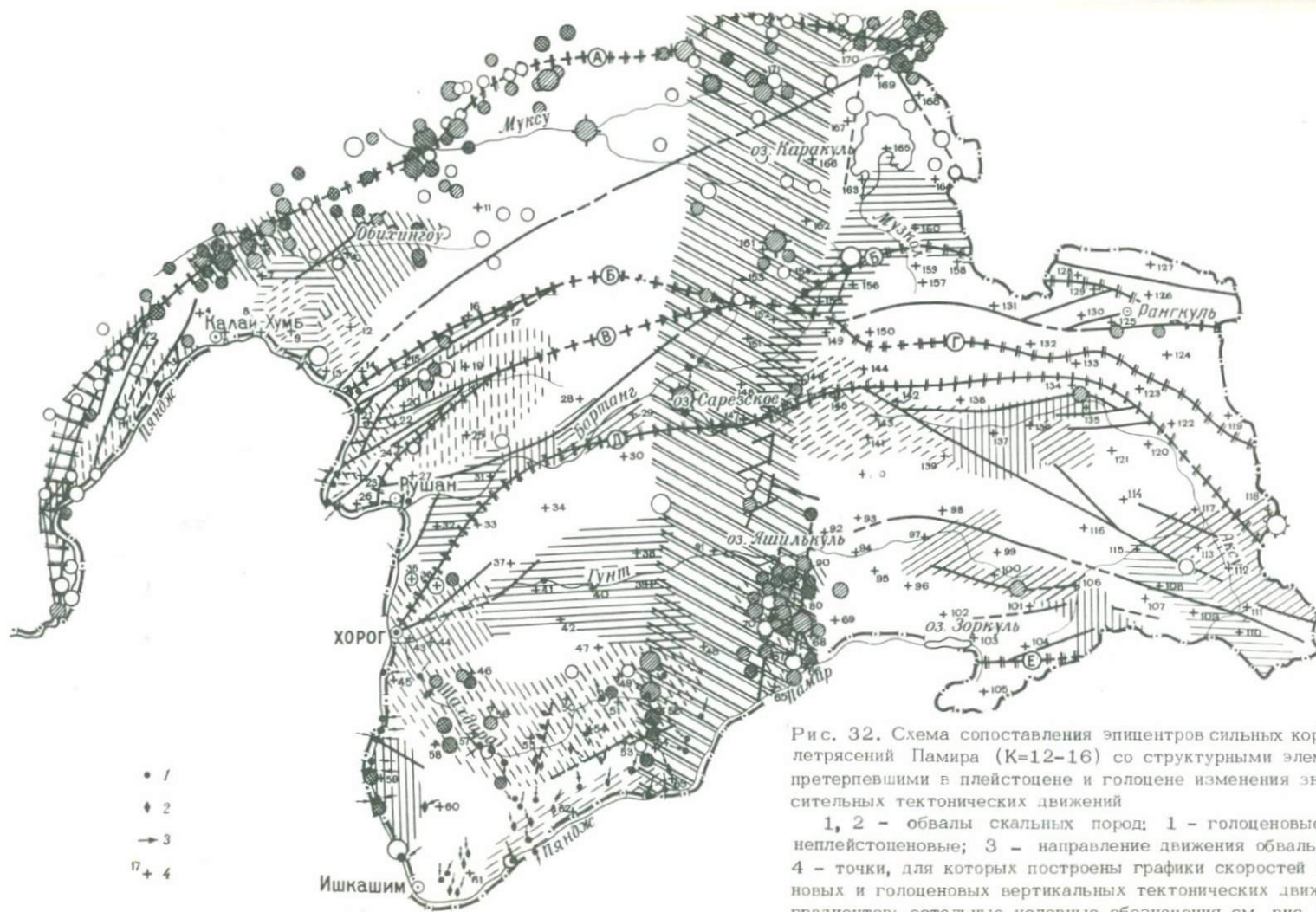


Рис. 32. Схема сопоставления эпицентров сильных коровых землетрясений Памира (К=12-16) со структурными элементами, претерпевшими в плейстоцене и голоцене изменения знака относительных тектонических движений

1, 2 - обвалы скальных пород: 1 - голоценовые, 2 - позднплейстоценовые; 3 - направление движения обвальных масс; 4 - точки, для которых построены графики скоростей плейстоценовых и голоценовых вертикальных тектонических движений и их градиентов; остальные условные обозначения см. рис. 2 и 22

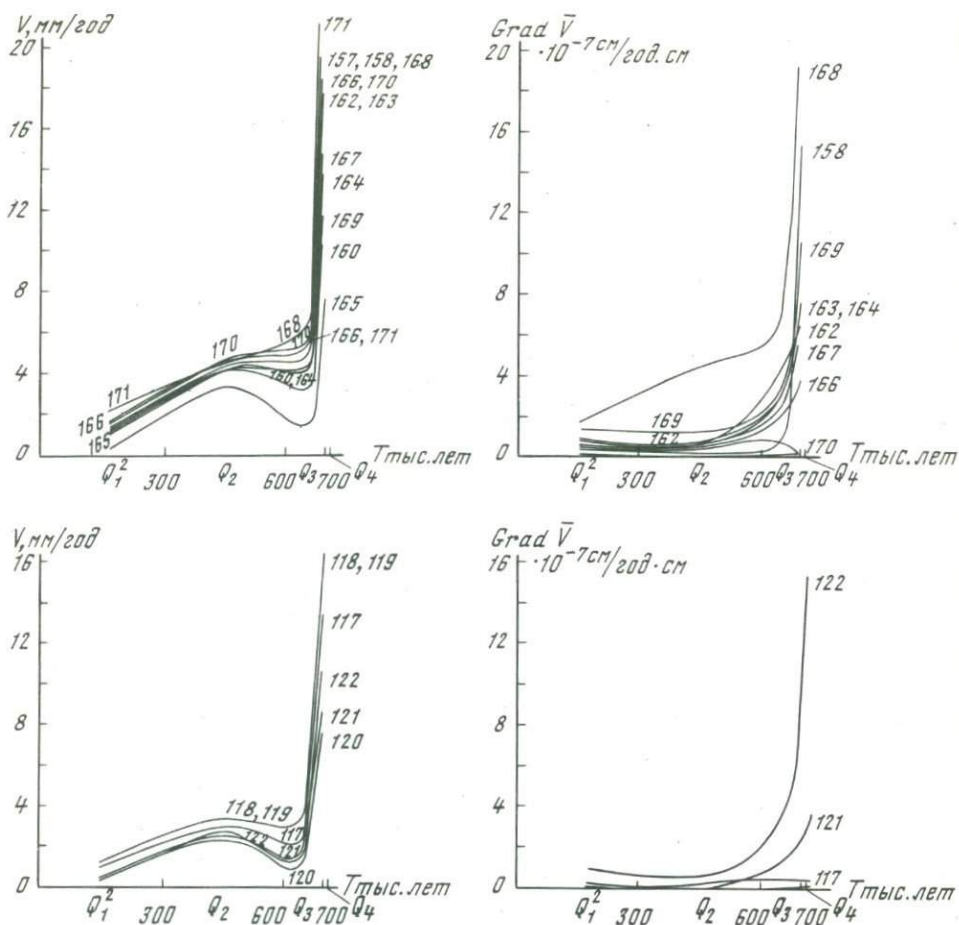


Рис. 33. Графики скоростей и градиентов скоростей плейстоценовых и голоценовых вертикальных тектонических движений Памира (номера точек см. на рис. 32)

раз смену знака движений, а не многократно. К ним соответственно приурочено 133 и 79 землетрясений с $K=10$, 36 и 21 – с $K=11$, 34 и 23 – с $K=12$, 10 и 6 – с $K=13$, 1 и 5 – с $K=14$, 2 и 0 – с $K=15$, 1 и 0 – с $K=16$.

3. Повышенная сейсмическая активность характерна для структурных элементов, испытавших смену знака движений и сложенных древними консолидированными породами. Так, на севере и юго-западе Памира к участкам докембрийских и палеозойских пород приурочено 290 землетрясений, из которых шесть с $K=14$ и два – с $K=15$. В пределах Центрального и Юго-Восточного Памира, где широко распространены мезо-кайнозойские породы, зарегистрировано всего лишь 58 землетрясений, из них по одному с $K=14$ и с $K=16$.

Зоны глубинных разломов и их связь с сейсмичностью

Для установления связи сейсмичности с выделяемыми на земной поверхности зонами глубинных разломов палеозойского заложения на схему разрывной тектоники были нанесены эпицентры коровых землетрясений (см. рис. 22). Это позволило определить количество эпицентров, приуроченных непосредственно

к зонам глубинных разломов и их дизъюнктивным узлам, т.е. к местам сближения и приращения разрывов в плане.

Результаты сопоставления представлены в табл. 8. Анализ этих данных показывает следующее.

1. Из 905 сильных коровых землетрясений ($K=10-16$), зафиксированных на Памире с 1865 по 1970 г., к зонам глубинных разломов приурочено 427 (47,0%).

2. Вдоль зон глубинных разломов наибольшая плотность эпицентров наблюдается в пределах полос шириной до 5 км по обе стороны от них. С удалением на 8-10 км плотность эпицентров резко снижается.

3. Из 427 эпицентров, совпадающих с зонами глубинных разломов, 222 приходятся на относительно приподнятые крылья, 205 - на опущенные, т.е. их сейсмическая активность почти одинакова. Незначительное различие возникает за счет эпицентров с $K=10$.

4. Из 427 эпицентров, совпадающих с зонами глубинных разломов, 134 приходятся на их дизъюнктивные узлы. Наиболее сейсмоактивны дизъюнктивные узлы типа "сближение разломов". К ним приурочено 107 эпицентров, из них один с $K=15$ и четыре с $K=14$. С дизъюнктивными узлами типа "сочленение разломов" связано лишь 27 эпицентров с $K=10-12$.

5. Из зон глубинных разломов наиболее сейсмоактивна Дарваз-Каракульская. К ней приурочено 309 землетрясений, из них четыре с $K=15$ и восемь - с $K=14$. На зону Ванч-Танымасского глубинного разлома приходится лишь 41 землетрясение (одно с $K=14$), Пшартского - 37 (одно - с $K=13$). Менее всего в сейсмическом отношении активны зоны Язгулемского и Акбайтальского глубинных разломов. На них падает соответственно по 22 и 18 землетрясений с $K=10-12$. Для установления сейсмоактивности зоны Южнопамирского глубинного разлома имеющегося материала по сейсмичности явно недостаточно.

Зона Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома занимает в структурном плане Памира особое место. К этому поперечному структурному элементу, секущему вкрест простирания целый ряд субширотных поднятий и прогибов, приурочена зона повышенной концентрации эпицентров сильных коровых землетрясений, четко выделяющаяся на схемах эпицентров (см. рис. 22) и их плотностей (см. рис. 23). Сгущение эпицентров в пределах этой зоны является максимальным на фоне всего Памира. Из 905 землетрясений, зафиксированных на Памире, к зоне Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома, осложненной

Таблица 8

Сопоставление эпицентров коровых землетрясений с зонами глубинных разломов

Энергетический класс землетрясений, K	Количество эпицентров, приуроченных к зонам глубинных разломов, в зависимости от расстояний до них			Количество эпицентров, приходящееся на дизъюнктивные узлы				Суммарно
				Сближение зон глубинных разломов	Сочленение зон глубинных разломов	Сближение регионального и глубинного разломов	Сочленение регионального и глубинного разломов	
	0-5 км	5-10 км	0-10 км					
	Дарваз-Каракульская							
10	106	41	147	17	-	6	2	25
11	44	19	63	9	-	2	6	17
12	45	26	71	10	-	8	4	22
13	11	5	16	3	-	2	-	5
14	4	4	8	2	-	2	-	4
15	3	1	4	-	-	1	-	1
16	-	-	-	-	-	-	-	-
10-16	213	96	309	41	-	21	12	74

Таблица 8 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ванч-Танымасская								
10	17	7	24	4	2	7	1	14
11	3	7	10	-	-	-	-	-
12	4	2	6	-	2	1	-	3
13	-	-	-	-	-	-	-	-
14	1	-	1	-	-	-	1	1
15	-	-	-	-	-	-	-	-
16	-	-	-	-	-	-	-	-
10-16	25	16	41	4	4	8	2	18
Язгулемская								
10	13	3	16	4	-	3	3	10
11	4	1	5	1	1	-	1	3
12	1	-	1	-	-	1	-	1
13	-	-	-	-	-	-	-	-
14	-	-	-	-	-	-	-	-
15	-	-	-	-	-	-	-	-
16	-	-	-	-	-	-	-	-
10-16	18	4	22	5	1	4	4	14
Акбайтальская								
10	13	4	17	5	-	1	2	8
11	1	-	1	-	-	-	-	-
12	-	-	-	-	-	-	-	-
13	-	-	-	-	-	-	-	-
14	-	-	-	-	-	-	-	-
15	-	-	-	-	-	-	-	-
16	-	-	-	-	-	-	-	-
10-16	14	4	18	5	-	1	2	8
Пшартская								
10	13	9	22	-	-	11	2	13
11	8	2	10	1	-	3	-	4
12	3	-	3	-	-	1	-	1
13	2	-	2	-	-	2	-	2
14	-	-	-	-	-	-	-	-
15	-	-	-	-	-	-	-	-
16	-	-	-	-	-	-	-	-
10-16	26	11	37	1	-	17	2	20
Суммарно по всем зонам глубинных разломов								
10	161	65	226	30	2	28	10	70
11	60	29	89	11	1	5	7	24
12	53	28	81	10	2	11	5	28
13	13	5	18	3	-	4	-	7
14	5	4	9	2	-	2	-	4
15	3	1	4	-	-	1	-	1
16	1	-	1	-	-	-	-	-
10-16	296	132	427	56	5	51	22	134

параллельным ей поднятием, приурочено 349, т.е. более одной трети. Из них пять землетрясений с $K=14$, два — с $K=15$ и одно — с $K=16$ (см. рис. 32).

