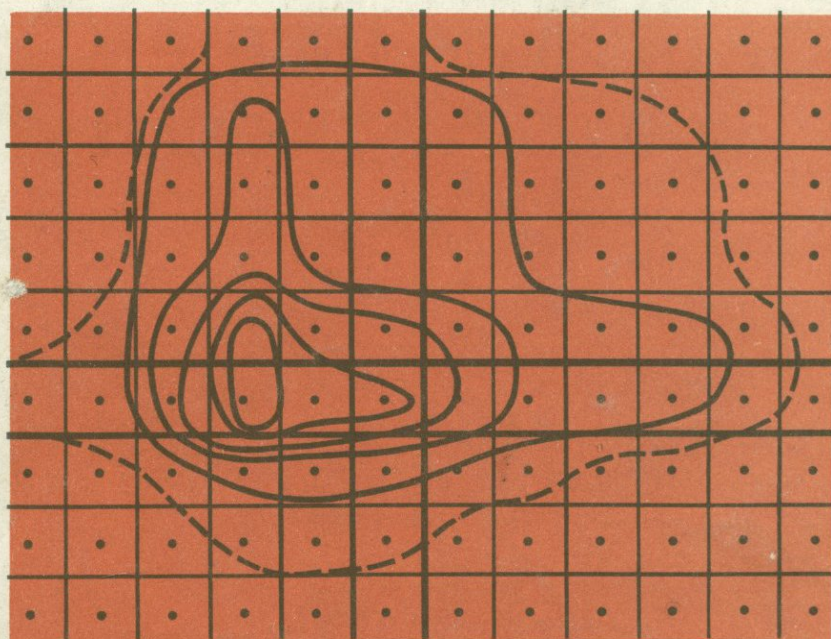


В.К.Кучай

ЗОННЫЙ ОРОГЕНЕЗ И СЕЙСМИЧНОСТЬ



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“

3672

Кучай В.К.

Зонный орогенез
и сейсмичность.

М., 1981. Тр. 90к.

153-14/VI82

176 5/IX 87

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР

Институт геологии

В.К.Кучай

ЗОННЫЙ ОРОГЕНЕЗ И СЕЙСМИЧНОСТЬ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1981



К у ч а й В.К. Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука, 1981, 160 с.

Книга знакомит читателя с основными закономерностями эволюции внутренней структуры зон современного орогенеза в условиях горизонтального сжатия. В ней предложена новая геодинамическая модель зонного орогенеза. Показано, что с течением времени области орогенной переработки постепенно мигрируют от центров устойчивых новейших поднятий к центрам тектонических депрессий.

Предложен статистико-геодинамический метод детального сейсмического прогнозирования. Осуществлены детальный сейсмический прогноз и его экзамен в Северном Тянь-Шане, Фергане и зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню.

Табл. 11. Ил. 61. Библиогр.: с.151-158 (198 назв.).

Ответственный редактор С.А. ЗАХАРОВ

ВВЕДЕНИЕ

От правильного предсказания землетрясений зависят жизни сотен и тысяч людей, а также размеры нанесенного материального ущерба. Поскольку при некоторых наиболее сильных землетрясениях наблюдались и новообразование, и активизация разрывов, предполагалось, что возможно решение и обратной задачи: по наличию активных разломов на земной поверхности прогнозировать места возникновения землетрясений. Эта мысль, по-видимому впервые сформулированная И.В. Мушкетовым [1891], широкое распространение получила лишь в 50-е годы нашего столетия, став одной из основ сеймотектонического метода И.Е. Губина [1950]. Однако вскоре некоторыми исследователями [Белоусов, 1954; Белоусов и др., 1954; Петрушевский, 1955] была показана недостаточность такого упрощенного подхода и был сделан вывод о многообразии связей землетрясений с геологической обстановкой. Причина многообразия этих связей заключается в том, что в структурных элементах приповерхностных частей земной коры мы видим лишь косвенные отражения глубинных процессов, с которыми связаны землетрясения различной энергии. Поэтому в различных геодинамических условиях морфологически сходные структуры, видимые на поверхности Земли, формируются при различных способах приложения тектонических сил. Вследствие этого геологические признаки, информативные в одних геодинамических условиях, будут неприменимы для прогноза землетрясений в других условиях. Кроме того, косвенное отражение глубинных процессов в приповерхностной структуре обуславливает многообразие связей землетрясений с геологической обстановкой внутри зоны с фиксированной геодинамикой. Последнее делает проблему поиска информативных прогностических признаков сложной, требующей использования количественных оценок.

Перечисленные выше обстоятельства послужили причиной разработки нового статистико-геодинамического подхода к прогнозу места землетрясений, в рамках которого принято, что геологические признаки прогноза землетрясений являются своими, специфическими для конкретных геодинамических условий, а отбор информативных признаков (и оценка их значимости) осуществляется на основании вероятностно-статистических оценок. В предлагаемой работе рассмотрены орогенные процессы и землетрясения востока Средней Азии. Этот регион является орогеном, развивающимся в обстановке горизонтального сжатия, поэтому излагаемые результаты и выводы справедливы только для условий современного орогенеза в обстановке сжатия.

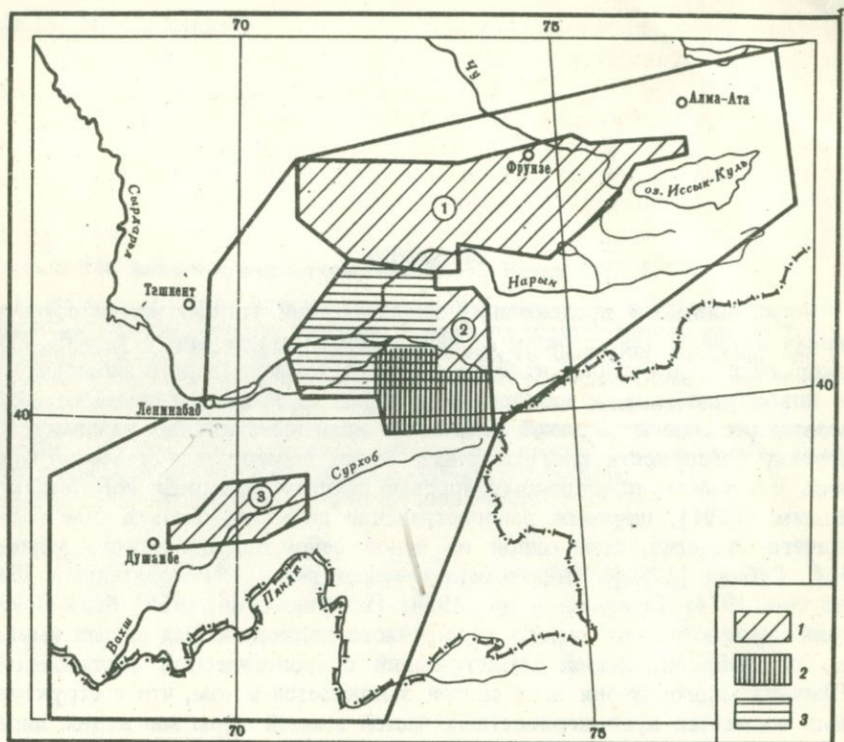


Рис. 1. Область исследований (оконтурена) и расположение полигонов

Цифры в кружках — полигоны: 1 — Северо-Тяньшаньский, 2 — Ферганский, 3 — Таджикский

1—3 — использованные материалы: 1 — автора по современной орогенной структуре и палеосейсмодислокациям, 2 — О.К. Чедии и А.К. Трофимова по новейшей структуре, 3 — геофизические материалы А.С. Синельникова и В.Я. Орловского

Сложность решаемой задачи, ее многоплановость побудили автора для достижения поставленной цели осуществить комплексное изучение особенностей орогенной структуры и сейсмичности. Само решение задачи стало возможным только после разработки ряда методических вопросов, детальных исследований орогенной структуры значительной территории Средней Азии, детального изучения палеосейсмодислокаций, количественных оценок тесноты связи землетрясений с геологической обстановкой и, наконец, построения модели зонного орогенеза, объясняющей специфику орогенного развития Средней Азии и геологические условия возникновения землетрясений этой страны.

Необходимость понимания общих геодинамических особенностей развития областей орогенеза в обстановке горизонтального сжатия послужила причиной изучения эволюции орогенной структуры достаточно обширной территории Средней Азии. Необходимость же получения представлений о геологических условиях непосредственно в очаговых зонах

землетрясений вызвала постановку детальных работ на трех полигонах: Северо-Тяньшаньском, Ферганском и Таджикском (рис. 1).

Специфика и направленность проведенных исследований определили построение предлагаемой монографии. В ее первой части освещены состоящие проблемы, методические вопросы и рассмотрена модель зонного орогенеза. Вторая часть посвящена орогенной структуре и геологическим условиям возникновения землетрясений в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню. Эти же вопросы освещены в третьей части на примере Северного Тянь-Шаня. Наконец, в четвертой части проведены экзамен прогнозных построений и обсуждение полученных результатов.

Выполнение настоящей работы было бы затруднительно без дискуссий и обсуждений рассматриваемых проблем с ведущими специалистами и коллегами. Я искреннее благодарен К.В. Боголепову, А.А. Гангнусу, Г.П. Горшкову, С.А. Захарову, А.Н. Дмитриеву, В.И. Макарову, В.А. Николаеву, Н.И. Николаеву, П.Н. Николаеву, Т.Г. Раутиан, О.П. Сапову, В.Г. Трифонову, С.А. Ушакову, Э.Э. Фотиади, Ю.К. Шукину, Я.Л. Яншину, замечания и критика которых способствовали улучшению предлагаемой монографии.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ, ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ,
ГИПОТЕЗА ЗОННОГО ОРОГЕНЕЗА

Глава I

ПРОГНОЗ МЕСТА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ
ПРИЗНАКАМ (СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ
И СХЕМА СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

Очерк современного состояния проблемы прогноза
места землетрясений по геологическим признакам

Вопросам генезиса разрушительных землетрясений и сейсмогеологическому районированию, имеющим столь важное научное и практическое значение, посвящены многочисленные публикации. Наиболее полное рассмотрение взглядов и идей, касающихся этой темы, содержится в монографиях Ч.Ф. Рихтера [1963], Б.А. Петрушевского [1955, 1957], И.Е. Губина [1960], Б.А. Борисова, Г.И. Рейснера, В.Н. Шолпо [1975] и др.