Вместе с тем концентрация эпицентров по простиранию зоны разлома весьма неравномерна. Для выявления причин этого были проанализированы места сочленений зоны глубинного разлома с субширотными структурными элементами и участками, претерпевшими в плейстоцене и голоцене изменение знака относительных движений. Это позволило выделить несколько узлов сочленений, которые были названы сейсмогенными. В зависимости от количества структурных элементов, входящих вместе с зоной Зулумарт–Кызылдангского глубинного разлома в сейсмогенные узлы, последние были разделены на несколько групп.

Рассмотрим сейсмическую активность групп сейсмогенных узлов, в строении которых кроме зоны поперечного глубинного разлома принимают участие:

- 1) один структурный элемент: субширотное поднятие или прогиб;
- 2) два структурных элемента: а) субширотное поднятие или прогиб — участок, претерпевший изменение знака относительных тектонических движений; б) субширотное поднятие или прогиб — разлом;
- 3) три структурных элемента: а) субширотное поднятие или прогиб — два участка, претерпевших изменение знака относительных тектонических движений; б) субширотное поднятие или прогиб — два разлома, сочленяющихся между собой; в) субширотное поднятие или прогиб — участок, претерпевший изменение знака относительных тектонических движений, — разлом;
- 4) четыре структурных элемента: а) субширотное поднятие или прогиб — два участка, претерпевших изменение знака относительных тектонических движений, — разлом; б) субширотное поднятие или прогиб — участок, претерпевший изменение знака относительных тектонических движений, — два разлома, сочленяющихся между собой;
- 5) пять структурных элементов: субширотное поднятие или прогиб — два участка, претерпевших изменение знака относительных тектонических движений, — два разлома, сочленяющихся между собой.

Анализ плотностей эпицентров по простиранию зоны Зулумарт–Кызылдангского глубинного разлома позволил установить, что чем больше структурных элементов участвует вместе с поперечной зоной в сейсмогенном узле, тем более она сейсмоактивна.

Изостатическое состояние земной коры и его связь с сейсмичностью

Изостатические аномалии силы тяжести свидетельствуют о неуравновешенности земной коры. В последние годы было установлено, что после прекращения действия возмущающих сил изостатическое равновесие довольно быстро в геологическом масштабе времени (10–100 тыс. лет) восстанавливается (Люстих, 1957; Артемьев, 1966; Артемьев, Артюшков, 1967; Артюшков, 1967). Это позволило сделать вывод о существовании определенной связи между изостатическим состоянием земной коры, новейшими и современными тектоническими движениями и сейсмическими проявлениями (Артемьев, 1966, 1971; Ладынин, 1969; Ризниченко и др., 1969; Бунэ и др., 1971; Зорин, 1971; Артемьев и др., 1972).

Для установления связи изостатического состояния земной коры Памира с его коровой сейсмичностью нами на схему изостатических аномалий силы тяжести, составленную М.Е. Артемьевым (1974), были нанесены эпицентры сильных коровых землетрясений. Результаты сопоставления сведены в табл. 9 и проиллюстрированы графиками (рис. 34–36).

Выводы по сопоставлению этих данных заключаются в следующем:

1. Основная масса коровых землетрясений Памира приурочена к областям развития положительных изостатических аномалий силы тяжести.

Таблица 9
Сопоставление эпицентров коровых землетрясений

Градации остаточных изостатических аномалий, Δg , мгл	Площадь градаций, усл.ед.	Количество эпицентров сильных коровых землетрясений (ед.пл.) градаций остаточных изоста					
		10		11		12	
		пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.
-50 - -40	0,8	1	1,25	1	1,25	-	-
-40 - -30	3,0	2	0,67	-	-	-	-
-30 - -20	11,8	4	0,34	2	0,16	-	-
-20 - -10	32,0	15	0,47	3	0,09	4	0,12
-10 - 0	57,0	24	0,42	5	0,09	2	0,03
0 - 10	98,0	88	0,90	42	0,42	27	0,28
10 - 20	102,0	82	0,80	27	0,26	22	0,22
20 - 30	86,0	121	1,42	72	0,83	29	0,33
30 - 40	100,0	68	0,68	32	0,32	23	0,23
40 - 50	86,5	60	0,70	18	0,22	34	0,39
50 - 60	35,0	12	0,35	3	0,08	1	0,03
60 - 70	10,7	2	0,19	2	0,19	-	-

с изостатическими аномалиями силы тяжести

летрясений ($K=10-16$), приходящееся на всю площадь (пл.) и единицу тических аномалий																	
13		14		15		16		10 - 16									
пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.	пл.	ед.пл.								
-	-	-	-	-	-	-	-	2	2,50								
-	-	-	-	-	-	1	0,33	3	1,00								
-	-	-	-	-	-	-	-	6	0,50								
2	0,07	-	-	-	-	-	-	24	0,75								
1	0,02	-	-	-	-	-	-	32	0,56								
8	0,09	4	0,04	1	0,01	-	-	170	1,73								
6	0,06	2	0,02	1	0,01	-	-	140	1,37								
4	0,04	2	0,02	2	0,02	-	-	230	2,66								
8	0,08	4	0,04	1	0,01	-	-	144	1,44								
4	0,04	5	0,05	2	0,02	-	-	123	1,42								
3	0,08	1	0,03	-	-	-	-	20	0,57								
-	-	-	-	-	-	-	-	4	0,38								

2. В области развития отрицательных аномалий с приближением их значений к нулю число землетрясений всех энергетических классов, отнесенное к единице площади, уменьшается.

3. В области развития положительных аномалий число сильных землетрясений как суммарно, так и по классам с увеличением значений изостатических аномалий также увеличивается. При $\Delta g = 20-30$ мгл оно достигает максимума, затем резко понижается и при значениях $\Delta g = 60-70$ мгл достигает минимума.

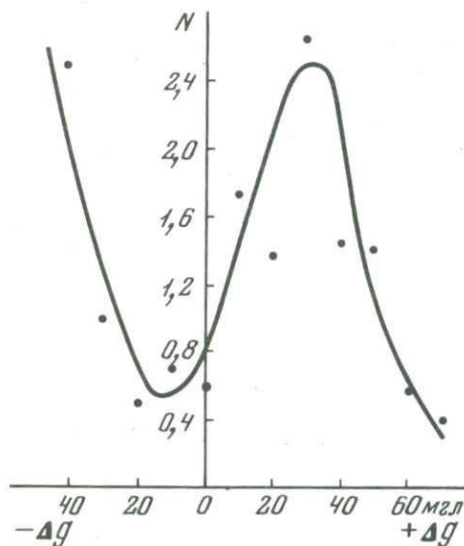


Рис. 34. График зависимости количества сильных коровых землетрясений Памира (суммарно $K=10-16$), отнесенных к единице площади (N), от значений изостатических аномалий силы тяжести

4. Все землетрясения с $K=14-15$ приурочены к районам с положительными значениями изостатических аномалий, и лишь Сарезское землетрясение с $K=16$ расположено в области отрицательных аномалий.

5. Максимальные значения градиентов изостатических аномалий силы тяжести достигают 2,5-5 мгл/км. Однако к зонам их развития не приурочено ни одного землетрясения с $K > 13$. Землетрясения с $K > 14$ в основном расположены в зонах развития градиентов со значениями, не превышающими 2 мгл/км.

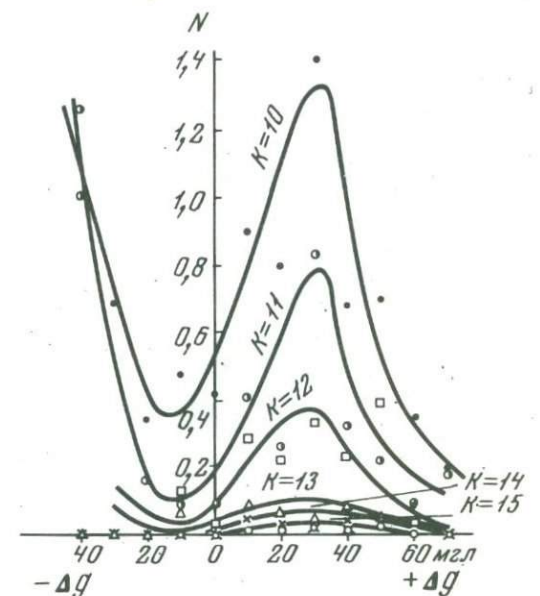


Рис. 35. График зависимости количества сильных коровых землетрясений Памира (по классам), отнесенных к единице площади (N), от значений изостатических аномалий силы тяжести. Условные обозначения см. рис. 26

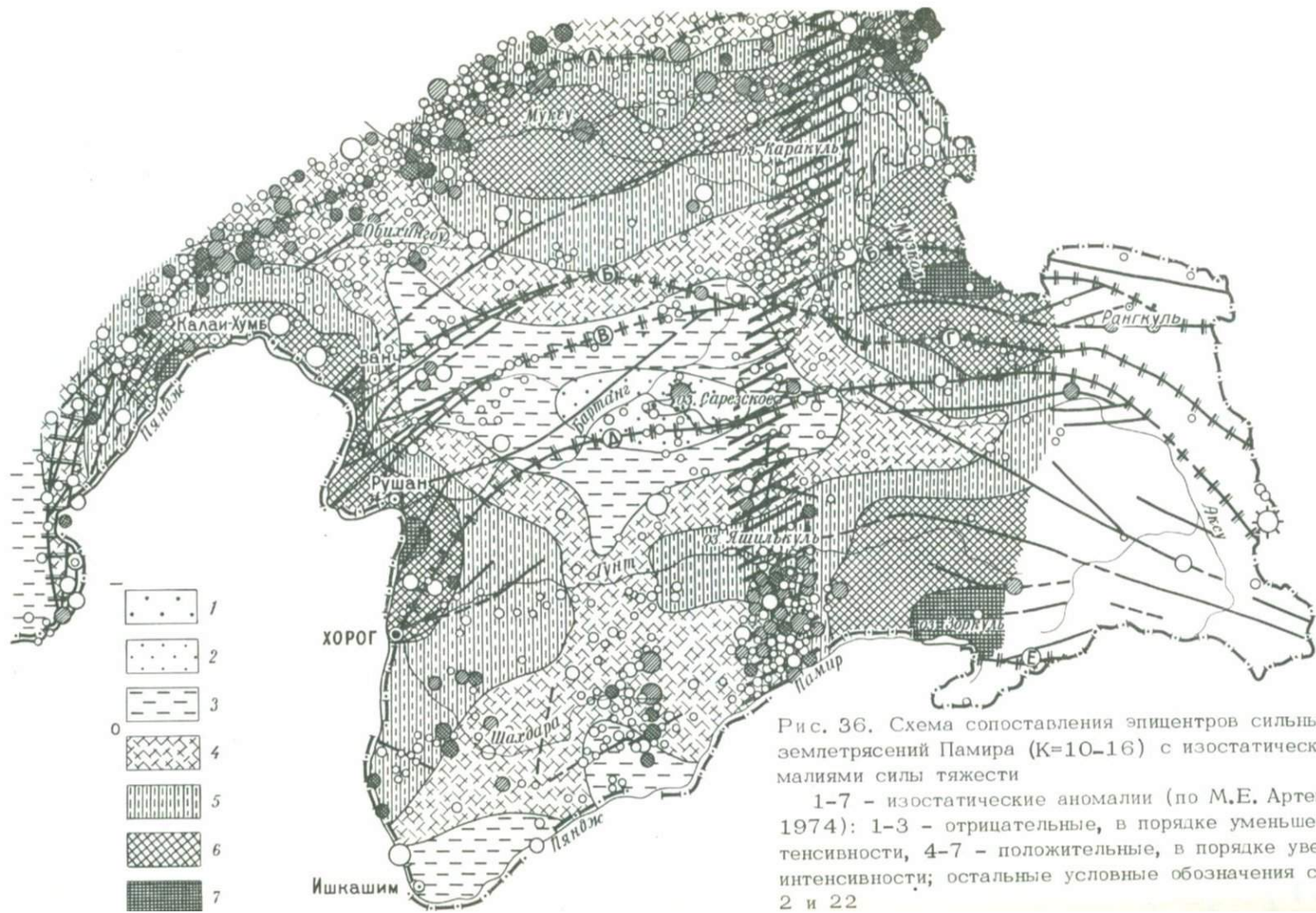


Рис. 36. Схема сопоставления эпицентров сильных коровых землетрясений Памира ($K=10-16$) с изостатическими аномалиями силы тяжести

1-7 - изостатические аномалии (по М.Е. Артемьеву, 1974): 1-3 - отрицательные, в порядке уменьшения интенсивности, 4-7 - положительные, в порядке увеличения интенсивности; остальные условные обозначения см. рис. 2 и 22

Таблица 10
Характеристика обвалов в скальных породах

Местоположение обвальных масс	Предполагаемый возраст обвала	Объем обвальных масс, м ³	Обвалившиеся горные породы и их возраст	Направление движения обвальных масс	Результат обвала	Приуроченность обвальных масс к структурным элементам
1	2	3	4	5	6	7
р. Танымас, устье	Q ₄	650000	Глинисто-кремнистые сланцы, C ₁	Юго-восток и северо-запад	Образование озера, спущенного последующей эрозией	Зона Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома
р. Кудара, 20 км выше устья	Q ₄	2 400 000	То же	Север	То же	
р. Мургаб, оз. Сарезское	Q ₄	2 220 000 000	"	Юг	Образование озера, сохранившегося до настоящего времени	
р. Гунт, оз. Яшилкуль	Q ₄	-	P-T?	-	То же	
р. Токузбулак, 4 км выше пос. Джиланды	Q ₃ Q ₄	1 200 000 150000	Диориты и гранодиориты, Cr ₁ ?	Юго-запад и северо-восток, юго-запад	Кратковременное подпруживание реки	
оз. Турумтайкуль, южный берег	Q ₄	100000	Кристаллические сланцы, A + Pt?	Юго-восток	То же	
р. Шахдара, пос. Джоушангоз	Q ₄	150000	То же	То же	-	
р. Памир, пос. Лянгар, р. Мац	Q ₄ Q ₄ Q ₄	- - -	" " "	Юг Юго-восток Юг	- - -	
р. Пяндж, пос. Зугванд	Q ₄	80000	"	"	-	
р. Пяндж, пос. Дридж	Q ₄	800000	"	"	Кратковременное подпруживание реки	

Таблица 10 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
р. Пяндж, пос. Нишгар	Q ₄	1700000	Кристаллические сланцы, A + Pt?	Юг	То же	Участок Предгиндукушского прогиба, испытавший в Q ₂ изменение знака относительных тектонических движений
р. Пяндж, пос. Вранг	Q ₄	40000	То же	"	"	
р. Пяндж, поселки Вранг, Шитхарв	Q ₃ (4 обвала) Q ₄ (2 обвала)	- -	" "	" "	- -	
р. Пяндж, 2 км выше пос. Шитхарв	Q ₄	120000	"	Север	Кратковременное подпруживание реки	
р. Пяндж, пос. Шитхарв	Q ₄	450000	"	Юг	-	
р. Пяндж, пос. Даршай	Q ₄	350000	"	"	-	
р. Пяндж, устья рек Санг, Зерев	Q ₃ (4 обвала) Q ₄ (2 обвала)	-	"	"	-	
р. Пяндж, пос. Сумчин	Q ₄	500000	Кристаллические сланцы, A + Pt?	Юго-запад	-	Участок Южнопамирского поднятия, испытавший в Q ₃ изменение знака относительных тектонических движений
р. Пяндж, 3 км выше пос. Баршор	Q ₃	200000	То же	Запад и восток	-	
р. Пяндж, 1 км ниже устья р. Даргауреш	Q ₄	50000	"	То же	Подпруживание реки	
р. Пяндж, пос. Шамбиды	Q ₃	-	"	Запад	-	
р. Пяндж, пос. Воғэ	Q ₄	100000	"	"	Подпруживание реки	
р. Пяндж, 1 км выше пос. Кухилаль	Q ₄	200000	Кристаллические сланцы, A + Pt?	Запад и восток	Подпруживание реки	Южнопамирское поднятие; региональный разлом
р. Пяндж, 1 км ниже пос. Кухилаль	Q ₄	900000	То же	Запад	-	

Таблица 10 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
р. Гунт, 6 км ниже пос. Вонкала	Q ₄	150000	Кристаллические сланцы, A + Pt?	Юг	-	Участок Гунтского прогиба, испытавший в Q ₄ изменение знака относительных тектонических движений
р. Гунт, пос. Чартым	Q ₄	600000	То же	Юг и север	Подпруживание реки	
р. Гунт, пос. Вир	Q ₄	70000	"	Север	-	
р. Гунт, 3 км ниже пос. Вир	Q ₄	50000	"	"	-	
р. Гунт, 5 км ниже пос. Вир	Q ₄	70000	"	-	-	
р. Пяндж, 20 км ниже устья р. Гунт	Q ₄	100000	Граниты и гра- нодиориты, P _g	Юго-восток	Кратковременное подпруживание реки	Рушанское поднятие; региональный разлом
р. Пяндж, устье р. Бартанг	Q ₄	2500000	T ₃ - J ₂	Юг	-	Северопамирское под поднятие; зоны глубоких и региональных разломов
р. Пяндж, пос. Шидэ	Q ₄	150000	Граниты и гра- нодиориты, P _g	Северо-восток	-	
р. Пяндж, 3 км ниже пос. Шидэ	Q ₄	800000	То же	Северо-восток и юго-запад	Подпруживание реки	
р. Пяндж, 3 км выше пос. Вознауд	Q ₄	5000	"	Запад	-	
р. Пяндж, 5 км выше пос. Дех	Q ₄	-	"	Запад и восток	-	
р. Пяндж, устье р. Ванч	Q ₄	-	D ₂	Юго-запад	-	
р. Пяндж, пос. Пош- харв	Q ₃	-	Песчаники, из- вестняки P ₁	-	Образование озера, спущенного после- дующей эрозией	Участки Северопамирского поднятия, испытавшие в O ₂ и Q ₃ изменение знака относительных тектонических движений
р. Пяндж, поселки Ешт, Шкив	Q ₄	40000	Эффузивы, C ₁	Юго-восток	-	

На Памире в позднем плейстоцене и голоцене весьма интенсивно проявились обвальнo-осыпные процессы. Обвальные массы горных пород распространены чаще всего по долинам крупных рек (табл. 10). Большинство их, как показано на рис. 32, приурочено к Юго-Западному Памиру. Залегающие здесь слоистые кристаллические сланцы характеризуются сильной трещиноватостью, что способствует активному проявлению гравитационных процессов. Другим районом развития обвальных масс является Северо-Западный Памир. Обвалы приурочены здесь к устьям Бартанга, Ванча и к участку долины р. Пяндж между пос. Барушон-Равноу. В центральных районах Северного Памира обвалы нам не известны, что объясняется, по-видимому, недостаточностью фактического материала. В пределах Восточного Памира обвальные массы горных пород отсутствуют.

Особо следует отметить грандиозный Усойский завал, образовавшийся вследствие катастрофического Сарезского землетрясения 1911 г. Этот завал, так же как и завалы, развитые по долине р. Кудара, приурочены к зоне поперечного Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома и к осложняющему ее поднятию.

Анализ распространения обвальных масс показал, что в большинстве случаев они приурочены к структурным элементам, участки которых претерпели изменения знака относительных тектонических движений. Последние, как было показано выше, обладают повышенной сейсмической активностью. На основании этого можно сделать вывод, что основная масса обвалов, по-видимому, была вызвана землетрясениями, и их нужно отнести к сейсмодислокациям (обвалы в скальных породах).

В заключение сопоставления коровой сейсмичности Памира с плейстоценовыми и голоценовыми тектоническими движениями и особенностями их проявления на территории региона следует отметить, что сейсмичность Памира обусловлена комплексным взаимодействием геологических признаков, из которых наиболее важными являются: повышенные скорости и градиенты скоростей плейстоценовых и голоценовых вертикальных тектонических движений; зоны глубинных разломов, активные в плейстоцене и голоцене; дизъюнктивные узлы разломов; поперечные структурные элементы и участки, испытавшие изменения знака относительных тектонических движений. Взаимодействие этих признаков, как правило, вызывает отклонение сейсмичности от общего фона и повышает сейсмоопасность территории.

Глава 7

ВЫДЕЛЕНИЕ ЗОН ВОЗМОЖНОГО ВОЗНИКНОВЕНИЯ ОЧАГОВ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МАКСИМАЛЬНЫХ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ КЛАССОВ

Результаты сопоставления геолого-геоморфологических и сейсмических данных позволили выделить на территории Памира ряд зон, в пределах которых можно ожидать возникновение коровых землетрясений с $K=13-16$. В зависимости от энергии возможных землетрясений зоны разделены на категории, различающиеся по степени их сейсмической опасности.

К зонам первой категории относятся районы, в пределах которых считается возможным возникновение коровых землетрясений 15-16 энергетических классов. Таких зон на Памире две: Зулумарт-Кызылдангская и Дарваз-Каракульская (рис. 37).

1. Зулумарт-Кызылдангская зона простирается в субмеридиональном направлении, совпадая с местоположением зоны одноименного глубинного разлома и

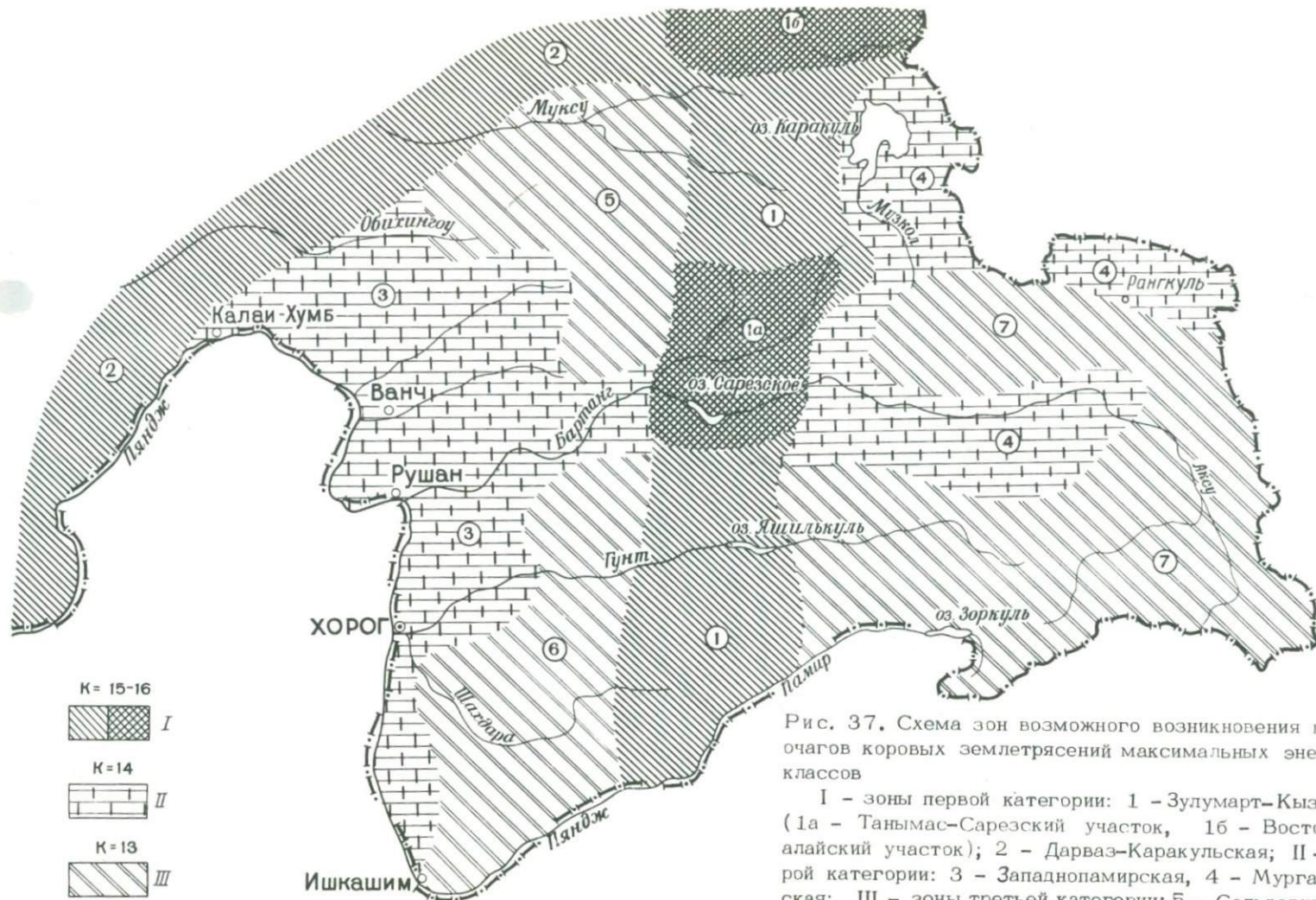


Рис. 37. Схема зон возможного возникновения на Памире очагов коровых землетрясений максимальных энергетических классов

I - зоны первой категории: 1 - Зулумарт-Кызылдангская (1a - Танымас-Сарезский участок, 1б - Восточноза-алайский участок); 2 - Дарваз-Каракульская; II - зоны второй категории: 3 - Западнопамирская, 4 - Мургаб-Каракульская; III - зоны третьей категории: 5 - Сельдаринская, 6 - Гунт-Шахдаринская, 7 - Акбайтал-Аксукая

осложняющего ее поднятия. Эта зона на Памире является наиболее сейсмоактивной. К ней приурочено пять землетрясений с $K=14$, два — с $K=15$ и одно — с $K=16$.