Рассмотрение всего многообразия взглядов на природу тектонических землетрясений непременно должно вылиться в пересказ известных идей и гипотез. Поэтому ниже мы остановимся только на важнейших особенностях геологического строения тех или иных регионов, которые, по мнению исследователей, влияют на условия возникновения землетрясений различной энергии.

В настоящее время наиболее распространенными являются сейсмогеологические построения, основанные на теории упругой отдачи. Согласно этой теории землетрясения являются результатом дискретных сбрасываний в упругой форме касательных тектонических напряжений во время быстрых смещений крыльев разломов. В связи с этим нередко представляется естественным и обратное предположение: прогноз места и силы землетрясений можно вести по наличию активных разломов, их амплитуде и протяженности. Одним из первых эту гипотезу высказал И.В. Мушкетов [1891]. Впоследствии эта точка зрения нашла отражение в работах Н.П. Васильковского и М.П. Репникова [1940], И.П. Герасимова [1954], И.П. Герасимова и Е.Я. Ранцман [1964], И.Е. Губина [1950, 1954, 1955], Н.П. Костенко [1960], В.Н. Крестникова [1957, 1962] и многих других авторов.

Недостаточность такого одностороннего подхода сейчас очевидна, поэтому во многих работах приводятся дополнительные геологические признаки, не имеющие очевидной связи с гипотезой упругой отдачи. В частности, весьма распространенными являются гипотезы о связи сильных землетрясений с поперечными поднятиями [Костенко, 1960] или с "дизъюнктивными узлами" [Бунз, Рейман, 1960]. На приуроченность сильных землетрясений к местам пересечения "продольных" и "по-

перечных" структур указывают А.А. Габриэлян [1962], Н.В. Думитрашко и Д.А. Либиенберг [1962], Н.В. Кириллова и А.А. Сорский [1960], Б.А. Борисов, Г.И. Рейснер и В.Н. Шолпо [1975], В.И. Бунэ, О.Д. Гоцадзе и В.И. Кейлис-Борок [1975] и др.

С.А. Захаров [1964] считает, что энергия землетрясений зависит от угла между вектором горизонтального усилия, вызывающего движения блока, и сместителем разлома. По мнению М.В. Гзовского [1954], существует связь между максимальной энергией землетрясений и градиентом скоростей вертикальных новейших движений. Г.П. Горшковым [1950], Б.А. Петрушевским [1955, 1957, 1960, 1964], В.В. Белоусовым [1954] было показано многообразие связей землетрясений с геологической обстановкой. Б.А. Петрушевским с учетом этого многообразия предложен сейсмоструктурный подход к оценке сейсмичности и историко-структурный анализ как прием такого исследования. Таким образом, оценка сейсмической опасности осуществляется с учетом всей геологической предьстории.

Наконец, палеосейсмогеологическое направление изучения сейсмичности имеет своей целью выявление следов древних, четвертичных землетрясений и осуществление сейсмического районирования с учетом этих следов. Палеосейсмогеологический подход развивается преимущественно в Советском Союзе [Солоненко, 1962; Современные сейсмодислокации . . . , 1977; Флоренсов, 1960; и др.].

В общем сейчас можно выделить четыре геологических метода определения степени сейсмической опасности: 1 — различные вариации метода аналогий (метод квазиоднородных зон); 2 — палеосейсмогеологический метод; 3 — непосредственный расчет энергии землетрясений исходя из некоторых гипотез о процессах в очаге землетрясения и, наконец, 4 — комплексный метод, основанный на комбинациях решений перечисленных выше трех подходов.

1. Метод аналогий (метод квазиоднородных зон) является одним из наиболее старых, и его идея заключается в том, что если установлена геологическая обстановка возникновения сильного землетрясения в одном месте, то во всех других местах, где структурная ситуация повторяется, возможно возникновение землетрясений такой же энергии (силы). Интуитивно эта гипотеза эксплуатируется начиная со времен Эли де Бомона, хотя принципы самого метода были сформулированы в наше время М.В. Гзовским в книге "Сейсмическое районирование СССР" [1968].

К недостаткам метода в его традиционной форме следует отнести отсутствие некоторых основополагающих определений и количественных оценок тесноты связи землетрясений со структурной обстановкой. Пока дело касалось мелкомасштабного сейсмогеологического районирования и в качестве сейсмоопасных зон выделялись чрезвычайно обширные площади, последний недостаток не был столь очевиден. Сейчас же, когда в нашей стране осуществляется переход к детальному сейсмическому районированию, необходимо ответить на вопрос о связях конкретных классов структурных элементов с землетрясениями определенной силы. В этом случае, поскольку координаты очагов землетрясений опреде-

ляются с погрешностью и в местах возникновения самих землетрясений имеются разнообразные структурные элементы, отбор информативных признаков возможен только статистическим путем или методами распознавания образов.

2. Палеосейсмогеологический метод возник в Советском Союзе примерно 20 лет тому назад. Впервые он был использован Н.А. Флоренсовым, а впоследствии развит В.П. Солоненко. Идея метода достаточно проста и заключается в поисках следов древних землетрясений и рассмотрении их (следов) как своеобразного сейсмостатического материала для сильнейших землетрясений. Этот подход настолько расширяет срок наблюдений, что делает информацию о сильнейших землетрясениях вполне репрезентативной.

Сам подход создает впечатление отсутствия каких-либо гипотез. Тем не менее это не так — в неявном виде здесь заложены по крайней мере два предположения. Во-первых, предполагается пространственная устойчивость мест возникновения сильных землетрясений, во-вторых, полагается, что уровень максимального сейсмического воздействия остается неизменным в течение весьма длительного времени.

3. Определение сейсмической опасности путем непосредственного расчета энергии землетрясений до сих пор не обладает достаточной надежностью ввиду отсутствия достоверных сведений о процессах в очагах землетрясений.

4. Путь комплексного использования перечисленных выше методов представляется, пожалуй, наиболее перспективным, и он применен в предлагаемой работе.

Схема сейсмогеологических исследований, принятая в работе

В настоящей работе предлагается определение геологических критериев сейсмической опасности на основе корреляции пространственного распределения землетрясений различной энергии с конкретными структурными элементами в конкретной геодинамической обстановке.

При проведении корреляции мы полагаем, что структурные элементы, ответственные за сильнейшие землетрясения, существуют достаточно длительное время, так что мы вправе связывать с ними сильнейшие землетрясения прошлого, обнаруженные палеосейсмогеологическими наблюдениями.

Цель настоящей работы заключается в выявлении геологических условий возникновения землетрясений в современных орогенах, формирующихся в обстановке сжатия. В работах С.А. Захарова [1964, 1969, 1970], И.Е. Губина [1960], Л.М. Балакиной, А.В. Введенской, Н.В. Голубевой и др. [1972] и других авторов приведены убедительные доказательства того, что Среднеазиатский ороген в кайнозойе развивается в обстановке горизонтального сжатия. Поэтому мы избрали его в качестве полигона для решения задач прогноза места землетрясений в орогенах, развивающихся в условиях сжатия. Вначале мы рассмотрим общие закономерности горообразовательных процессов в условиях горизонтального сжа-

тия, построим геодинамическую модель и проанализируем критерии мелкомасштабного сейсмического прогнозирования по геологическим признакам. Затем на специально выбранных полигонах исследуем связи землетрясений с геологической обстановкой на уровне детального прогнозирования. Последнюю задачу можно разделить на несколько этапов: составление детальных карт современной орогенной структуры; разделение множества землетрясений на группы (подмножества) по энергетическому признаку; выделение и элиминирование геологических признаков; проведение корреляции между пространственным распределением землетрясений и выделенными геологическими признаками связей; формулировка критериев прогноза и оценка их надежности; геолого-механическая (тектонофизическая) интерпретация полученных связей.

Остановимся подробнее на некоторых из перечисленных пунктов.

Разделение множества землетрясений на группы по энергетическому признаку. По данным сейсмологических работ, землетрясения, начиная с 13-го энергетического класса, качественно отличаются от более слабых. В частности, существенно различается пространственное распределение групп землетрясений с $K \leq 12$ и с $K \geq 13$ [Кучай, Пономарев, 1976а; Пономарев и др., 1976].

Эти группы землетрясений различаются и по своим связям с геологическими и структурными элементами [Кучай, 1973], поэтому вначале в качестве сильных будем рассматривать совместно как инструментально определенные очаги землетрясений с $K \geq 13$, так и землетрясения прошлого, выявленные палеосейсмогеологическим методом¹. Затем попытаемся найти критерии локализации мест возникновения землетрясений с более дробным их ранжированием по энергетическому признаку.

Выделение и элиминирование геологических признаков. Поскольку при оценках тесноты связей землетрясений с геологической обстановкой мы сознательно отказываемся от априорных гипотез, будем сопоставлять очаговые области землетрясений со всеми типами структур, которые можно выделить в рассматриваемых районах. Возможно, впоследствии окажется, что некоторые из этих структур не могут участвовать в формировании прогнозных критериев — решение вопроса о дискриминантности того или иного типа структур возложим на результаты обработки имеющихся данных.

Проведение корреляции и формулировка критериев. При формулировке статистических критериев связи различных подмножеств землетрясений со структурными элементами будем рассматривать распределения землетрясений в зависимости от выбранных структурных признаков. Несовпадение распределений, выходящее за пределы доверительных интервалов, даст качественный ответ на вопрос о существовании прогнозистического критерия.

¹ Палеосейсмогеологические данные позволяют получать надежную информацию о землетрясениях прошлого интенсивностью 9 и более баллов. Для условий Средней Азии такая интенсивность сейсмического воздействия свойственна землетрясениям с $K > 15$.

Как известно, статистические критерии и закономерности отражают в неявном виде некоторые причинные связи, затушеванные либо погрешностями имеющихся данных, либо неучетом некоторых существенных, хотя и не известных нам влияний. Поэтому, пока причинные связи не установлены с достаточной точностью и не построены критерии, опирающиеся на адекватную теорию, сами прогнозные критерии удобно формулировать в вероятностном виде с учетом ошибок первого и второго рода. Вопрос о необходимости и достаточности тех или иных выбранных дискриминантных признаков решается в дальнейшем.

Глава II

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ

В предыдущей главе мы рассмотрели состояние проблемы и наметили пути ее решения. Тем не менее само решение возможно лишь после исследования ряда методических аспектов, к которым в первую очередь относятся методики: 1) статистических оценок тесноты связи картируемых геологических признаков и объектов; 2) количественного изучения современных орогенных движений; 3) палеосейсмогеологических исследований; 4) районирования современной орогенной структуры.

Статистические оценки тесноты связи картируемых геологических признаков и объектов и проблема вероятностного геологического прогнозирования

Статистическая обоснованность геологических признаков сейсмического районирования определяет надежность прогнозных построений. Однако применение традиционных методов математической статистики или распознавания образов нередко приводит к неудовлетворительным результатам. Причина этого видится в определенной специфике картируемых геологических признаков. В связи с этим возникла необходимость разработки методики статистических оценок тесноты связи геологических объектов с картируемыми геологическими признаками.

1. *Состояние вопроса.* В этом разделе дается краткий обзор подходов к решению задач геологического прогнозирования математическими методами. Автор, не претендуя на полноту обзора, старался включить в качестве примеров отдельные работы, представляющие целые направления в геологическом прогнозировании, либо работы, в которых содержатся какие-либо новые конкретные решения. Эта задача существенно облегчается тем, что в последнее время вышло несколько монографий, в которых рассмотрены вопросы применения математических методов в геологическом прогнозировании [Бугаец, Дуденко, 1976; Ф. и С. Кренделевы, 1977; Крамбейн и др., 1973; и др.].

Первоначально при решении геологических задач математическими методами большие надежды возлагались на многомерный статистический анализ [Бугаец, Дворниченко, 1968; Родионов, Серых, 1968; Шехтман,

1968; и др.]. Однако достаточно быстро исследователи столкнулись с тем фактом, что работа в многомерном пространстве в рамках классических статистических представлений для корректных оценок требует практически неосуществимого числа реализаций. Поэтому были приняты попытки использования других, быть может не всегда строгих, методических приемов.

Так, в работе А.Б. Вистелиуса [1964] и в сборнике "Геология и математика" [1970] в прогнозных целях применено понятие информационных мер и энтропии.

Е.Б. Высокоостровская, Д.С. Зеленецкий [1968] и М.М. Чагин [1969, 1974] в качестве информационных мер рассматривают количество информации ($J_{A \leftrightarrow B}$), содержащееся в принятом сообщении (B) относительно некоторого события (A):

$$J_{A \leftrightarrow B} = \log P(A/B)/P(A) = \log P(B/A)/P(B),$$

где $P(A)$ и $P(B)$ – безусловные вероятности; $P(A/B)$ и $P(B/A)$ – условные вероятности.

Практические расчеты осуществляются по формуле

$$J_{A \leftrightarrow B} = \log(NS/S_j N_j),$$

в которой N_j – количество объектов, характеризующихся j -м значением признака A ; N – общее количество объектов; S_j – площадь, занятая j -м значением признака A ; S – площадь всей исследуемой территории.

Коэффициент эффективности М.М. Чагина [1969, 1974; Чагин, Коноваленко, 1970] оценивает, во сколько раз информация признака больше относительно энтропии системы:

$$K_{эф} = J_{x \leftrightarrow y} / H_x,$$

где $J_{x \leftrightarrow y}$ – информация о физической системе X , содержащаяся в системе Y ; H_x – энтропия системы X .

При сейсмическом прогнозе по геологическим признакам до сих пор в основном применяются методы распознавания образов [Борисов и др., 1975], в частности программа "Кора-3" [Гельфанд и др., 1976]. Математические приемы распознавания образов различны. Здесь можно отметить методы, основанные на использовании дискриминантных функций, методы "голосования", решения задач с помощью тестов и тесторов и др. Примерами решений на основании дискриминантных функций являются программы типа "Одуванчик", "Эдельвейс" [Геология и математика, 1970], способом "голосования" – программы серий "Кора" [Геология и математика, 1970; Холин и др., 1968], методом тупиковых тестов – программа "Тест" и программы, содержащиеся в сборниках "Логико-математическая обработка геологической информации" [1975, 1976], а также работы А.Н. Бугайца, Г.К. Дворниченко [1968], А.Н. Бугайца, А.П. Мацака, Ю.А. Садовского [1970], Ф.П. Кренделева, А.Н. Дмитриева, Ю.И. Журавлева [1967], с помощью коэффициентов сходства – программа "Голотип" [Воронин и др., 1968].

Такое разнообразие методов при решении в сущности одних и тех же задач свидетельствует об их неполной адекватности имеющемуся ма-

териалу и решаемой задаче. Это и послужило причиной разработки специального подхода к геологическому прогнозу вообще и сейсмическому в частности. Изложению этого метода необходимо предпослать некоторые новые определения.

2. *Определения и обозначения.* Здесь и в дальнейшем под геологическим объектом X будем понимать прогнозируемые тела и явления, а именно месторождения, рудопроявления, оползни, обвалы, землетрясения.

Геологически квазиоднородными участками и зонами будем считать участки земной коры, по своим свойствам принадлежащие одному множеству в принятой классификации-перечислении.

Признаком U_i объекта X назовем всякое свойство этого объекта: либо X обладает этим свойством, либо не обладает. Под геологическими признаками будем понимать признаки, с помощью которых выделяются геологические квазиоднородные зоны и участки.

Приведенной совокупностью признаков назовем такую идеализированную совокупность, в которой все признаки находятся в равных условиях, т.е. их вероятности равны.

Прямыми признаками назовем признаки, реализующиеся с вероятностью, равной 1, при условии наличия объекта X (обратное, вообще говоря, неверно). Косвенными признаками назовем признаки, реализующиеся совместно с объектом с некоторой вероятностью $P < 1$. Например, прямым признаком горного хрусталя является кварц, косвенными — его цвет, прозрачность, сопутствующие минералы и пр.

Геологическим прогнозированием (прогнозом) будем называть предвидение, предсказание наличия (отсутствия) геологического объекта или предвидение изменений в развитии объекта, основанное на анализе косвенных геологических признаков.

Распознавание объекта по прямым признакам назовем диагностикой.

Вслед за Ю.А. Ворониным [Геология и математика, 1967] будем полагать, что имеется система признаков U , состоящая из множества признаков U_i , в которых u_i^k являются k -ми значениями признака ($u_i^k \in U_i \in U$). Полагая мерой u_i^k площади, занятые ими (S_i^k), выбор u_i^k осуществим так, чтобы

$$S_j^m \cap S_i^k \begin{cases} = \phi & \text{при } i = j, \\ \neq \phi & \text{при } i \neq j. \end{cases} \quad (\text{II.1})$$

3. *Вероятности связи.* В реальных условиях частота совместных реализаций объекта и признаков зависит не только от тесноты связи объекта с признаками, но и от вероятности реализации самого признака. Без учета этого последнего эффекта мы получаем искаженное многомерное описание объекта в пространстве признаков.

В связи с этим естественным представляется переход к такому признаковому пространству, в котором это искажение исключено. Для этого воспользуемся приведенной совокупностью признаков [Кучай, 1976а].

Естественным также является желание, чтобы мера тесноты связи не зависела от математического ожидания объекта. Для этого будем полагать, что объект реализован, тогда полная вероятность его обнаружения

по имеющимся косвенным признакам всегда равна 1 и наша задача сводится к определению вероятностей совместных реализаций объекта и признаков в приведенной совокупности при условии, что объект реализован.

В связи с тем что вероятности каждого значения признака (u_i^k) равны S_i^k/S , вероятность совместной реализации признака и объекта в соответствии с формулой Байеса равна

$$\tilde{P}_i^n = \gamma_i^n S_i^n / \sum_{k=1}^l \gamma_i^k S_i^k, \quad (\text{II.2})$$

где

$$\gamma_i^k = \bar{S}_i^k/S, \quad (\text{II.3})$$

здесь γ_i^k – пораженность признака u_i^k объектом [Кучай, 1971в]; \bar{S}_i^k – площадь, занятая объектом X на S_i^k .

Для приведенной совокупности признаков, так как $S_i^k = S_i^l$ ($k \geq 1$),

$$P_i^n = \gamma_i^n / \sum_{k=1}^l \gamma_i^k. \quad (\text{II.4})$$

Из (II.3) и (II.4) формула, связывающая вероятности P_i^n и \tilde{P}_i^n , имеет простой вид

$$\tilde{P}_i^n = P_i^n S_i^n / \sum_{k=1}^l P_i^k S_i^k. \quad (\text{II.5})$$

Формально вероятности P_i^n оценивают распределение апостериорных вероятностей признаков при условии, что объект реализован, и в предположении, что априорные вероятности признаков равны.

Если признаки U_i, U_j, \dots, U_l независимы и не взаимодействуют в совокупности, то вероятность реализации объекта X на пересечении значений признаков $u_i^k, u_j^m, \dots, u_l^n$ равна

$$P = \prod P_i^k. \quad (\text{II.6})$$

Если условие независимости и не взаимодействия признаков не выполняется, то необходимо определить эмпирические значения γ пересечений признаков и по формулам (II.2), (II.5) найти вероятности P и \tilde{P} .

Информативность признаков и их значений можно оценить с помощью отношений θ_i^k , которые показывают, во сколько раз вероятность обнаружения объекта выше при наличии признака u_i^k по отношению к системе равносильных признаков. Отношения эффективности равны:

$$\theta_i^k = P_i^k / \bar{P}, \quad (\text{II.7})$$

$$\theta^n = P^n / \bar{P}, \quad (\text{II.8})$$

$$\theta_i^k = \gamma_i^k / \bar{\gamma}, \quad (\text{II.9})$$

$$\theta^n = \gamma^n / \bar{\gamma}, \quad (\text{II.10})$$

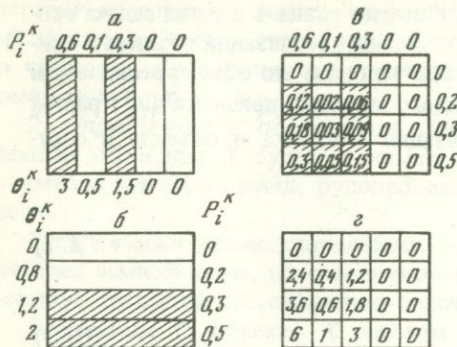


Рис. 2.