Активность зоны вдоль ее простирания неравномерна. Наиболее сейсмически активным следует считать Таньмас–Сарезский участок, расположенный в районе пересечения зоны поперечного Зулумарт–Кызылдангского глубинного разлома с зонами Пшартского и Ванч–Таньмасского субширотных глубинных разломов (см. рис. 37, 1а). К этому району приурочено несколько дизъюнктивных узлов и участков, испытавших в плейстоцене и голоцене изменения знака относительных тектонических движений. В комплексе они образуют сейсмогенные узлы, в строении которых принимают участие до пяти структурных элементов. Как показали исследования, такие узлы наиболее сейсмоактивны. Наличие в рассматриваемом районе сейсмической катастрофы с $K=16$ позволяет отнести его к участку возможного возникновения землетрясений с $K=16$.

Другим высокосейсмичным районом является Восточнозаалайский участок, расположенный на крайнем севере Зулумарт–Кызылдангской зоны (см. рис. 37, 1б). В его пределах зафиксированы землетрясения, не превышающие $K=15$. Однако пересечение зон Зулумарт–Кызылдангского и Дарваз–Каракульского глубинных разломов и, кроме того, наличие дизъюнктивных узлов и участков, претерпевших изменения знака относительных движений, позволяют по аналогии с Таньмас–Сарезским участком, предполагать возникновение здесь землетрясений с $K=16$ ¹.

На остальной территории Зулумарт–Кызылдангской зоны допускается возникновение землетрясений, не превышающих 15-й энергетический класс. Причем наиболее вероятными местами их возникновения следует считать узлы пересечения зоны поперечного глубинного разлома с субширотными структурными элементами и участками, претерпевшими в плейстоцене и голоцене изменения знака относительных вертикальных тектонических движений.

2. Дарваз–Каракульская зона первой категории расположена на севере Памира и приурочена к зоне одноименного глубинного разлома, отчленяющей Памир от территории Таджикской депрессии и Памиро–Алая. По зоне этого разлома на протяжении всего новейшего времени происходили интенсивные тектонические движения. Суммарная амплитуда перемещения по ней отдельных блоков земной коры за этап активизации составляет 3000–10000 м, за плейстоцен и голоцен достигает 1000 м. В пределах Дарваз–Каракульской зоны за период наблюдений с 1865 по 1970 г. зафиксировано восемь землетрясений с $K=14$ и четыре — с $K=15$.

Сейсмоопасность Дарваз–Каракульской зоны по простиранию сильно меняется. Здесь могут возникнуть землетрясения с $K \leq 15$. Причем наиболее вероятным местом их возникновения следует считать участок, расположенный к югу от среднего течения р. Хингоу. К нему приурочен сейсмогенный узел, в строении которого принимают участие зона Дарваз–Каракульского глубинного разлома и участок, испытавший изменение знака относительных тектонических движений. Наряду с этим здесь повышены градиенты скоростей плейстоценовых и голоценовых тектонических движений. Другим сейсмически опасным участком является район р. Обиниоу. Здесь не зафиксировано ни одного землетрясения, превышающего $K=13$. Однако интенсивные плейстоценовые движения по разломам и наличие дизъюнктивных узлов и участков, испытавших изменения знака относительных движений, позволяют отнести этот район к зоне возможного возникновения землетрясений с $K=15$.

На крайнем юго–востоке Памира на границе с Западным Куньлунем в 1895 г. произошла сейсмическая катастрофа с $K=16$. Однако для отнесения этого района к зоне первой категории фактического материала недостаточно, так как большая его территория расположена за пределами исследуемого региона.

¹ Уже после завершения данной работы в районе Восточнозаалайского участка 11 августа 1974 г. произошло землетрясение с $K=16$ и $M=7,2$.

К зонам второй категории относятся районы Памира, в пределах которых возможно возникновение землетрясений 14-го энергетического класса. Выделены две зоны: Западнопамирская и Мургаб-Каракульская.

3. Западнопамирская зона расположена по правому борту долины р. Пяндж, на участке между пос.Калаи-Хумб и Ишкашим. Она имеет сложные контуры и захватывает долины рек Ванч, Язгулем и низовья долин рек Бартанг, Гунт и Шахдара. К ней приурочено три землетрясения с $K=14$. К зоне второй категории она отнесена на основании наличия здесь зон глубинных разломов, амплитуды перемещений по которым не очень значительны, а также присутствия дизъюнктивных узлов и участков, претерпевших изменения знака относительных тектонических движений. Градиенты скоростей плейстоценовых и голоценовых тектонических движений в зонах глубинных разломов характеризуются повышенными значениями. Вместе с тем, несмотря на большой набор сейсмогенных признаков, в рассматриваемом районе, по-видимому, не могут возникнуть землетрясения с $K > 14$. Причина этого заключается в слабой контрастности движений на фоне общего интенсивного вздымания.

Местом наиболее вероятного возникновения землетрясений с $K=14$ является, по-видимому, среднее течение р. Бартанг. В этом районе зафиксировано всего лишь одно землетрясение с $K=13$ и несколько с $K=12$. Однако наличие здесь сложного сейсмогенного узла, в состав которого входят зона Фшартского глубинного разлома и участки, претерпевшие изменение знака относительных движений, а также повышенные градиенты скоростей восходящих движений говорят о том, что в данном районе в настоящее время, по-видимому, происходит накапливание напряжений.

4. Мургаб-Каракульская зона включает районы озер Каракуль, Рангуль и среднего течения р. Мургаб. Здесь не зафиксировано ни одного землетрясения с $K=14$ и отмечено всего лишь несколько землетрясений с $K=13$. Однако наличие зон глубинных разломов, дизъюнктивных узлов и участков, испытывавших изменения знака относительных тектонических движений, заставляет по аналогии с другими зонами отнести этот район к зоне второй категории. Наиболее вероятными местами возникновения землетрясений с $K=14$, по-видимому, следует считать средние течения рек Музкол и Мургаб, к долинам которых приурочены сейсмогенные узлы.

Наконец, к зонам третьей категории относится ряд площадей, заключенных между зонами первой и второй категорий. Среди них выделены Сельдаринская (5), Гунт-Шахдаринская (6) и Акбайтал-Аксуйская (7) зоны. На Западном Памире в их пределах развиты крупные региональные разрывы, разделяющие различно двигающиеся блоки и характеризующиеся незначительной протяженностью и малыми амплитудами подвижек в плейстоцене. Наряду с ними здесь имеются участки, испытывавшие изменения знака относительных движений. Все это в комплексе позволяет ожидать здесь возникновение землетрясений, энергия которых, по-видимому, не будет превышать 13-й класс.

На Восточном Памире в пределах зон третьей категории расположены зоны глубинных разломов, подвижки по которым не превышают десятки метров за плейстоцен. Кроме того, здесь имеется целый ряд участков, испытывавших в плейстоцене изменения знака относительных тектонических движений. К ним приурочено несколько землетрясений с $K=13$. В целом по набору геологических признаков в этом районе, по-видимому, возможно возникновение коровых землетрясений с $K=13$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги изучению плейстоценовых и голоценовых вертикальных тектонических движений Памира и связи их с сейсмичностью, отметим геолого-геоморфологические и сейсмогеологические результаты работы.

1. Разработан новый методический прием количественной оценки плейстоценовых тектонических движений Памира, основывающийся на реконструкциях первоначальных гипсометрических положений дний палеорек.

2. Построена серия схем плейстоценовых и голоценовых тектонических движений Памира, на которых результат вертикальных тектонических деформаций земной коры за плейстоцен, его эпохи и голоцен отображен с помощью изолиний. Подобные схемы для территории Памира составлены впервые.

3. Изучены плейстоценовые и голоценовые тектонические движения, что позволило выявить основные закономерности развития территории Памира в плейстоцене и голоцене:

а) проявление плейстоценовых тектонических движений, выразившееся в резком повышении их интенсивности и дифференцированности, произошло, по-видимому, в конце первой половины раннего плейстоцена. От тектонических движений неогена плейстоценовые движения отделены интервалом времени, охватывающим конец плистоцена – начало плейстоцена, для которого были характерны условия относительно тектонического покоя;

б) в плейстоцене и голоцене тектонические движения Памира носили устойчиво восходящий, сложно дифференцированный характер. Суммарные амплитуды поднятий территории за весь период в целом составили 1500–2700 м;

в) активность плейстоценовых восходящих движений во времени была неравномерной, их средние скорости по мере приближения к современности нарастали. Наиболее резкое нарастание скоростей наблюдалось в среднем плейстоцене и голоцене. В позднем плейстоцене повышение скоростей проявилось лишь в пределах поднятий Памира. Во впадинах и прогибах они существенно понизились;

г) усиление восходящих тектонических движений сопровождалось общим повышением их контрастности, наиболее резко проявившимся в позднем плейстоцене и голоцене;

д) плейстоценовые тектонические движения проявлялись неравномерно не только во времени, но и в пространстве. Максимальные скорости восходящих движений на протяжении всех эпох плейстоцена и в голоцене сохранялись на севере Памира, минимальные – на юго-востоке;

е) развитие плейстоценовых и голоценовых тектонических движений обусловило современное оформление структурного плана Памира. Крупные прогибы и поднятия характеризуются субширотным простираем, унаследованным от палеозойских структурных элементов и осложненным в конце неогена наложенной на него меридиональной зональностью. Переработка древнего субширотного структурного плана новейшим меридиональным привела к разделению территории Памира на Западно- и Восточнопамирскую меридиональные тектоничес-

кие зоны. Граница между ними проходила по зоне поперечного Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома, секущего вкрест простирания ряд крупных субширотных поднятий и прогибов. Западнопамирская тектоническая зона в плейстоцене и голоцене испытывала наиболее интенсивные восходящие движения. К концу голоцена она опередила Восточнопамирскую зону на 550–700 м. Существенное различие в скоростях восходящих движений меридиональных тектонических зон обусловило деформацию земной коры на границе между ними и осложнение западного крыла зоны глубинного разлома параллельным ей поднятием;

ж) наряду с региональной переработкой древнего субширотного структурного плана новейшим меридиональным на Памире в плейстоцене и голоцене происходили и локальные структурные перестройки, заключавшиеся в смене поднятиями и прогибами знаков их относительных тектонических движений;

з) активно развивались зоны глубинных разломов палеозойского заложения. Амплитуды относительных перемещений по ним блоков земной коры за плейстоцен составили 500–1000 м, за голоцен – 50–150 м. Наибольшая тектоническая активность была характерна для зоны Дарваз-Каракульского глубинного разлома.

4. Установлены основные закономерности связи коровой сейсмичности Памира с плейстоценовыми и голоценовыми тектоническими движениями и современным структурным планом:

а) структурные элементы, характеризующиеся повышенными амплитудами, а следовательно, и скоростями плейстоценовых и голоценовых тектонических движений, обладают повышенной сейсмической активностью. Все землетрясения 14-го энергетического класса и выше зарегистрированы в пределах тех структурных элементов, скорости плейстоценовых поднятий которых превышают 3,4 мм/год на фоне скоростей 1,8–5,4 мм/год, а голоценовых – 12 мм/год на фоне скоростей 5–22 мм/год. С ростом амплитуд тектонических поднятий за плейстоцен, его эпохи и голоцен число землетрясений на единицу площади увеличивается. Наиболее высока плотность эпицентров землетрясений с $K=10$, несколько менее с $K=11-12$ и совсем мало с $K=13-15$;

б) структурные элементы, характеризующиеся повышенными градиентами скоростей плейстоценовых и голоценовых тектонических движений, обладают повышенной сейсмической активностью. С ростом градиентов скоростей число землетрясений на единицу площади увеличивается. Наиболее резко растет плотность эпицентров землетрясений с $K=10$, слабее – с $K=11-12$ и совсем слабо с $K=13-15$;

в) структурные элементы, претерпевшие в плейстоцене и голоцене изменения знака относительных тектонических движений, характеризуются повышенной сейсмической активностью. Последняя существенно зависит от времени смены знака движений. Чем продолжительнее развиваются структурные элементы после изменения знака, тем более они сейсмоактивны. Наиболее сейсмоактивны структурные элементы, претерпевшие изменение знака относительных движений в раннем плейстоцене, наименее – в голоцене. Более сейсмоактивны участки, претерпевшие одноразовую смену знака движений, менее – многократную;

г) зона поперечного Зулумарт-Кызылдангского глубинного разлома из всех структурных элементов Памира наиболее сейсмоактивна. С ней связано возникновение ряда катастрофических землетрясений 14–16 энергетических классов. Вдоль простирания этой зоны наиболее сейсмоактивны места сочленений ее с субширотными структурными элементами и структурными элементами, претерпевшими изменение знака относительных тектонических движений. Чем больше структурных элементов участвует в контакте с зоной поперечного глубинного разлома, тем более она сейсмоактивна;

д) зоны глубинных разломов палеозойского заложения обладают повышенной сейсмичностью. Среди них на первом месте стоит зона Дарваз-Каракульс-

кого глубинного разлома, по которой в плейстоцене и голоцене происходили наиболее контрастные тектонические движения. С ней связано возникновение катастрофических коровых землетрясений 14–16 энергетических классов;

е) структурные элементы Западнопамирской тектонической зоны, в пределах которых земная кора близка к изостатическому равновесию, малосейсмичны. Восточнопамирская зона этой закономерности не отвечает.