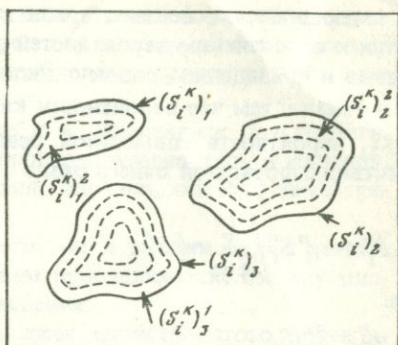


Рис. 3

Рис. 2. Детализация прогноза по комплексу признаков

P_i^k — вероятность связи объекта X с признаком u_i^k ; θ_i^k — отношение эффективности для тех же признаков; a и b — районирование соответственно по первому и второму множествам признаков; v — вероятностное районирование по комплексу признаков первого и второго множеств; z — районирование по отношению эффективности θ . Заштрихованы зоны с информативными признаками

Рис. 3. К расчету вероятностей для признаков u_i^k с учетом краевых эффектов

Пояснения см. в тексте

где

$$\bar{P} = 1/l; \quad (II.11)$$

$$\bar{\gamma} = \left(\sum_{k=1}^l S_i^k \right) / \sum_{k=1}^l S_i^k; \quad (II.12)$$

l — число состояний u_i^k ($k = 1, 2, \dots, l$).

Для пересечения признаков, если каждый из признаков имеет соответственно m_i значений, вероятность, характеризующая случайность связи геологического объекта с пересечением признаков, определяется по формуле

$$\bar{P} = 1/\Pi m_i \quad (II.13)$$

и

$$\bar{\gamma} = \bar{S}/S (\bar{S} = \sum_{k=1}^l \bar{S}_i^k). \quad (II.14)$$

При случайном распределении объекта относительно u_i^k $\theta = 1$; вероятность обнаружения объекта в θ раз отличается от случайного при $\theta \neq 1$.

Абсолютные значения вероятностей (II.6) относительно P_i^k малы. Это и понятно, поскольку число многомерных признаков намного больше числа значений признака $u_i^k \in U_i$, в то время как полная вероятность остается равной 1. Тем не менее детальность и надежность прогноза на основании вероятностей (II.6) существенно улучшаются, что отражается в увеличении значений θ .

В самом деле, пусть на площади S значения признака U_1 занимают полосы равной площади, ориентированные меридионально (рис. 2, а), а значения признака U_2 занимают широтные полосы (см. рис. 2, б). Соот-

ответственно эти признаки имеют вероятности связи с объектом X : $P_1^1 = 0,6$; $P_1^2 = 0,1$; $P_1^3 = 0,3$; $P_1^4 = P_1^5 = P_2^1 = 0$; $P_2^2 = 0,2$; $P_2^3 = 0,3$; $P_2^4 = 0,5$. Для U_1 $\bar{P} = 0,2$, а для U_2 $P = 0,25$. На рис. 2, а и 2, б заштрихованы участки, на которых вероятность обнаружения объекта отдельно по признакам U_1 и U_2 выше случайной. Для пересечений признаков U_1 и U_2 $P = 0,05$ и прогноз существенно более детален (см. рис. 2, в, а также рис. 2, г, на котором необходимо сравнить значения θ для U_1 и U_2 по-розынь и для их пересечений).

Информация о связях геологического объекта с геологическими признаками может быть детализирована, если геологические объекты связаны с определенными частями площадей S_i^k (рис. 3). Выделив зоны равной удаленности от границ S_i^k (например, от разломов), обозначим эти зоны через $(S_i^k)_l^j$. Для них

$$\cup_l (S_i^k)_l^j = (S_i^k)^j; \quad \cup_{l,j} (S_i^k)_l^j = S_i^k. \quad (\text{II.15})$$

Расчеты, учитывающие краевые эффекты, ведутся по формулам, приведенным выше, полагая признаками $(u_i^k)^j$ равную удаленность от краев $(S_i^k)_l$.

Используемая в расчетах величина γ_i^k является математическим ожиданием меры объекта на площади, принадлежащей признаку u_i^k . Однако для геологических объектов, формирование которых продолжается и в настоящее время (например, обвалы, оползни, сели, землетрясения и т.д.), эта величина неудобна, потому что γ монотонно возрастает с течением времени. Для таких объектов, как известно, удобно использовать повторяемость:

$$\alpha_i^k = \overline{S_i^k} / S_i^k T = \gamma_i^k / T, \quad (\text{II.16})$$

$$\alpha^s = \bar{S} / ST = \gamma^s / T, \quad (\text{II.17})$$

где α_i^k — повторяемость объекта, связанная с признаком u_i^k ; α^s — повторяемость объекта на некоторой площади S ; T — время, за которое образованы объекты.

Приведем формулы, связывающие вероятности P_i^k с пораженностью γ и повторяемостью, если известна средняя пораженность ($\bar{\gamma}$) либо пораженность площади, занятой фиксированным значением признака.

Для первого случая

$$\bar{P} = \bar{\gamma} \left/ \sum_{k=1}^l \gamma_i^k \right. \quad (\text{II.18})$$

и
$$P_i^k = \gamma_i^k \bar{\gamma} / P. \quad (\text{II.19})$$

Для второго случая

$$P_i^n = \gamma_i^n \gamma_i^k / P_i^k. \quad (\text{II.20})$$

В терминах повторяемости вместо (II.19) и (II.20) имеем

$$\alpha_i^k = \bar{\gamma} P_i^k / \bar{P} T, \quad (II.21)$$

и

$$\alpha_i^k = \gamma_i^n P_i^k / P_i^n T. \quad (II.22)$$

Формулы, связывающие вероятности \tilde{P}_i^k с пораженностью и повторяемостью, также просты. Так как

$$\tilde{P}_i^n = S_i^n / S, \quad (II.23)$$

то

$$\gamma_i^n = \tilde{P}_i^n \bar{S} / S_i^n. \quad (II.24)$$

Или для повторяемости

$$\alpha_i^n = \tilde{P}_i^n \bar{S} / S_i^n T. \quad (II.25)$$

Определенные трудности возникают при расчетах повторяемости в связи с тем, что необходимо знать время, за которое сформированы объекты на анализируемой территории. Это время можно рассчитать, задавшись гипотезой эргодичности их образования [Кучай, 1971в, 1976б].

Если, например, для оползней за 15–20-летний срок наблюдений можно на достаточно большой площади S вычислить среднюю оползневую повторяемость

$$\alpha^s = \Delta S / S \Delta T, \quad (II.26)$$

где ΔS — площадь территории S , пораженная оползнями за время $\Delta T = 15 \div 20$ лет, то в силу эргодичности повторяемости (II.17) и (II.26) равны. Отсюда

$$T = S \Delta T / \Delta S. \quad (II.27)$$

После этого расчет повторяемости сводится к делению наблюдаемых γ_i^k на T из (II.27).

4. *Некоторые особенности формул, используемых в сейсмогеологическом анализе.* В соответствии с рассматриваемой методикой, анализируя связи землетрясений с геологической обстановкой, в качестве величины \bar{S} необходимо брать суммарную площадь, занятую эпицентрными зонами, например, сильных землетрясений на территории S . Однако эпицентральные зоны некоторых землетрясений определяются с весьма существенными ошибками, поэтому, например, одно крупное землетрясение с неправильно определенной эпицентральной областью может исказить картину вероятностных связей землетрясений с геологической обстановкой. Для того чтобы такие ошибки были сведены к минимуму, некоторые из расчетных величин при работах с сейсмологическими данными определяются несколько по иным формулам, нежели приведенные выше [Кучай, Пономарев, 1976а].

Введем обозначения:

q_n — площадь эпицентральной зоны n -го землетрясения; q_{in}^l — площадь n -й эпицентральной зоны в пределах территории, занятой признаком u_i^k .

Для каждого значения признака u_i^k определим величины

$$\tilde{q}_{in}^k = q_{in}^k / q_n, \quad (\text{II.28})$$

$$q_i^k = \left(\sum_{n=1}^l \tilde{q}_{in}^k \right) / l, \quad (\text{II.29})$$

где l — число анализируемых эпицентральных зон сильных землетрясений.

Величина γ_i^k в этом случае рассчитывается по формуле

$$\gamma_i^k = q_i^k / S_i^k. \quad (\text{II.30})$$

В сейсмологии повторяемость землетрясений рассчитывается для элементарной площадки в 1000 км^2 , поэтому

$$(\alpha_i^k)^{\bar{K}} = (N_i^k)^{\bar{K}} \cdot 10^3 / S_i^k T, \quad (\text{II.31})$$

где $(\alpha_i^k)^{\bar{K}}$ — повторяемость землетрясений энергетического класса \bar{K} , возникающих в среднем на площади признака u_i^k за время T .

Очевидно, что

$$(N_i^k)^{\bar{K}} = \tilde{P}_i^k N^{\bar{K}}, \quad (\text{II.32})$$

где $N^{\bar{K}}$ — число землетрясений энергетического класса \bar{K} , зарегистрированных на всей рассматриваемой территории за время T . Отсюда

$$(\alpha_i^k)^{\bar{K}} = N^{\bar{K}} \tilde{P}_i^k \cdot 10^3 / S_i^k T. \quad (\text{II.33})$$

При составлении прогнозных карт вероятности тесноты связи (II.4) нельзя применять без определенных преобразований. Действительно, в прямом прогнозе по признакам u_i^k элементарные площадки ΔS_i^k и ΔS_i^l принадлежат различным множествам, даже если $P_i^k = P_i^l$ (это следует из условия $\sum P_i^k \equiv 1$). Но для практического районирования в конечном итоге уже k неважно, с каким признаком связана та или иная сейсмическая опасность, — важно лишь ее конкретное фиксированное значение. В связи с этим введем новые признаки $u(P)$, под которыми будем понимать площади, обладающие равными вероятностями реализации землетрясений безотносительно к самим признакам. Иными словами, если $P_i^k = P_i^l$, то считается, что ΔS_i^k и ΔS_i^l являются элементами одного множества. Тогда вместо множеств вероятностей $\{P_i^k\}$ ($k = 1, 2, \dots, l$) будем иметь новое множество $\{\dot{P}_i^k\}$ ($k = 1, 2, \dots, l - s$), где S — число признаков с равными вероятностями P_i^k . В отличие от P_i^k , для которых всегда $\sum_k P_i^k \equiv 1$, $\sum_k \dot{P}_i^k \leq 1$.

Если $\sum_k \dot{P}_i^k < 1$, в соответствии с принятыми выше условиями необходимо перейти к новым вероятностям

$$\ddot{P}_i^k = \dot{P}_i^k / \sum_{k=1}^{l-s} \dot{P}_i^k, \quad \sum_k \ddot{P}_i^k \equiv 1.$$

Ниже при оценках информативности геологических признаков использованы вероятности P_i^n , а в прогнозных построениях — вероятности \ddot{P}_i^n .

Методика количественного анализа плейстоценовых орогенных движений

В последнее двадцатилетие появились надежды связать некоторые стороны сейсмических процессов с плейстоценовыми движениями. В этой связи предпринимаются попытки построения полей поэтапных тектонических движений, градиентов скоростей вертикальных составляющих тектонических движений $|\text{grad } V|$ и амплитуд вертикальных поэтапных смещений по разломам.

Необходимость оценок корректности количественных расчетов плейстоценовых движений не возникала до тех пор, пока в основу анализа было положено изучение деформаций донеогенового пенеппена [Гзовский и др., 1959; Николаев, Шульц, 1961; Рейснер, 1960]. В силу того что исходное положение и высота рельефа древнего пенеппена по сравнению с амплитудами новейших движений Средней Азии незначительны, поправки на рельеф и исходное положение древнего пенеппена достаточно малы, чтобы их можно было не учитывать в практических построениях. Поэтому карты новейшей тектоники и поля $|\text{grad } V|$, построенные на основании анализа деформаций донеогеновой поверхности выравнивания, в Средней Азии вполне корректны.

В то же время исходные (до тектонических деформаций) уклоны и высотные отметки позднеплиоценовых и плейстоценовых поверхностей выравнивания и террас сопоставимы с величинами последующих тектонических деформаций, поэтому их (исходные высоты и уклоны поверхностей) необходимо учитывать при тектонических построениях.

Цель этого параграфа, в частности, заключается в выяснении достоверности информации, получаемой в результате анализа высотного положения террасовых уровней и поверхностей выравнивания.

1. *Общие положения.* Деформации слоев горных пород, поверхностей выравнивания и террасовых уровней могут идти по типу деформаций первого или второго рода в понимании М.А. Био [Biot, 1963, 1965], либо имеют место деформации как первого, так и второго рода. К первому роду относятся такие деформации, когда углы между вертикальными прямыми, проведенными в объеме до деформаций, и слоями (поверхностями выравнивания, террасами) остаются постоянными и после деформаций. Сами же прямые после деформаций приобретают различные наклоны. Для деформаций второго рода характерно изменение углов между вертикальными прямыми и слоями (поверхностями выравнивания, террасами) в процессе деформаций, но сами вертикальные линии сохраняют свою ориентировку в процессе и после деформаций.

Применительно к поверхностям выравнивания и террасовым уровням деформации второго рода определяются равенством [Кучай, 1972б]:

$$H_k(x) = H_k^0(x) + \sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x), \quad (\text{П.34})$$

где $H_k(x)$ — современное гипсометрическое положение поверхности k ; $H_k^0(x)$ — положение этой же поверхности до начала тектонических деформаций; $\varphi_i(x)$ — функции, характеризующие тектонические смещения за i -е промежутки времени.

Для непрерывного процесса деформаций имеем [Кучай, 19726]

$$H_k(x) = H_k(x, t_0) + \int_{t_0}^t \varphi(x, t) dt, \quad (\text{II.35})$$

где $H_k(x)$ и $H_k(x, t_0)$ определяют положение поверхности соответственно в моменты времени t и t_0 ; $\varphi(x, t)$ — скорость деформаций второго рода.

Оператором деформаций первого рода является некоторое конформное отображение ω [Кучай, 19726]:

$$H_k(x) = \omega H_k^0(x). \quad (\text{II.36})$$

Для самого общего случая с учетом деформаций и первого и второго рода задается оператор вида [Кучай, 19726]

$$H_k(x) = \sum_{i=1}^{k-1} (\omega_i + \zeta_i + L_i) H_k(x, t_0); \quad (\text{II.37})$$

здесь ω_i — i -й нелинейный оператор деформаций первого рода; L_i — i -й линейный оператор деформаций второго рода; ζ_i — i -й нелинейный оператор, совмещающий особенности деформаций первого и второго рода.

Операторы равенства (II.37) не коммутируют в силу нелинейности ω_i и ζ_i , но любой тип деформаций может быть описан, если принять следующие условия:

$$\begin{aligned} \omega_i = L_i = 0 & \text{ при } \zeta_i \neq 0, \\ \zeta_i = L_i = 0 & \text{ при } \omega_i \neq 0, \\ \zeta_i = \omega_i = 0 & \text{ при } L_i \neq 0. \end{aligned} \quad (\text{II.38})$$

Вообще говоря, знание операторов (II.34)–(II.37) при тектоническом анализе необходимо. Однако при малых углах наклонов (в пределах 5 – 10°) условно можно считать, что все деформации по типу относятся ко второму роду. Ошибки при таком допущении, даже если в действительности имеют место деформации первого рода, пренебрежимо малы. Например, при углах наклона в 5° относительная ошибка заведомо ниже $0,004$ [Кучай, 19726]. В связи с этим, так как тектонические деформации четвертичных поверхностей не превосходят 10° , будем считать, что все четвертичные тектонические деформации принадлежат ко второму роду. Это допущение делается из-за чрезвычайно простого и удобного аппарата анализа деформаций второго рода, которым мы и будем пользоваться в дальнейшем.

2. *Гипотеза пропорциональности поэтапных речных врезов соответствующим поэтапным тектоническим поднятиям.* Построение карты вертикальных четвертичных тектонических движений из (II.34) сводится к решению уравнения

$$\sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x) = (H_k(x) - H_l(x)) - (H_k^0(x) - H_l^0(x)) \quad (\text{II.39})$$

или

$$\sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x) = H_k(x) - H_k^0(x).$$

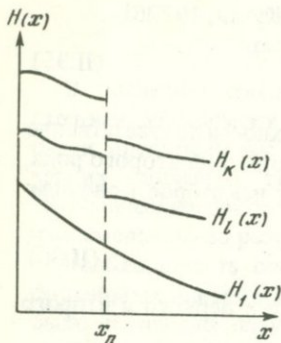


Рис. 4. Схема соотношения разновозрастных поверхностей на склоне речной долины
Пояснения см. в тексте

Иными словами, расчет полей четвертичных тектонических движений возможен в том случае, если известны не только современные, но и исходные (до тектонических деформаций) положения анализируемых поверхностей. Но метода, позволяющего рассчитывать эти исходные положения, до сих пор нет. В качестве паллиатива нередко используется гипотеза пропорциональности

поздальных речных врезов поздним тектоническим поднятиям [Агаханянц и др., 1964; Горелов, Ранцман, 1964; Трофимов, Чедия, 1970; Чигарев, 1970; Несмеянов, 1971; и др.]:

$$H/T = h/t = k, \quad (\text{II.40})$$

где H и T — соответственно врез и поднятия за весь новейший этап; h и t — врез и поднятие за эпоху.

Понятно, что коэффициент k не может быть постоянным хотя бы потому, что зонам максимальных поднятий, сосредоточенным в верховьях рек, соответствуют нулевые врезы. Поэтому обычно полагается, что равенство (II.40) справедливо при фиксированных значениях аргумента x , для разных наборов пар функций $H_k(x)$ и $H_l(x)$. Покажем, что и в таком виде гипотезу пропорциональности нельзя использовать в расчетах поздних четвертичных тектонических движений.

Пусть имеем (рис. 4) поверхности $H_k(x)$ и $H_l(x)$ и современный тальвег $H_1(x)$. Допустим, после выработки поверхностей H_k и H_l произошло их смещение по разрыву в точке $x = x_n$ (в математическом смысле функции H_k и H_l при $x = x_n$ терпят разрыв). При этом по условию

$$\sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x_n - 0) = \sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x_n + 0) \quad (\text{II.41})$$

$$H_k(x_n - 0) - H_l(x_n - 0) = H_k(x_n + 0) - H_l(x_n + 0). \quad (\text{II.42})$$

В принятых обозначениях гипотезу (II.40) следует записать в виде

$$\sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x) / (H_k(x) - H_l(x)) = \left(\sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x) / (H_l(x) - H_1(x)) \right). \quad (\text{II.43})$$

Из (II.43)

$$\sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x) = \left(\sum_{i=1}^{l-1} \varphi_i(x) \right) (H_k(x) - H_l(x)) / (H_l(x) - H_1(x)), \quad (\text{II.44})$$

$$\sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x_n - 0) = \left(\sum_{i=1}^{l-1} \varphi_i(x_n - 0) \right) (H_k(x_n - 0) - H_l(x_n - 0)) / (H_l(x_n - 0) - H_1(x_n)), \quad (\text{II.45})$$

$$\sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x_n + 0) = \left(\sum_{i=1}^{l-1} \varphi_i(x_n + 0) \right) (H_k(x_n + 0) - H_l(x_n + 0)) / H_l(x_n + 0) - H_1(x_n). \quad (\text{II.46})$$

Из (II.41) с учетом (II.45) и (II.46) имеем

$$\begin{aligned} & \left(\sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x_n - 0) \right) (H_k(x_n - 0) - H_l(x_n - 0)) / H_l(x_n - 0) - H_1(x_n) = \\ & = \left(\sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x_n + 0) \right) (H_k(x_n + 0) - H_l(x_n + 0)) / H_l(x_n + 0) - H_1(x_n). \quad (\text{II.47}) \end{aligned}$$