5. Результаты сопоставления коровой сейсмичности с плейстоценовыми и голоценовыми тектоническими движениями и структурными элементами позволили выделить в пределах Памира ряд зон возможного возникновения очагов коровых землетрясений максимальных энергетических классов. В сейсмическом отношении наиболее опасны Зулумарт–Кызылдангская и Дарваз–Каракульская зоны.

ЛИТЕРАТУРА

- Агаханянц О.Е. О новейшей палеогеографии Памира. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1965а, № 3.
- Агаханянц О.Е. Основные проблемы физической географии Памира, ч. I, 1965б; ч. II, 1966. Душанбе.
- Агаханянц О.Е., Пахомов М.М., Трофимов А.К. К палеогеографии Памира в голоцене. — Изв. Всес. геогр. об-ва, 1964, т. 96, № 6.
- Ананьин И.В., Бунэ В.И., Введенская Н.А., Кириллова И.В., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н. Методика составления карты сейсмического районирования на примере Кавказа. ВИНТИ, 1969.
- Арсланбеков Ш. Характеристика сейсмичности Кызылкумов на основании качественной и количественной оценки деформации земной коры. — В кн.: "Вопросы региональной инженерной геологии". Ташкент, 1972.
- Артемьев М.Е. Некоторые вопросы геологического истолкования изостатических аномалий силы тяжести. М., "Наука", 1966.
- Артемьев М.Е. О связи нарушений изостатического равновесия с сейсмичностью. — В сб. "Экспериментальная сейсмология". М., "Наука", 1971.
- Артемьев М.Е. Изостазия Средней Азии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 11.
- Артемьев М.Е., Артющков Е.В. Изостазия и тектоника. — Геотектоника, 1967, № 5.
- Артемьев М.Е., Бунэ В.И., Камбаров Н.Ш. Изостазия и сейсмичность Крымско-Кавказского региона. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 9.
- Артющков Е.В. Об установлении изостатического равновесия земной коры. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 1.
- Архипов И.В. Особенности истории развития Памира в альпийское время и его современная тектоническая структура. — В сб. "Тектоника Памира и Тянь-Шаня". М., "Наука", 1964.
- Архипов И.В., Никонов А.А. Структура и геологическая история Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоны разломов. — Бюлл.МОИП, отд. геол., 1974, т. XLIX, № 5.
- Атлас землетрясений в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Атлас Таджикской ССР. М. — Душанбе, 1968, ГУТК.
- Афанасьев Г.Д. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. — В сб. "Абсолютный возраст геологических формаций". М., "Наука", 1964.
- Афиногенова Л.Н. Поперечные структуры Памира и их рудоцентрирующее значение. — Изв. АН ТаджССР, физ.-мат. и геол. науки, 1973, № 3(49).
- Бабаев А.М. Находка ископаемых костей носорога, антилопы и лошади в Таджикской депрессии. — Докл. АН ТаджССР, 1962, т. V, № 4.
- Бабков К.В., Кухмазов У.А. Остатки мастодонта в Таджикской депрессии. — Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, 1950, вып. 26.
- Бархатов Б.П. К геологии кулябской свиты Таджикской депрессии. — Уч. зап. ЛГУ, серия геол. наук, 1957, вып. 9.
- Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Белоусов В.В. К вопросу о методах сейсмического районирования. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1954, № 1.
- Белоусов В.В., Гзовский М.В. Тектонические условия и механизм возникновения землетрясений. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1954, № 25 (152).
- Белоусов Т.П. Количественная оценка молодых движений горных областей на примере Заилийского Алатау. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1969, № 4.
- Белоусов Т.П. Применение палеогеоморфологических реконструкций для изучения плейстоценовых тектонических движений Памира в связи с его сейсмичностью. Автореф. канд. дисс. М., 1973.

- Белоусов Т.П., Чигарев Н.В. Транзитные реки и неотектонические движения горных областей (на примере р. Чарын). - Вестн. МГУ, геогр., 1970, № 5.
- Белоусов Т.П., Чигарев Н.В. О соотношении голоценовых поднятий и глубины эрозионного расчленения Памира и Памиро-Алая. - В кн. "Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек", сб. 3. Изд-во МГУ, 1972.
- Бельский В.А. О некоторых особенностях альпийской тектоники Юго-Западного Дарваза. - Докл. АН ТаджССР, 1968, т. II, № 7.
- Бельский В.А. О возрасте рельефа Юго-Западного Дарваза. - В сб. "Неотектоника и сеймотектоника Таджикистана". Душанбе, 1969.
- Бельский В.А. Некоторые особенности новейшей тектоники Юго-Западного Дарваза. - Геотектоника, 1971, № 4.
- Беляевский Н.А. О третичных отложениях высокогорных районов Западного Кунылуна. Докл. АН СССР, 1947, т. 58, № 6.
- Беляевский Н.А. К орографии и геоморфологии горных областей Западного Кунылуна. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1948, т. 80, вып. 3.
- Беляевский Н.А. Альпийская тектоника Западного Кунылуна. - Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 2.
- Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Борисов В.А., Рейснер Г.И. Выделение сейсмоопасных зон по геологическим данным. - Вестн. АН СССР, 1973, № 8.
- Борнман Б.А. Стратиграфия Юго-Западного Таджикистана. - Труды Тадж.-Памирск. эксп. АН СССР 1933 г., 1935, вып. 24.
- Ботвинкин Н.Н. Руководство по сейсмостойкости сооружений. М.- Ташкент, 1933.
- Бунэ В.И., Артемьев М.Е., Камбаров Н.Ш. О связи сейсмичности с характеристиками гравитационного поля на Восточном Кавказе. - Докл. АН СССР, 1971, т. 197.
- Бунэ В.И., Введенская Н.А., Гзовский М.В. Методические основы обзорного сейсмического районирования (на примере Средней Азии). - В кн. "Сейсмическое районирование СССР". М., "Наука", 1968.
- Бунэ В.И., Кириллова И.В., Ананьин И.В., Введенская Н.А., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н. Опыт оценки максимальной сейсмической опасности на примере Кавказа. - В сб. "Сейсмические исследования для строительства". М., "Наука", 1971.
- Бунэ В.И., Рейман В.М. К сеймотектонической характеристике центральной части Таджикской депрессии. Сборник статей и докладов. - Труды Ин-та сейсмостойкого стр-ва и сейсмол. АН ТаджССР, 1960, т. VII.
- Бурачек А.Р. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана. - Труды Тадж. компл. эксп. 1932 г., 1934, вып. 4.
- Бутомо С.В., Ранов В.А., Сидоров Л.Ф. Палеогеографические результаты изучения высокогорной стоянки каменного века на Памире. - Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 6.
- Васильев В.А. Стратиграфия четвертичных отложений Таджикистана. - В сб. "Новейший этап геологического развития территории Таджикистана". Душанбе, 1962.
- Васильев В.А. О плиоцен-нижнечетвертичных отложениях Восточного Памира. - Материалы по геол. Памира, 1963, вып. 1. Душанбе.
- Васильев В.А. Кайнозойские континентальные отложения Памира. - Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 4.
- Васильев В.А. Кайнозой Памира (континентальные отложения). Душанбе, 1966.
- Васильковский Н.П., Репников М.П. Тектоника и сейсмичность северо-восточной части Ташкентского района. Ташкент, 1940.
- Введенская Н.А. Методика и результаты обобщения наблюдений сети стационарных сейсмических станций Средней Азии за 1950-1953 гг. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1954, № 6.
- Введенская Н.А. Землетрясения Средней Азии. - В кн. "Землетрясения в СССР". М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Винник Л.П., Лукк А.А. Латеральные неоднородности верхней мантии под Памиро-Гиндукушем. - Физика Земли, 1974, № 1.
- Гайский В.Н., Каток А.П. Некоторые вопросы, связанные с изучением сейсмического режима, на примере землетрясений Памиро-Гиндукушской зоны. - Труды Ин-та сейсмостойкого стр-ва и сейсмологии АН ТаджССР, 1960, т. VII.
- Гайский В.Н., Рейман В.М., Каток А.П. Таджикистан. - В кн. "Сейсмическое районирование СССР". М., "Наука", 1968.
- Гвоздецкий Н.А. Древнее оледенение Заалайского хребта. - Природа, 1957, № 6.
- Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Извекова М.А., Кейлис-Борок В.И. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. - В сб. "Вычислительная сейсмология", вып. 6 М., "Наука", 1973.
- Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Извекова М.А., Кейлис-Борок В.И., Ранцман Е.Я. О критериях высокой сейсмичности. - Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 6.

- Герасимов И.П. Палеогеографический парадокс Памира. - Изв. АН СССР, серия геогр., 1964, № 3.
- Геродот. История в девяти книгах, I-II. М., 1888.
- Гзовский М.В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1954, № 6.
- Гзовский М.В. Тектоническое обоснование геологических критериев сейсмичности (ст. I и II). - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 2 и 3.
- Гзовский М.В. Использование новейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании нового типа. - В сб. "Современные движения земной коры", № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Нерсесов И.Л., Рейснер Г.И. Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 8, 12.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Рейснер Г.И. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 8.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Леонов Н.Н., Резанов И.А., Рейснер Г.И. Карта новейших тектонических движений Средней Азии. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, № 8.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Нерсесов И.Л., Рейснер Г.И. Новые принципы сейсмического районирования на примере центральной части Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, № 2, 3.
- Гзовский М.В., Никонов А.А. Количественные характеристики современных и молодых тектонических движений в областях с разным тектоническим режимом и сейсмичностью. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 10.
- Гзовский М.В., Никонов А.А. Сопоставление количественных характеристик современных и молодых тектонических движений в областях с разным тектоническим режимом и сейсмичностью. - В сб. "Проблемы современных движений земной коры." М., Изд-во АН СССР, 1969.
- Голинский Г.Л., Городкова Т.Н. О некоторых закономерностях в возникновении сильных землетрясений. - Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-тех., хим.-геол. наук, 1973, № 3.
- Горелов С.К. Поверхности выравнивания Волго-Уральской области и Северного Предкавказья как показатели новейшего тектонического формирования платформенных структур. - В сб. "Проблемы поверхностей выравнивания". М., "Наука", 1962.
- Горшков Г.П. О сейсмичности Таджикистана. - Труды I Конф. по изуч. произв. сил ТаджССР, т. I, СОПС АН СССР, 1933.
- Горшков Г.П. Сейсмичность Южного Таджикистана в связи с его тектоникой. - Труды Тадж.компл. эксп. 1932 г., 1935, вып. 18.
- Горшков Г.П. О сейсмическом районировании Средней Азии. - Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, 1938, № 79 (6).
- Горшков Г.П. Землетрясения Туркмении. - Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, 1947, № 122.
- Горшков Г.П. О новой карте сейсмического районирования территории СССР. - Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1948, № 1.
- Горшков Г.П. Землетрясения на территории Советского Союза. М., Географгиз, 1949.
- Горшков Г.П. О причинах землетрясений. - Вестн. МГУ, геол., 1967, № 5.
- Горячев А.В. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района оз. Иссык-Куль. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Громов В.И., Краснов И.И., Никифорова К.В., Шанцер Е.В. Схема подразделений антропогена. - Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1969, № 36.
- Губин И.Е. Геолого-поисковый отряд № 13. - Сб. Тадж.-Памирск. эксп. АН СССР 1933 г. М.-Л., 1934.
- Губин И.Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М., 1940.
- Губин И.Е. Памир и сопредельные страны. - Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943, № 2.
- Губин И.Е. Тектоника и распределение эпицентров разрушительных землетрясений в Таджикистане. - Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, 1947, вып. 1.
- Губин И.Е. Землетрясения в Гармской области. - Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 8 (135).
- Губин И.Е. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. - Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1950, № 13 (140).
- Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). М., Изд-во АН СССР, 1960.