Условие (II.42) и равенство (II.47) позволяют записать уравнение (II.47) в виде

$$\left(\sum_{i=1}^{l-1} \varphi_i(x_n - 0) \right) / (H_l(x_n - 0) - H_1(x_n)) = \sum_{i=1}^{l-1} \varphi_i(x_n + 0) / (H_l(x_n + 0) - H_1(x_n)). \quad (\text{II.48})$$

Как очевидно (см. рис. 4).

$$\sum_{i=1}^{l-1} \varphi_i(x_n - 0) = \sum_{i=1}^{l-1} \varphi_i(x_n + 0) + (H_l(x_n - 0) - H_l(x_n + 0)). \quad (\text{II.49})$$

Тогда из (II.48) и (II.49)

$$\begin{aligned} & \left(\sum_{i=1}^{l-1} \varphi_i(x_n + 0) \right) (H_l(x_n + 0) - H_1(x_n)) + (H_l(x_n - 0) - H_l(x_n + 0)) \times \\ & \times (H_l(x_n + 0) - H_1(x_n)) = \left(\sum_{i=1}^{l-1} \varphi_i(x_n + 0) \right) (H_l(x_n - 0) - H_1(x_n)). \quad (\text{II.50}) \end{aligned}$$

Так как

$$(H_l(x_n - 0) - H_1(x_n)) = (H_l(x_n + 0) - H_1(x_n)) + (H_l(x_n - 0) - H_l(x_n + 0)), \quad (\text{II.51})$$

то из (II.50) и (II.51) следует

$$\begin{aligned} & \left(\sum_{i=1}^{l-1} \varphi_i(x_n + 0) \right) (H_l(x_n + 0) - H_1(x_n)) + (H_l(x_n - 0) - \\ & - H_l(x_n + 0)) (H_l(x_n + 0) - H_1(x_n)) = \left(\sum_{i=1}^{l-1} \varphi_i(x_n + 0) \right) (H_l(x_n + 0) - \\ & - H_1(x_n)) + \left(\sum_{i=1}^{l-1} \varphi_i(x_n + 0) \right) (H_l(x_n - 0) - H_l(x_n + 0)). \quad (\text{II.52}) \end{aligned}$$

После приведения подобных членов получаем

$$\sum_{i=1}^{l-1} \varphi_i(x_n + 0) = H_l(x_n + 0) - H_1(x_n). \quad (\text{II.53})$$

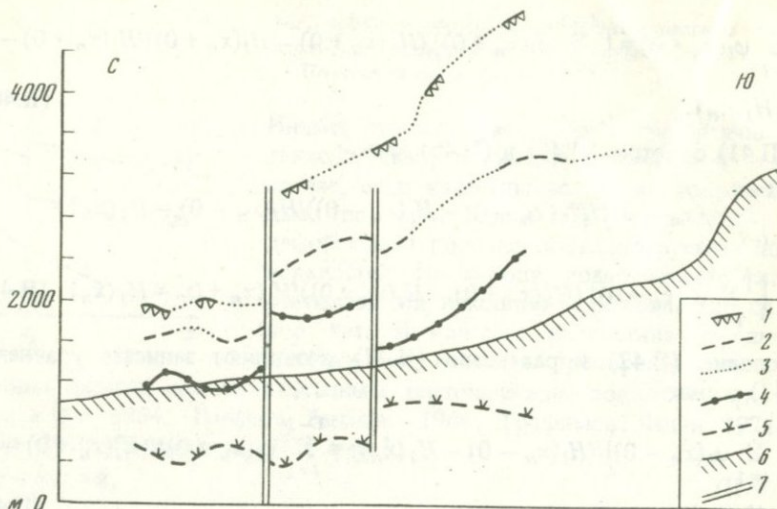


Рис. 5. Расчет функции тектонических смещений и исходного положения древнеплейстоценовой поверхности выравнивания в бассейне р. Исфайрам на основании гипотезы пропорциональности поэтапных речных врезов поэтапным тектоническим поднятиям (по данным профиля, составленного О.К. Чедией и А.К. Трофимовым в 1965 г.)

1 — древний пенеплен; 2, 3 — положение древнеплейстоценовой террасы: 2 — наблюдаемое, 3 — интерполированное; 4 — функция тектонических смещений для древнеплейстоценовой поверхности; 5 — расчетное положение древнеплейстоценовой террасы в момент ее образования (в рамках гипотезы пропорциональности); 6 — тальвег долины р. Исфайрам; 7 — разрывы

Иными словами, для того чтобы гипотезу пропорциональности можно было применять на практике, необходимо, чтобы величина речного вреза была равна тектоническому поднятию. Но в этом случае отпадает необходимость в самой гипотезе пропорциональности.

Неправомёрность этой гипотезы можно показать и на другом примере. Пусть, например, терраса $H_l(x)$ поднята без складчатых изгибов и ее положение аппроксимируется некоторой наклонной прямой. Наклонной прямой задано и положение современного тальвега. Поверхность древнего пенеплена деформирована и ее положение описывается некоторой гармонической функцией

$$H_k(x) = A_k \sin \omega x + B; \quad H_k(x) = \sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x). \quad (\text{II.54})$$

В этом случае из гипотезы пропорциональности следует

$$\sum_{i=1}^{l-1} \varphi_i(x) = (H_l(x) - H_1(x)) (A_k \sin \omega x + B) / (A_k \sin \omega x + B - H_1(x)). \quad (\text{II.55})$$

Первый множитель в уравнении (II.55) в рамках принятых допущений — линейная функция, а второй — гармоническая. Следовательно,

и $\sum_{i=1}^{l-1} \varphi_i(x)$ также гармоническая функция. Вычитая $\sum_{i=1}^{l-1} \varphi_i(x)$ из $H_l(x)$, получаем, что исходное положение $H_l^0(x)$ также описывается гармонической функцией, чего не может быть в действительности. В качестве примера на рис. 5 приведен реальный геоморфологический профиль, составленный О.К. Чедией и А.К. Трофимовым, и расчетное положение древнечетвертичной террасы до ее тектонических деформаций. В соответствии с (II.55) исходное положение террасы имело бы сложную конфигурацию, которая не могла иметь место в действительности.

Примеры подобного рода можно продолжить. Представляется очевидным, что гипотеза пропорциональности не может решить задачу расчета полей поэтапных тектонических движений.

В связи с изложенным рассмотрим утверждение: "... В верхних частях долин, расположенных в областях устойчивого поднятия. ..., после определения амплитуд для отдельных этапов (при условии пропорциональной зависимости врезов от поднятий) вычисляются средние абсолютные высоты тальвегов древних долин. Последние равны разности между средней величиной современного гипсометрического положения соответствующих поверхностей и средней величиной поднятия за последующее время. Определив на современном продольном профиле конкретное положение сечения, в котором абсолютная современная высота террасовой поверхности равна средней ее высоте по долине (? - В.К.), находим искомую точку тальвега древней долины в абсолютном значении" [Трофимов, Чедия, 1970, с. 162].

На основании перечисленных в цитате положений строится весь метод палеопрофилей [Трофимов, Чедия, 1970]. По поводу основных посылок метода необходимо сделать несколько замечаний.

Поскольку, как показано выше, определение амплитуд тектонических движений на основании гипотезы пропорциональности производится с неконтролируемыми ошибками, то и средние амплитуды поднятий по долине также определяются с неконтролируемыми ошибками. Кроме того, априорное предположение, содержащееся в последнем предложении цитаты, нуждается в весьма основательном доказательстве. В самом деле, по теореме о среднем

$$\int_a^b (H_k(x) - \sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x)) dx = (H_k(\xi) - \sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(\xi)) (b - a), \quad b \geq \xi \geq a; \quad (\text{II.56})$$

$$\int_a^b H_1(x) dx = H_1(\eta) (b - a), \quad b \geq \eta \geq a. \quad (\text{II.57})$$

В последнем предложении цитаты утверждается, что всегда

$$\eta = \xi. \quad (\text{II.58})$$

Но условия (II.56) и (II.57) выполняются только при

$$(H_k(\xi) - \sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(\xi)) / H_1(\eta) = (\int_a^b (H_k(x) - \sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x)) dx) / \int_a^b H_1(x) dx. \quad (\text{II.59})$$

На практике равенство (II.59) при $\eta = \zeta$ не выполняется (исключая чисто случайные совпадения). Кроме того, в силу монотонности функции $H_1(x)$ точка η в равенстве (II.57) — единственная. Разность $H_k(x) - \sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x)$, вообще говоря, может иметь достаточно сложный вид, и

условие (II.56) может быть выполнено в точках $\zeta_1, \zeta_2, \dots, \zeta_n$.

Таким образом, метод палеопрофилей также содержит необоснованные исходные гипотезы и приводит к неконтролируемым ошибкам.

Нетрудно видеть, что неоднозначность решений при расчетах полей позатпных тектонических четвертичных движений формально обусловлена тем, что в распоряжении исследователя всегда оказывается одно уравнение с двумя неизвестными (неизвестны функции позатпных тектонических движений и положение поверхностей до их тектонических деформаций). Трудности, связанные с определениями этих величин, не удастся преодолеть ни с помощью гипотезы пропорциональности, ни с помощью метода палеопрофилей.

3. *Методика построения структурных карт опорных плейстоценовых поверхностей выравнивания.* Методика построения карт новейшей тектоники хорошо разработана [Николаев, Шульц, 1961] и сейчас уже является традиционной. По этой методике выполнены карты новейшей тектоники Тянь-Шаня, Кавказа и ряда других областей СССР. В то же время существуют обширные территории, в пределах которых анализ высотного положения донеогеновой поверхности выравнивания с достаточной достоверностью либо невозможен, либо эту поверхность нельзя использовать в качестве опорной. Такое положение имеет место в Южном Тянь-Шане и Таджикской депрессии. В частности, в Таджикской депрессии несоответствия между особенностями деформаций больджуанских отложений (которые обычно анализируются при построении карты новейшей тектоники в пределах Таджикской депрессии) и характером четвертичных тектонических деформаций чрезвычайно велики. Поэтому в пределах зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню в качестве опорной поверхности нами избрана древнечетвертичная поверхность выравнивания. По изложенным в предыдущем разделе причинам построение карты четвертичных тектонических движений в настоящее время не представляется возможным, поэтому мы ограничились исследованием структуры, созданной четвертичными движениями. Методике построения структурных карт опорных плейстоценовых поверхностей на примере древнечетвертичной поверхности выравнивания зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню посвящен настоящий раздел.

Для построения структурной карты в первую очередь необходимо определить высотное положение останцов разновозрастных поверхностей выравнивания и террас. Эта часть работы осуществляется подолонным геоморфологическим профилированием в общепринятой методике [Трофимов, Чедия, 1970; Костенко, 1972]. В полевых условиях, используя аэрофотоснимки и аэровизуальные наблюдения, на склонах долин и на водоразделах картируются останцы террас и поверхностей выравнивания, в том числе картируются останцы, отраженные в рельефе перегибами

склонов (так называемые заплечики). Затем строятся геоморфологические корреляционные профили.

Практически построение этих профилей осуществляется следующим образом. По тальвегу долины строится продольный профиль и на плоскость профиля проектируется высотное положение всех имеющихся останцов террас и поверхностей выравнивания (предпочтительнее профили строить отдельно для каждого из склонов). Профили составляются в поле и, в случае необходимости, корреляция останцов террас и поверхностей выравнивания производится прямо в маршруте.

Линии, соединяющие останцы одновозрастных террас и поверхностей выравнивания на корреляционных профилях, имеют вид ломаных, и их еще нельзя рассматривать как линии, отражающие истинное положение анализируемых поверхностей. Причина этого заключается в том, что в природе имеется, как правило, не одна, а несколько террас одного возраста. Сохранение конкретного останца случайно. Поэтому для определения среднего положения поверхности производится сглаживание высот останцов одновозрастных поверхностей и террас методом скользящего среднего [Кучай, 1976а].

Известно, что продольные профили рек (а следовательно, и исходное положение поверхностей выравнивания и террас) имеют аналитическую запись в виде экспоненты [Давдариани, 1967] и большая часть профиля реки аппроксимируется наклонной прямой. В этом случае в пределах линейных частей продольных профилей террас для выявления зон повышенной контрастности четвертичных тектонических движений (разрывных нарушений и флексурных изгибов) логично воспользоваться идеями М.В. Гзовского [1960, 1963] о связи с такими зонами повышенных значений градиентов скоростей вертикальных тектонических движений $|\text{grad } V|$. Так как средние $|\text{grad } V|$ с точностью до постоянного множителя $1/T$ (T — время, за которое произошли тектонические деформации поверхности) равны градиенту высотного положения самой поверхности $|\text{grad } H_k(x)|$, для установления этих зон мы воспользовались полем $|\text{grad } H_k(x)|$.

Особенности расчетов $|\text{grad } H|$ и $|\text{grad } V|$ рассмотрены в следующем разделе. Здесь же следует отметить, что при базе осреднения порядка первых сотен метров с зонами высоких $|\text{grad } V|$ могут быть связаны как разрывные нарушения, так и флексурные деформации. Было бы желательно в каждом конкретном случае попытаться установить природу зон высоких $|\text{grad } V|$. Однако это не всегда возможно. В связи с этим в пределах Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии на специально выбранных полигонах мы провели статистическую оценку тесноты связи выделенных зон высоких $|\text{grad } V|$ с разрывами, установленными геологическими методами в процессе детальных работ. В Южном Тянь-Шане в бассейне р. Сорбог зоны высоких $|\text{grad } V|$ с частотой 0,8 совпадают с геологическими разрывами, откартированными в результате проведения здесь детальных геологических исследований. После составления структурной карты (см. рис. 17) в 1976–1977 гг. на северном склоне хр. Петра I автором на специальном полигоне была составлена карта современной орогенной структуры в масштабе 1 : 25 000.

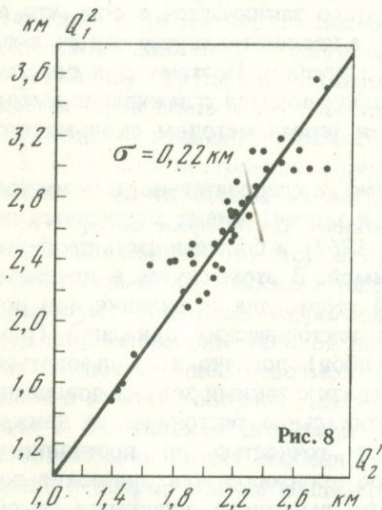
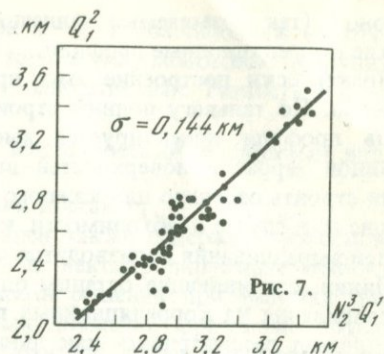
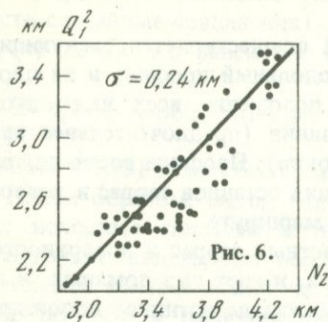


Рис. 6. Корреляция высотного положения вахшской (Q_1^2) и среднеплиоценовой (N_2) поверхностей выравнивания

σ — стандартное отклонение

Рис. 7. Корреляция высотного положения вахшской (Q_1^2) и позднелигоцен-раннеплейстоценовой ($N_3-Q_1^1$) поверхностей выравнивания

σ — стандартное отклонение

Рис. 8. Корреляция высотного положения вахшской (Q_1^2) и нижнемиоценовой (Q_2^1) поверхностей выравнивания

σ — стандартное отклонение

Все зоны высоких $|\text{grad } V|$, содержащиеся на рис. 17, совпали с разрывами, активными в плейстоцене. Это позволяет с высокой долей вероятности полагать, что выделенные зоны высоких $|\text{grad } V|$ совпадают с активными в плейстоцене разрывами. В силу этого на структурных картах и профилях на месте зон высоких $|\text{grad } V|$ показаны зоны разрывов соответственно I, II и III порядков.

После того как проведена пространственная корреляция останцов одновозрастных террас и поверхностей выравнивания, построены морфоструктурные профили и установлены разрывы, активные в плейстоцене, строится карта высотного положения реставрированной древнечетвертичной поверхности выравнивания. При построении этой карты точек с наблюдаемыми высотами древнечетвертичной поверхности выравнивания в ряде мест оказывается недостаточно для надежного проведения изолиний. Сгущение точек осуществляется с помощью регрессионных зависимостей высот древнечетвертичной поверхности от высот террас и поверхностей выравнивания другого возраста (рис. 6–8).

Изолинейное изображение современного положения опорной поверхности (см. рис. 17) позволяет использовать термины "ось" и "шар-

нир" структурных форм. Однако следует учитывать, что такая "пликативная" рисовка может возникнуть и без тектонических складчатых изгибов поверхности только за счет ее исходных наклонов. В этом случае "ось" и "шарнир" положительной структурной формы будут совпадать с наиболее поднятыми частями хребтов. Поскольку на современном уровне знаний исходное положение и исходные наклоны деформированных террас и поверхностей выравнивания установить не удается, то и наличие складчатых деформаций можно достоверно определить в относительно редких случаях (например, в antecedentных долинах). В связи с этим не всегда можно отделить складчатые формы от блоковых, и поэтому будем использовать термин "блок" в достаточно широком смысле, понимая под этим участки земной коры (как правило, ограниченные разломами), в которых опорная поверхность находится на другой высоте, нежели на близлежащих участках.

Таким образом, структурная карта опорной древнечетвертичной поверхности выравнивания, кроме изолиний высотного положения самой поверхности, содержит в виде условных знаков информацию о типах структурных форм: "поднятиях" (горстах, горст-антиклиналях, антиклиналях), относительно опущенных участках, которые мы называем "грабены", и разломах различного порядка.

4. Особенности расчетов градиентов скоростей вертикальных тектонических движений плейстоцена — $|\text{grad } V|$. Замечания, относящиеся к расчетам $|\text{grad } V|$ для различных эпох плейстоцена, в принципе базируются на соображениях, изложенных в разделе 2 настоящего параграфа.

Как известно, расчет $|\text{grad } V|$ для деформаций донеогеновой поверхности выравнивания ведется по формуле [Гзовский и др., 1959; Рейснер, 1960]

$$|\text{grad } V| = \frac{1}{T} |H(x_1) - H(x_2)| / |x_1 - x_2|, \quad (\text{II.60})$$

где $H(x_1)$ и $H(x_2)$ — высотные отметки анализируемой поверхности соответственно в точках x_1 и x_2 ; T — время, за которое поверхность деформирована.

Так как для конкретной поверхности время T постоянно, то с точностью до множителя $1/T$ при $x_1 \rightarrow x_2$ $|\text{grad } V|$ является первой производной $H(x)$. Взяв производную от (II.34), нетрудно видеть, что (II.60) является частным случаем уравнения

$$\sum_{i=1}^{k-1} \frac{d\varphi_i(x)}{dx} = \frac{dH_k(x)}{dx} - \frac{dH_k^0(x)}{dx}, \quad (\text{II.61})$$

по сравнению с которым в равенстве (II.60) за малостью отброшен член $dH_k^0(x)/dx$. Это вполне допустимо, если анализируются деформации древнего пенеппена, но неправильно при операциях с плейстоценовыми поверхностями выравнивания и террасовыми уровнями в силу того, что их уклоны до тектонических деформаций — величины одного порядка с тектоническими деформациями. Поэтому при расчетах плейстоценовых

$|\text{grad } V|$ необходимо пользоваться формулой

$$|\text{grad } V(x)| = \lim_{x_1 \rightarrow x_2} \frac{1}{|x_1 - x_2|T} \left| |H(x_1) - H(x_2)| - |H^0(x_1) - H^0(x_2)| \right|, \quad (\text{II.62})$$

где $H^0(x_1)$ и $H^0(x_2)$ — соответственно исходные высотные отметки анализируемой поверхности в точках x_2 и x_1 .