- Губин И.Е. Многоэлементное сейсмическое районирование. – Изв. АН СССР, Физика Земли, 1971, № 12.
- Губин И.Е. Сейсмогенные разрывы и их значение для сейсмического районирования. – Геотектоника, 1974, № 6.
- Гумбольдт А. Центральная Азия, т. I. М., 1915.
- Гутенберг Б., Рихтер Ч. Сейсмичность Земли. М., ИЛ, 1948.
- Дэвис В.М. Геоморфологические очерки. М., 1962.
- Закиров Р.Д. Оледенение Памира. М., Географгиз, 1955.
- Захаров С.А. Дислоцированные террасы как показатель современного горообразования. – Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, 1948, вып. 4.
- Захаров С.А. Тектонические критерии сейсмического районирования долины р.Вахш, восточной части Гиссарской долины и примыкающих районов. – В сб. "Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность". М., "Наука", 1964.
- Захаров С.А. О природе Дарвазского разлома. – Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 4.
- Захаров С.А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, 1970.
- Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961; "Наука", 1964, 1966–1968, 1970, 1972, 1973.
- Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., "Наука", 1971.
- Иванов Д.Л. Путешествие на Памир. – Изв. Русск. геогр. об-ва, 1884а, т. 20, вып. 3.
- Иванов Д.Л. Орографический характер Памира. – Изв. Русск. геогр. об-ва, 1884б, т. 20, вып. 3.
- Иванов Д.Л. Краткий отчет о геологических исследованиях на Памире. – Зап. Мин. об-ва, серия 2, 1886, т. 25.
- Карус Е.В., Резанов И.А. Связь сейсмических явлений с особенностями строения земной коры. – Сов. геол., 1971, № 11.
- Киняпина Т.А., Коньков А.А. Каталог сильных землетрясений Таджикистана с XIX в. по 1965 г. – В сб. "Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана". Душанбе, 1970.
- Кириллова И.В. О периодичности разрушительных землетрясений Кавказа и Турции. – Докл. АН СССР, 1957, т. 115, № 4.
- Кириллова И.В., Люстих Е.Н., Растворова В.А., Сорский А.А., Хаин В.Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кириллова И.В., Рейснер Г.И. Использование геологических критериев сейсмической опасности. – В кн. "Сейсмичность, сейсмическая опасность Крыма и сейсмостойкое строительство". Киев, 1972.
- Кленов В.И. Плейстоценовая тектоника Западного Саяна и Западной Тувы. – Изв. АН СССР, серия геогр., 1966, № 6.
- Кленов В.И., Чигарев Н.В. Плейстоценовая тектоника Северного Тянь-Шаня. – Вестн. МГУ, серия геогр., 1969, № 5.
- Клунников С.И. Распространение третичных континентальных толщ на Южном Памире. – Труды Тадж. компл. экпс. АН СССР 1932 г., 1934, вып. 3.
- Кнауф В.И. О связи между региональными сейсмическими зонами и докембрийскими структурами Тянь-Шаня. – Физика Земли, 1973, № 7.
- Корженевский Н.Л. Очерк Памира. – Труды Об-ва земл. при СПб. ун-те, 1909, т. II.
- Косминская И.П. Строение земной коры по сейсмическим данным. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, 33(4).
- Косминская И.П., Михота Г.Г., Тулина Ю.В. Строение земной коры Памиро-Алайской зоны по данным глубинного сейсмического зондирования. – Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 10.
- Костенко Н.Н., Кожамкулова Б.С. Палеонтологические критерии в корреляции нижне-антропогенных отложений Казахстана и Таджикистана. – Вестн. АН КазССР, 1964, № 6(231).
- Костенко Н.Н., Тетюхин Г.Ф., Федоров П.В. Рабочая стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Средней Азии и Южного Казахстана. – Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1962, № 27.
- Костенко Н.П. Новейшая история юго-западного окончания Гиссарского хребта в Таджикской депрессии. – Труды Всес. раб. совещ. по итогам изуч. четвертич. периода (Ташкент, 1948 г.). Ташкент, 1953.
- Костенко Н.П. Влияние новейших поднятий на развитие наземных дельт и речных долин. – Вестн. МГУ, геол., 1955, № 2.
- Костенко Н.П. О принципах составления специальных геоморфологических карт в целях анализа неотектоники горных стран. – Вестн. МГУ, 1957, № 2.

- Костенко Н.П. Геоморфологический анализ речных долин горных стран. - Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1958а, № 22.
- Костенко Н.П. Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений Таджикской депрессии. - Тезисы докл. к совещ. по унификации стратигр. схем Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1958б.
- Костенко Н.П. Главнейшие закономерности расчленения горного сооружения Памира. - В сб. "Материалы по геологии Памира", вып. I. Душанбе, 1963.
- Костенко Н.П. Геоморфологический анализ новейшего развития складок с большим радиусом кривизны и региональных разломов (на примере горных районов юга Средней Азии). - В кн. "Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность". М., "Наука", 1964.
- Костенко Н.П. Формирование и строение горного аллювия рек Средней Азии. - В сб. "Четвертичный период Сибири". М., "Наука", 1966а.
- Костенко Н.П. К методике анализа развития горных стран в неоген-четвертичный этап. - В сб. "Проблемы геологии и палеогеографии антропогена". Изд-во МГУ, 1966б.
- Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., "Недра", 1972.
- Костенко Н.П., Иванова М.Ф. О некоторых особенностях неотектонического развития Памира. - В кн. "Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек", сб. 2. Изд-во МГУ, 1969.
- Костенко Н.П., Несмеянов С.А., Ранов В.А. О находке палеолитических орудий на возвышенности Ак-Джар (Южный Таджикистан). - Докл. АН ТаджССР, 1961, т. IV, № 6.
- Крестников В.Н. О сопоставлении сейсмичности и структуры восточной части Центрального Кавказа. - Докл. АН СССР, 1952, т. 85, № 5.
- Крестников В.Н. История развития структуры и сейсмичности Северного Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 3.
- Крестников В.Н. О связи геологических и сейсмических явлений Тянь-Шаня. - Бюлл. Сов. по сейсмол. АН СССР, 1957, № 3.
- Крестников В.Н. История геологического развития Памира и сопредельных с ним частей Азии в мезо-кайнозой. - Сов. геол., 1961, № 4 и 7.
- Крестников В.Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Крестников В.Н. Количественная оценка изменения контрастности вертикальных тектонических движений. - Геотектоника, 1969, № 3.
- Крестников В.Н., Рейснер Г.И., Горбунова И.В. Восточный Казахстан. - В кн. "Сейсмическое районирование СССР". М., "Наука", 1968.
- Крылков Ю.В., Ранов В.А. Археологические находки мустьерского времени на возвышенности Кара-Бура и их геологическая интерпретация. - Докл. АН ТаджССР, 1959, т. II, № 5.
- Крылков Ю.В., Ранов В.А. Расчленение четвертичных отложений Южного Таджикистана по их фациальным признакам и археологическим данным. Ташкент, 1960.
- Кулагина М.В. Особенности рельефа поверхности Мохоровичича в пределах Афгано-Таджикской впадины, Памира, Южного Тянь-Шаня. - Докл. АН ТаджССР, 1971, т. XIV, № 8.
- Ладынин А.В. Изостазия и современная тектоническая активность Прибайкалья и Забайкалья. - Геол. и геофиз., 1969, № 2.
- Леонов Н.Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Леонов Ю.Г. Тектоническая эволюция Афгано-Таджикской впадины и Северного Памира. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1967, т. XLII(4).
- Лэзиев В.П., Лим С.С. О находке окаменелостей илийского фаунистического комплекса в северо-восточной части междуречья Кафирнигана и Иляка. - Докл. АН ТаджССР, 1962, т. 5, № 5.
- Лоскутов В.В. Геоморфология Таджикистана. - В сб. "Новейший этап геологического развития территории Таджикистана". Душанбе, 1962.
- Лоскутов В.В. О третичных отложениях Памира. - В сб. "Материалы по геологии Памира", вып. II. Душанбе, 1964.
- Лоскутов В.В. Геоморфология Таджикистана. - В кн. "Атлас Таджикской ССР". М.-Душанбе, 1968.
- Лоскутов В.В. О скорости новейшего поднятия Памира. - В сб. "Неотектоника и сейсмостектоника Таджикистана". Душанбе, 1969.
- Лоскутов В.В., Ершова Л.Н., Колотов В.А., Лим В.В. О стратиграфии верхчеплюцен-нижнечетвертичных отложений Таджикской депрессии. - Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1971, 2(40).

- Лоскутов В.В., Меламед Я.Р., Рафиев А., Трофимов А.К., Чедия О.К. О возрасте кулябской свиты Таджикской депрессии. - Докл. АН ТаджССР, 1965, т. 8, № 4.
- Лукк А.А. Строение верхней мантии вдоль профиля Памир - р.Лена. - Сов.геол., 1966, № 2.
- Лукк А.А. Затухание сейсмических волн в очаговой зоне глубоких Памиро-Гиндукушских землетрясений. - В сб. "Экспериментальная сейсмология". М., "Наука", 1971.
- Лукк А.А., Нерсесов И.Л. Глубокие Памиро-Гиндукушские землетрясения. - В сб. "Землетрясения в СССР в 1966 г.". М., "Наука", 1970.
- Лостих Е.Н. Изостазия и изостатические гипотезы. - Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1957, № 58(165).
- Марков К.К. Геоморфологический очерк Памира. - Труды Ин-та физ. геогр. АН СССР, 1935а, вып. 17.
- Марков К.К. История рельефа и оледенения Памира. - В кн. "Пять лет по Памиру". М.-Л., 1935б.
- Марков К.К. Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахша по наблюдениям 1932-1933 гг. - В кн. "Памир". Л., 1936.
- Марков К.К. О содержании понятий "ледниковая эпоха" и "межледниковая эпоха". - Изв. Гос. геогр. об-ва, 1939, № 7.
- Марков К.К. Стратиграфия отложений и хронология плейстоцена. - В кн. "Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек", сб. 1. Изд-во МГУ, 1969.
- Марковский А.П. Заалайский хребет. - Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. Л., 1933.
- Марковский А.П. О некоторой закономерности распределения тектонических элементов Памиро-Алая - Труды Тадж. компл. эксп. 1932 г. Л., 1934, вып. 2.
- Марковский А.П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня. - В сб. "Научные итоги Тадж.-Памирск. эксп." М.-Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Мещеряков Ю.А. Изучение современных движений земной коры и проблема прогноза землетрясений. - В сб. "Современные движения земной коры", № 3. М., "Наука", 1968.
- Мушкетов Д.И. Поездка в Нарынский край и Кашгарию. - Изв. Русск. геогр. об-ва, 1917, т. 53.
- Мушкетов Д.И. Сейсмическое районирование Средней Азии. - Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, 1933, № 34.
- Мушкетов И.В. Туркестан, т. 1, 1886; т. 2, 1906. СПб.
- Мушкетов И.В. Путешествие на Алай и Памир. - Зап. Русск. геогр. об-ва, 1887, т. 39, вып. 2.
- Мушкетов И.В. Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г. - Труды Геол. ком., 1890, 10, № 1.
- Мушкетов И.В. Физическая геология, ч. I. СПб, 1891.
- Мушкетов И.В. Материалы для изучения землетрясений России. 2-е прил. - Изв. Русск. геогр. об-ва, 1899, т. 35.
- Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской империи. - Зап. Русск. геогр. об-ва, 1893, т. 26.
- Нагинский Н.А., Амурский Г.И. К истории пра-Амударьи. - Изв. высш. учебн. завед. Геол. и развед., 1960, № 6.
- Наливкин Д.В. Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в горную Бухару и на Западный Памир. - Изв. Русск. геогр. об-ва, 1916, т. 52, вып. 3.
- Наливкин Д.В. Палеогеография Средней Азии в кайнозойскую эру. - Изв. Геол. ком., 1928, т. 17, № 2.
- Наливкин Д.В. Обзор геологии Памира и Бадахшана. - Труды Всес. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 182. М.-Л.
- Наливкин Д.В. Палеогеография Средней Азии. - В сб. "Научные итоги Тадж.-Памирск. эксп." М.-Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Несмеянов С.А. Количественные палеорекострукции горного рельефа. - В сб. "Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек". Изд-во МГУ, 1969, № 2.
- Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области (на примере Западной Ферганы и ее горного обрамления). М., "Недра", 1971.
- Несмеянов С.А. Шовные зоны и сейсмичность Западного Гиссаро-Алая. - Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 6.
- Неуструев С.С. О физико-географических наблюдениях на Восточном Памире и в Кашгаре. - Труды Петрогр. об-ва естеств., 1914, т. XV, вып. 1.
- Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Николаев Н.И., Шульц С.С. Карта новейшей тектоники СССР (масштаб 1 : 5000000). - Изв. АН СССР, серия геогр., 1961, № 4.

- Николаев П.Н. Влияние истории тектонического развития на сейсмическую активность (на примере Ферганской впадины). - В сб. "Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры". М., "Наука", 1968.
- Николаев П.Н. Методика количественного анализа истории тектонических движений в связи с проблемой прогноза землетрясений (на примере Таджикской впадины). Автореф. канд. дисс. М., 1969а.
- Николаев П.Н. Понятие средней активности вертикальных тектонических движений как количественной характеристики кинематики вертикальных движений земной коры. - В кн. "Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек", сб. 2. Изд-во МГУ, 1969б.
- Никонов А.А. Закономерности развития речных долин юга Средней Азии в антропогене - Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 1.
- Никонов А.А. О лёссовых породах Северного Афганистана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, т. XLVI (5).
- Никонов А.А. К обоснованию стратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Афгано-Таджикской депрессии. - Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1972а, № 39.
- Никонов А.А. Закономерности развития речных долин юга Средней Азии. - Геоморфология, 1972б, № 1.
- Никонов А.А., Пахомов М.М. К стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Юго-Западного Памира. - Докл. АН СССР, 1966, № 4, т. 171.
- Никонов А.А., Пахомов М.М. К стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии плейстоцена Западного Памира и Афганского Бадахшана. - В сб. "Палинология плейстоцена". М., Изд-во АН СССР, 1972.
- Никонов А.А., Пеньков А.В. К геохронологии Средней Азии и Южного Казахстана в плиоцене и раннем плейстоцене. - Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 10.
- Никонов А.А., Пахомов М.М., Ранов В.А., Ренгартен Н.В. Природная обстановка времени обитания верхнепалеолитической стоянки Шугноу и вопросы первоначального заселения Памира. - В кн. "Первобытный человек и природная среда". М., "Наука", 1974.
- Никонов А.А., Пенькова А.М., Пеньков А.В. Новые данные по верхнеплиоценовым отложениям Дарваза (Таджикистан.). - Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 3.
- Никонов А.А., Ранов В.А. Новые данные об археологии каменного века и возрасте речных террас Афгано-Таджикской депрессии (Северный Афганистан, Южный Таджикистан). - Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1973, № 40.
- Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.
- Нормы и правила строительства в сейсмических районах. Прил. Карта сейсмического районирования СССР. Масштаб 1:5000000. Л., Стройиздат, 1957.
- Панов Д.Г. Количественная оценка неотектонических движений материковых платформ. - "Проблемы неотектоники". Тезисы докл. совещ. по проблемам неотектоники (19-23 мая 1964 г.). М., "Наука", 1964.
- Паффенгольц К.Н. Сейсмоструктура Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Ереван, 1946.
- Пахомов М.М. К палеогеографии четвертичного периода на Восточном Памире. - Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 5.
- Пахомов М.М. Ископаемая плиоцен-древнечетвертичная флора Юго-Западного Памира. - Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 2.
- Пахомов М.М. Растительность и климат Памира в верхнем плейстоцене и в современную эпоху (по данным спорово-пыльцевого анализа). - Изв. АН СССР, серия геогр., 1965, № 1.
- Пахомов М.М. Применение спорово-пыльцевого анализа для изучения четвертичной истории растительности Памира. - В сб. "Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики". М., "Наука", 1966.
- Пахомов М.М. Спорово-пыльцевая флора из первой надпойменной террасы оз. Кара-Куль. - Изв. АН СССР, серия геогр., 1967, № 2.
- Пахомов М.М. Палеогеографические и фитоценологические отличия Северного и Южного Памира в позднем плиоцене - раннем плейстоцене. - Изв. АН СССР, серия геогр., 1971, № 5.
- Петрушевский Б.А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 8, геол. серия, № 3.
- Петрушевский Б.А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955а.
- Петрушевский Б.А. О связи сейсмических явлений на Урало-Сибирской платформе и в Тянь-Шане с геологической обстановкой этих территорий. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955б, т. XXX (6).

- Петрушевский Б.А. Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. - Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1955в, № 28(155).
- Петрушевский Б.А. Геологические основания сейсмического районирования. - В сб. "Строительство в сейсмических районах". М., Стройиздат, 1957.
- Петрушевский Б.А. Геологические условия возникновения землетрясений. - Сов. геол., 1960, № 2.
- Петрушевский Б.А. Некоторые особенности тектоники Памира. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, т. 36, вып. 4.
- Петрушевский Б.А. Новейшие тектонические движения континентальной Азии и сейсмогеологическая обстановка областей их проявления. - В сб. "Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность". М., "Наука", 1964.
- Петрушевский Б.А. Использование геологических данных при сейсмическом районировании. - В сб. "Сейсмическое районирование СССР". М., "Наука", 1968.
- Петрушевский Б.А., Резанов И.А., Растворова В.А., Леонов Н.Н. К сейсмогеологической характеристике Западной Туркмении. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1954, № 2.
- Попов В.В. Каталог землетрясений на территории СССР, вып. 3. Кавказ и Средняя Азия. - Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, 1941, № 95.
- Попов В.И. Материалы по истории древнего оледенения Памира, Бадахшана и Дарваза. - Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 242.
- Попов В.И. Южные склоны Дарвазского хребта. - Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. Л., Изд-во АН СССР, 1933.
- Программа работ по поискам предвестников землетрясений. М., ВИНТИ, 1971.
- Прозоров А.Г., Ранцман Е.Я. Статистика землетрясений и морфоструктуры Востока Средней Азии. - Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 2.
- Ранов В.А. Результаты разведок каменного века в 1956 г. (в урочище Шоркуль на Восточном Памире). - Труды Ин-та истории, археол. и этногр. АН ТаджССР, т. 91. Археологические работы в Таджикистане в 1956 г., вып. 4. Душанбе, 1959а.
- Ранов В.А. Результаты разведок каменного века в 1957 г. (в низовьях Вахша и на Восточном Памире). - Труды Ин-та истории, археол. и этногр. АН ТаджССР, т. 103. Археологические работы в Таджикистане в 1957 г., вып. 5. Душанбе, 1959б.
- Ранов В.А. Первые памятники каменного века на Памире. - Материалы II совещ. археол. и этногр. Средней Азии. - М.-Л., Изд-во АН СССР, 1959в.
- Ранов В.А. О сопоставлении археологических данных со стратиграфией четвертичных отложений Таджикистана. - Изв. Отд. обществ. наук ТаджССР, 1961, вып. 1(24).
- Ранцман Е.Я. К вопросу о несовпадении альпийских и неотектонических структур в Заалайском хребте. - Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, № 2.
- Растворова В.А. Новейшая тектоника Большого Кавказа в связи с его сейсмичностью. - В кн. "Неотектоника СССР". Рига. Изд-во АН ЛатвССР, 1961.
- Рейснер Г.И. Новейшие тектонические движения Алайской впадины и ее горного обрамления. - Докл. АН СССР, 1958, т. 123, № 6.
- Рейснер Г.И. Построение карт градиентов скоростей вертикальных тектонических движений земной коры на примере Северного Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, № 9.
- Рейснер Г.И. Зона четвертичных депрессий в области сочленения Памира и Тянь-Шаня. - Сов. геол., 1963, № 10.
- Рейснер Г.И. О тектонике и сейсмичности Горного Алтая. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 5.
- Резанов И.А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хоросанских гор. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Резвой Д.П. Об одном из способов изображения результатов новейших тектонических движений. - Науч. зап. Львовск. ун-та, серия геол., 1953, т. 23, № 6.
- Резвой Д.П. Новейшие движения Туркестано-Алайской горной системы и графическое изображение их результатов. - В кн. "Вопросы геологии Азии", т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Ризниченко Ю.В., Пшенников К.В., Зорин Ю.А. Сейсмическая активность Прибайкалья в сопоставлении с рельефом и гравитационными аномалиями. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 10.
- Риттер К. Землеведение Азии. СПб., 1856-1859.
- Рождественский А.П. Основные черты современного рельефа и новейшая тектоника восточной окраины Русской платформы и Предуральского краевого прогиба (в пределах Башкирии). - В кн. "Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала". Уфа, 1960.

- Розова Е.А. Расположение эпицентров и гипоцентров землетрясений Средней Азии. - Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1950, № 10(37).
- Рудич Е.М. О геологическом обосновании сейсмичности острова Сахалин. - Бюлл. Сов. по сейсмол., 1960, № 8.
- Сапов О.П. Сейсмогенные зоны Памира (по геологическим данным). - В сб. "Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии". Фрунзе, 1964.
- Сапов О.П. Поперечные структуры на Памире. - Докл. АН ТаджССР, 1968, № 9.
- Сапов О.П. Основные структуры восточной части Памиро-Алайской тектонической зоны в связи с их сейсмичностью. - В сб. "Неотектоника и сеймотектоника Таджикистана". Душанбе, 1969.
- Сваричевская З.А. О меридиональных хребтах Памира. - Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., вып. 4.
- Сваричевская З.А. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Изд-во ЛГУ, 1965.
- Северцов Н.А. Отчет об исследовании на Памире. - Изв. Русск. геогр. об-ва, 1879, т. 15, отч. 2.
- Северцов Н.А. Орографический очерк Памирской горной системы. - Зап. Русск. геогр. об-ва по общей геогр., 1886, т. 8. СПб.
- Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
- Селиванов Р.И. Поверхности выравнивания и рельеф Памира. - Докл. АН ТаджССР, 1957, вып. 20.
- Селиванов Р.И. О древнем оледенении р. Шахдара на Западном Памире. - Труды АН ТаджССР, вып. 1, 1958.
- Семенов П.Г., Семенова В.А. Каталог землетрясений, ощущавшихся на территории Таджикистана за периоды 1865-1940 и 1941-1952 гг., вып. 3. - Труды Ин-та сейсмол., 1958, т. XXXVI. Душанбе.
- Сидоров Л.Ф. О границе между Передней и Центральной Азией. - Изв. Всес. геогр. об-ва, 1964, № 6.
- Сидоров Л.Ф. Наложение морен на Памире как свидетельство новейших поднятий. - Изв. Всес. геогр. об-ва, 1965, № 1.
- Сидоров Л.Ф. Памир и Бадахшан. К истории развития рельефа. - Изв. Всес. геогр. об-ва, 1972, № 2.
- Сидоров Л.Ф., Сапов О.П. К четвертичной истории рельефа в бассейне оз. Яшилкуль на Памире. - Изв. Всес. геогр. об-ва, 1965, № 6.
- Скворцов Ю.А. К вопросу о синхронизации четвертичных отложений. - Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1938, № 4.
- Солоненко В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам. - Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 11.
- Солоненко В.П. Сейсмическое районирование Восточной Сибири. Иркутск, 1963.
- Солоненко В.П. Палеосейсмологический метод. - В сб. "Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана". Душанбе, 1970.
- Солоненко В.П. Обоснование сейсмического районирования Прибайкальской зоны. - В кн. "Сейсмология и сейсмогеология". Иркутск, 1972.
- Солоненко В.П. Землетрясения и рельеф. - Геоморфология, 1973, № 4.
- Солоненко В.П., Тресков А.А., Флоренсов Н.А. Сейсмическое районирование Восточной Сибири. - Геол. и геофиз., 1960, № 10.
- Спесивцева В.П. Историко-статистические материалы по сейсмичности Средней Азии. - Труды Сейсмол. ин-та АН СССР, 1933, № 34, вып. 2.
- Спиридонов А.И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. Изд-во МГУ, 1970.
- Страбон. География. М., 1970.
- Теплова Г.А., Чедия О.К. Минералогическая характеристика кайнозойских моласс Придарвазья. - В сб. "Новейший этап геологического развития территории Таджикистана". Душанбе, 1962.
- Трофимов А.К. О возрасте и истории развития древних оледенений Западного и Юго-Восточного Памира. - В сб. "Новейший этап геологического развития территории Таджикистана". Душанбе, 1962.
- Трофимов А.К. Некоторые вопросы четвертичной геологии Памира. - Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1967, № 4 (26).
- Трофимов А.К. Площадь распространения и основные этапы развития четвертичного оледенения Памира и Гиссар-Алая. - Изв. Всес. геогр. об-ва, 1968а, № 6.
- Трофимов А.К. Схемы палеогеографии Памира в плейстоценовое время. - В кн. "Атлас Таджикской ССР". Душанбе, 1968б.
- Трофимов А.К. О режиме ледников Памира в голоцене. - Изв. Всес. геогр. об-ва, 1969, № 2.

- Трофимов А.К. Тектонический и климатический факторы в истории древнего оледенения гор Средней Азии (Памир и Гиссаро-Алай). - В сб. "Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня". Фрунзе, 1970.
- Трофимов А.К., Чедия О.К. К методике оценки интенсивности новейших тектонических движений по геолого-геоморфологическим данным на примере долины р.Акбура (юго-восточная Фергана). - В сб. "Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектоники Тянь-Шаня". Фрунзе, 1970.
- Трофимов И.И. Группа лёссовых пород Таджикистана. - Труды Всес. рабоч. совещ. по итогам изуч. четвертич. отл. (Ташкент 1948 г.). Фрунзе, 1953.
- Троцюк В.Я. Методика структурно-геоморфологических исследований аккумулятивных равнин при нефтегазоносных работах. М., "Наука", 1967.
- Ушко К.А. История геологического развития Западно-Туркменской впадины в плиоцене и четвертичное время. - Труды Компл. южной геол. эксп. АН СССР, 1962, вып. 7.
- Федорович Б.А. Древние реки пустынь Средней Азии. - В сб. "Материалы по четвертичному периоду СССР", т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Федченко А.П. Путешествие в Туркестан, т. I, ч. II. СПб.-М., 1875.
- Флоренсов Н.А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области. - Геол. и геофиз., 1960а, № 1.
- Флоренсов Н.А. Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью. - Бюлл. Сов. по сейсмол., 1960, № 10.
- Флоренсов Н.А., Тресков А.А., Солоненко В.П. О сейсмическом районировании Восточной Сибири. - Бюлл. Сов. по сейсмол., 1960, № 8.
- Хромовских В.С. Следы катастрофических землетрясений в Южном Прибайкалье. - Геол. и геофиз., 1963, № 3.
- Хромовских В.С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М., "Наука", 1965.
- Хромовских В.С., Солоненко В.П., Жилкин В.М., Хилько С.Д., Зеленков П.Я., Семенов Р.М. Сейсмогенные структуры Западного Кавказа. - В кн. "Сейсмология и сейсмогеология". Иркутск, 1972.
- Чедия О.К. Зоны четвертичной аккумуляции и новейшая тектоника Дарваза. - Труды Тадж. гос. ун-та, 1957а, т. 2.
- Чедия О.К. Позднечетвертичные поперечные поднятия в Дарвазе. - Докл. АН СССР, 1957б, т. 112, № 4.
- Чедия О.К. Оби-Мазарский шарриаж в Дарвазе. - Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, 1958, вып. 1.
- Чедия О.К. Геоморфология Южного Дарваза. - Труды АН ТаджССР, 1959, № 99.
- Чедия О.К. История геологического развития территории Таджикистана в кайнозое. - В сб. "Новейший этап геологического развития территории Таджикистана". Душанбе, 1962.
- Чедия О.К. К методике составления карт новейшей тектоники для среднеазиатских гор. - В сб. "Материалы по геологии Памира", вып. 1. Душанбе, 1963.
- Чедия О.К. Новейшие поперечные поднятия, их типы и практическое значение (на примере юга Средней Азии). - В сб. "Материалы по геологии Памира", вып. 2. Душанбе, 1964.
- Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. кн. 1, 1971; кн. 2, 1972. Фрунзе.
- Чедия О.К., Васильев В.А. О характере и возрасте древнего оледенения северного склона хребта Петра Первого. - Труды Тадж. гос. ун-та, 1960, т. 28, вып. 1.
- Чедия О.К., Лоскутов В.В. Палеогеография Памира и сопредельных стран в плиоцен-четвертичное время. - В кн. "Четвертичный период и его история". М., "Наука", 1965.
- Чедия О.К., Трофимов А.К. Особенности новейшего развития структурных форм Таджикистана. - В кн. "Новейший этап геологического развития территории Таджикистана". Душанбе, 1962.
- Чедия О.К., Трофимов А.К. Неотектоника Таджикистана. В кн. "Атлас Таджикской ССР". Душанбе, 1968.
- Чернер Э.С., Буданов В.И. Новые представления о тектонике Памира. - Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 5.
- Чигарев Н.В. К методике построения схем суммарных тектонических движений за плейстоцен (на примере Памиро-Алая). - Геоморфол., 1973, № 3.
- Чигарев Н.В., Ермилин В.И. Приуроченность денудационных поверхностей хр.Петра Первого (Памиро-Алай) к долине р.Вахш и ее первоначальном уклоне. - В сб. "Тео-ретические и прикладные вопросы географии". Тезисы докладов. Изд-во МГУ, 1971.
- Шульц В.Л. Гидрография Средней Азии. Ташкент, 1958.
- Шукин И.С. Природные элементы ландшафтов Таджикистана и их значение как производительной силы. - Материалы Тадж.-Памирск. эксп. 1936, вып. 23.

- Шукин И.С., Гилярова М.А. Кухистан - Материалы Тадж.-Памирск. эксп., 1936, вып. 23.
- Эз В.В. О тектонических условиях возникновения сильных землетрясений в Чехословацких Карпатах. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1964, № 2.
- Яранов Дм. Морфология на Задбалканските котловини. - Спис. на Болг. геол. Друж., 1935, 7, № 3. София.
- Cox A., Doell R.R., Dalrymple G.B. Quaternary paleomagnetic stratigraphy. - Jn. "The Quaternary of the United States". Princeton, 1965.
- Huntington E.A. A geological reconnaissance in Central Turkestan. - Pumpelly's Expedition in Turkestan. Cornege Inst. Washington, 1905.
- Kleibelsberg R.V. Beiträge zur Geologie Westturkestan. Innsbruck, 1922.
- Richthofen F. China. Berlin, 1877.
- Terra H, de. Geologische Forschungen im Westlichen Kunlun und Karakorum, Himalaya, Berlin, 1932.
- Terra H, de. Geological studies in Northwest Himalaya between the Kashmir and Indus Valley. - Mem. Conn. Acad. Arts. Sci., 1935, v. 8.
- Wood J.A. Journey to the source of the river Oxus. London, 1872.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Часть первая	
К ПРОБЛЕМЕ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ПАМИРА И СВЯЗИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ	5
Глава 1. Основные сведения о районе исследований	-
Глава 2. История изучения новейших тектонических движений Памира и форми- рование представлений о связи геологических и сейсмических явлений	8
Обзор исследований новейшего этапа геологического развития Памира	-
Формирование представлений о связи геологических и сейсмических явлений	14
Часть вторая	
ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ПАМИРА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ	19
Глава 3. Стратиграфия плейстоценовых и голоценовых отложений	-
Глава 4. Методические основы изучения и количественной оценки вертикальных тектонических движений Памира за плейстоцен и голоцен	28
Геоморфологические особенности Памира, предопределившие методы количест- венной оценки плейстоценовых и голоценовых тектонических движений	31
Определение амплитуд вертикальных тектонических движений суммарно за плейстоцен и голоцен на основе реконструкций гипсометрических положений дннш палеорек	33
Определение амплитуд тектонических движений за эпохи плейстоцена и голоцен с помощью анализа эрозионных врезов	46
Глава 5. Развитие вертикальных тектонических движений Памира в плейстоцене и голоцене	52
Вертикальные тектонические движения и структурный план Памира в эпохи плейстоцена и голоцене	55
Сейсмичность Памира как показатель его тектонической активности в совре- менное время	73
Часть третья	
СВЯЗЬ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ПАМИРА С КОРОВОЙ СЕЙСМИЧНОСТЬЮ	81
Глава 6. Сопоставление плейстоценовых и голоценовых тектонических движений и современных структурных элементов Памира с эпицентрами коровых землетря- сений	-
Амплитуды и скорости плейстоценовых и голоценовых тектонических движений и их связь с сейсмичностью	-
Градиенты скоростей голоценовых тектонических движений и их связь с сей- смичностью	84
Структурные элементы, претерпевшие в плейстоцене и голоцене изменения скоростей и градиентов скоростей тектонических движений, и их связь с сей- смичностью	87
Зоны глубинных разломов и их связь с сейсмичностью	90
Изостатическое состояние земной коры и его связь с сейсмичностью	93
Сейсмодислокации и палеосейсмодислокации	101
Глава 7. Выделение зон возможного возникновения очагов коровых землетря- сений максимальных энергетических классов	101
Заклочение	105
Литература	108

Томас Петрович Белоусов

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ПАМИРА
В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ - ГОЛОЦЕНЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Утверждено к печати
Ордена Ленина Институтом физики Земли
им. О.Ю. Шмидта

Редактор Н.М. Митяшова
Художник Г.Г. Михайчев
Художественный редактор В.А. Чернецов
Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 20/II-76 г. Т-03452
Усл.печ.л. 10,5 + 1,2 вкладки. Уч.-изд.л. 13,1
Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1.
Тираж 600 экз. Тип. зак. 869 Цена 1 р. 31 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

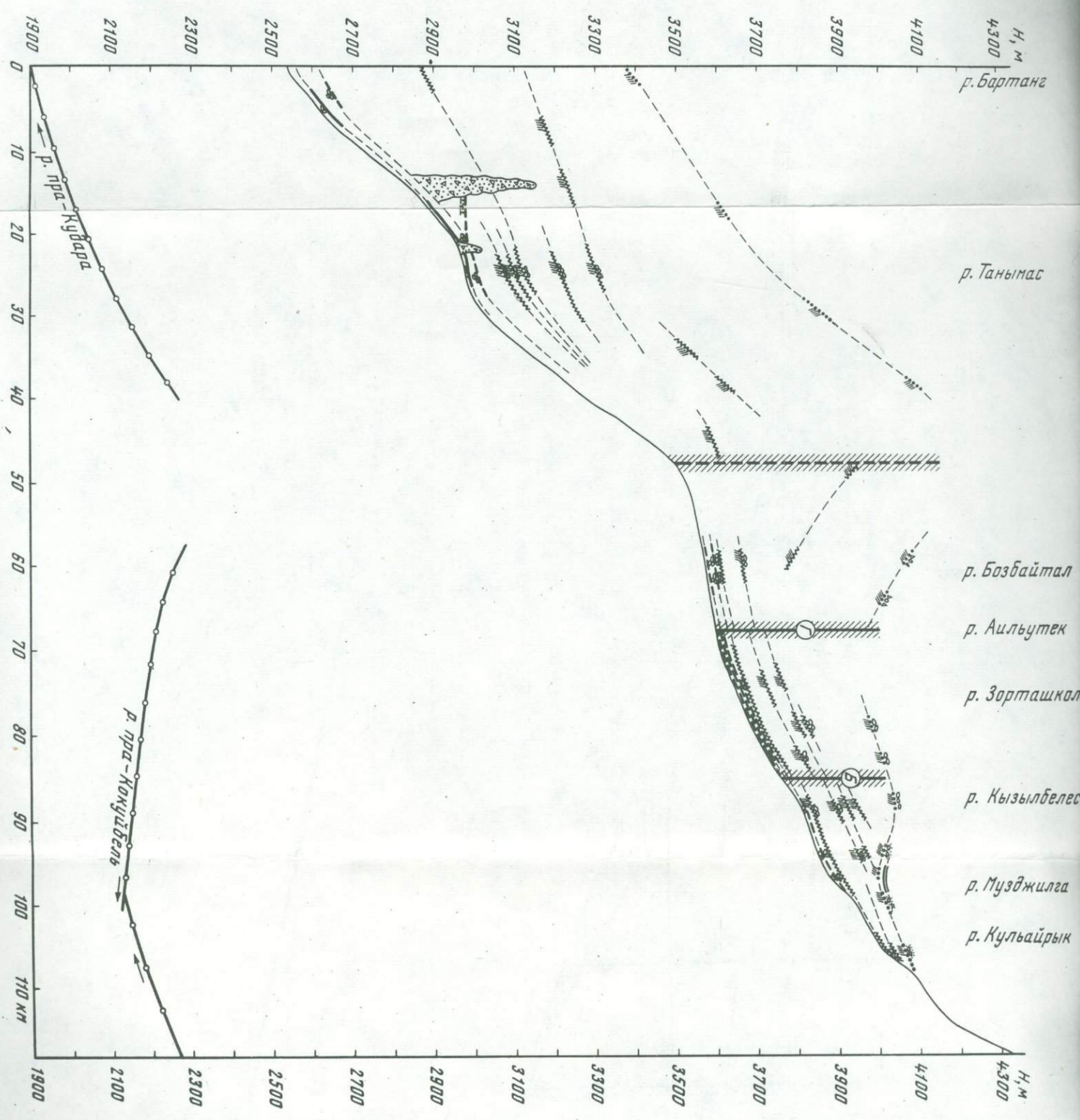


Рис. 7. Продольный профиль террас по долине р.Кокуйбешь - Кудара
Условные обозначения см. рис. 3

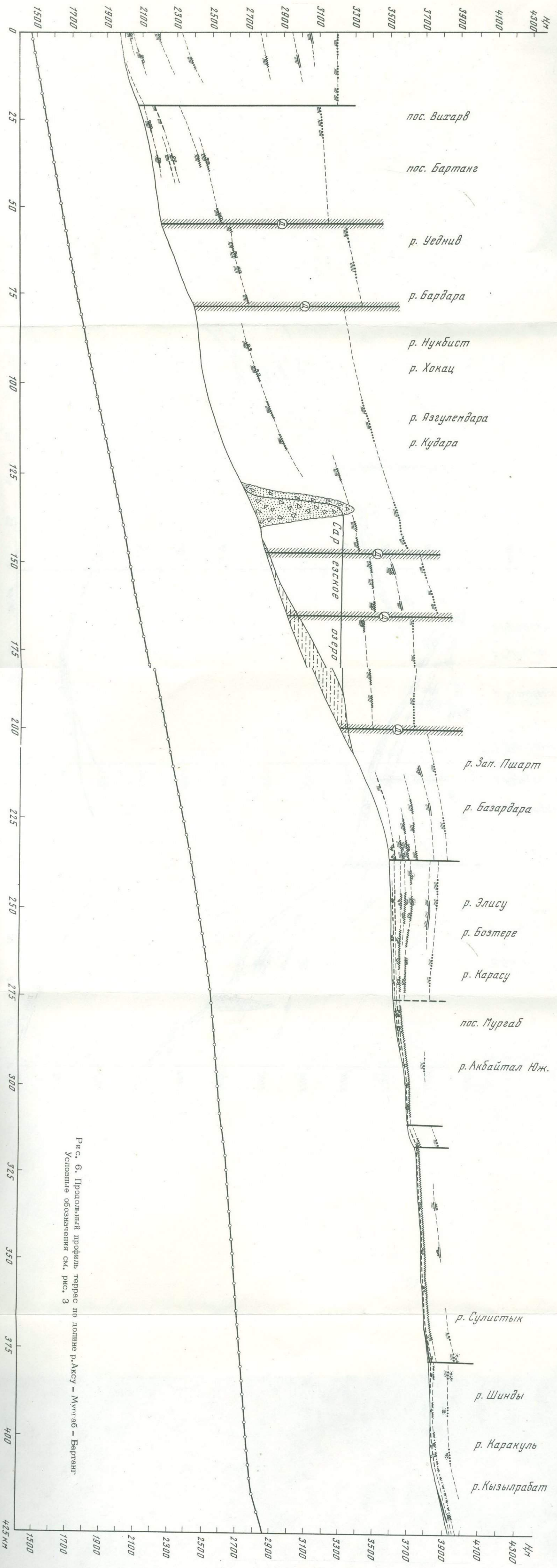


Рис. 6. Продольный профиль террас по долине р. Аксу — Мургаб — Бартаңг.
 Условные обозначения см. рис. 3

1 р. 31 к.

1808



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»