Определять же исходное положение террас и поверхностей выравнивания в настоящее время мы не умеем. Тем не менее имеется паллиативное решение задачи расчета $|\text{grad } V|$.

Как было показано выше, в общем случае исходное положение террас и поверхностей выравнивания аппроксимируется экспоненциальной функцией и при этом современные уклоны рек максимальны по отношению к древне-, средне- и позднелейстовым, т.е.

$$\left| \frac{dH_1(x)}{dx} \right| > \left| \frac{dH_k^0(x)}{dx} \right|. \quad (\text{II.63})$$

Поэтому величина $dH_1(x)/dx$ может быть принята как оценка погрешности в определении градиентов поля высот древнечетвертичной поверхности выравнивания. Так как значения $|\text{grad } V|$ с точностью до постоянного множителя $1/T$ равны $|\text{grad } H|$, то, определив в расчетах ошибки поля $|\text{grad } V|$, тем самым найдем доверительные интервалы $|\text{grad } V|$. Условно примем, что $dH_1(x)/dx = 2\sigma$. В соответствии с этим зоны высоких градиентов скоростей считаются установленными надежно, если

$$0,2|\text{grad } V| \geq 2\sigma.$$

Менее надежны определения, для которых

$$0,5|\text{grad } V| \geq 2\sigma \geq 0,2|\text{grad } V|.$$

В этих последних случаях на карте указывается возможная ошибка, равная 2σ . Если точность определения $|\text{grad } V|$ еще меньше, то такие зоны рассматриваются как зоны с низкими значениями $|\text{grad } V|$.

5. *О тектоническом районировании современной орогенной структуры.* Известно, что схемы тектонического районирования должны объективно отражать пространственное размещение блоков земной коры, различающихся по своему тектоническому режиму. Понятие "тектонический режим" включает широкий комплекс тектоно-магматических процессов, но в первую очередь может быть сведено к степени контрастности (градиенту) и господствующему знаку тектонических движений [Боголепов, 1973].

Поскольку настоящая работа посвящена преимущественно особенностям современной орогенной структуры, казалось бы естественным осуществить районирование орогенной структуры, допустим, только по амплитудам орогенных поднятий. Однако такой односторонний подход вряд ли оправдан, потому что для понимания природы орогенных процессов важно знать эволюцию структуры. В связи с этим само райо-

нирование осуществимо с учетом альпийской прединформации формирования орогенной структуры.

В принципе такой подход к детальному неотектоническому районированию в свое время был предложен Л.И. Турбиным [1964] и позже использован О.К. Чедия [1973]. Л.И. Турбиным, например, выделялась группа районов неустойчивого (палеоген-неогенового. — В.К.) прогибания, сменившегося поднятием, на докембрийско-палеозойском складчатом и мезозойско-палеогеновом полого дислоцированном основании. Им выделены также районы: а) слабых прогибаний (до 1500 м) и умеренных (до 3000 м и более) поднятий; б) умеренных (до 3000 м) прогибаний и умеренных поднятий и т.д.

Такой подход обладает некоторыми недостатками.

Во-первых, как правило, не известны границы зон палеоген-неогенового прогибания, что делает неточным само районирование.

Во-вторых, различные части одной и той же структуры в разное время вовлекаются в поднятие и поднимаются на различную высоту, т.е. должны быть отнесены (по представлениям Л.И. Турбина, О.К. Чедия) к различным районам.

Поэтому мы предпочли пойти по несколько иному пути. В частности, в соответствии с принципами выделения квазиоднородных зон были приняты следующие условия:

а) площади, относимые к тектонической зоне, должны образовывать односвязные¹ в плиоцен-древнечетвертичное время области и обладать в это время однонаправленным для всей зоны типом движения;

б) территория, относимая к новейшим тектоническим подзонам, должна быть односвязной и обладать одним типом движений в настоящее время;

в) границы неотектонических зон и подзон должны быть естественным образом отражены в современных структуре и рельефе.

Тектонические подзоны разделены на блоки, ограниченные разломами. В основу выделения тектонических блоков положено современное высотное положение опорной поверхности и время отражения блоков в рельефе.

Наиболее крупные разломы, ограничивающие тектонические зоны, выделены как зоны разломов первого порядка, тектонические подзоны ограничены разломами второго порядка, все остальные разрывные нарушения образуют множество разломов третьего порядка.

Поскольку далеко не всегда ясна преемственность в развитии современных активных разломов относительно более древних эпох тектонической активизации, за разломами, установленными геоморфологическими методами, будем сохранять название геологических только в тех случаях, когда нет сомнения в наследовании современным активным разломом более древнего разрывного нарушения.

¹ Под односвязной областью понимается некоторый объем (площадь), обладающий тем свойством, что любой замкнутый контур, принадлежащий области, можно стянуть в точку, принадлежащую области, не покидая последнюю.

Сопоставление пространственного положения современных сильных землетрясений с древними, выявленными палеосейсмодислокациями, позволяет сделать вывод о том, насколько стабильна или рассеяна во времени приуроченность сильнейших землетрясений к определенным структурам, и, следовательно, решить вопрос о возможной степени детализации сейсмического районирования.

Как метод исследования палеосейсмогеология относительно молода и нуждается в решении ряда методических вопросов. В частности, в каждом новом районе необходимо тщательно проверять применимость ранее использованных признаков палеосейсмодислокаций в новых условиях.

Прежде чем приступить к изучению самих палеосейсмодислокаций, необходимо разобраться, что же они собой представляют и какую информацию мы получаем при их изучении.

В.П. Солоненко [1977] в своей генетической классификации выделяет сеймотектонические, сейсмогравитационно-тектонические и сейсмогравитационные остаточные дислокации. В принципе, по-видимому, трудно возражать относительно выделения таких групп сейсмодислокаций. Однако очевидна и недостаточность такой классификации, поскольку она не позволяет понять место самих палеосейсмодислокаций среди множества всех остаточных дислокаций, возникающих при землетрясениях. Попытаемся восполнить этот пробел. Введем некоторые определения.

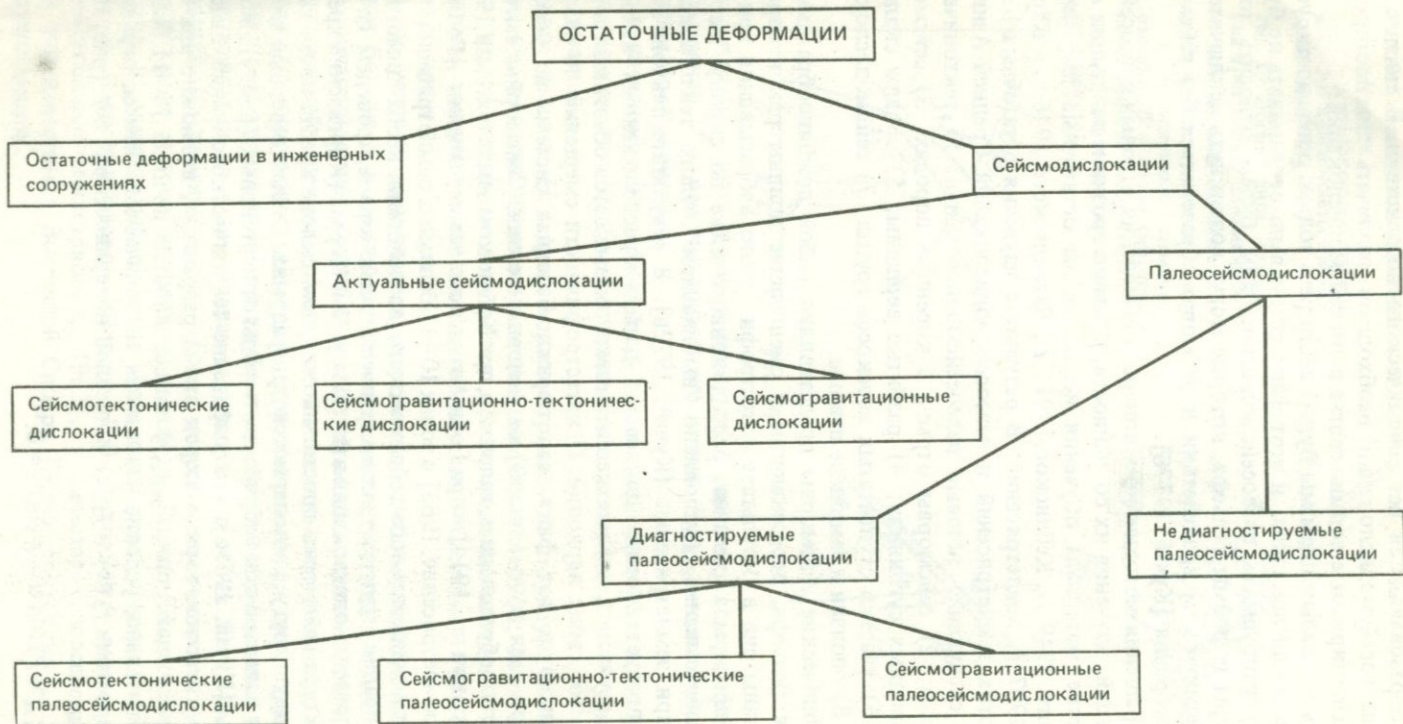
Под остаточными деформациями землетрясений обычно понимаются необратимые изменения, происходящие при землетрясениях в рельефе, тектонической структуре и инженерных сооружениях (табл. 1). Разобьем это множество на два подмножества: 1) остаточные деформации в инженерных сооружениях и 2) сейсмодислокации. К последним будем относить остаточные деформации рельефа и тектонической структуры.

Классификация остаточных деформаций инженерных сооружений здесь не рассматривается. Среди сейсмодислокаций будем различать актуальные (возникшие либо на глазах современников, либо в прошлом, при условии сохранности о них записей) и палеосейсмодислокации — следы землетрясений прошлого, о которых отсутствует летописная информация или публикации.

При изучении актуальных сейсмодислокаций их диагностика не вызывает затруднения. Поэтому для них можно сразу применить генетическую классификацию В.П. Солоненко, которая, в сущности, и основана на данных об актуальных остаточных деформациях.

Исследование же следов землетрясений прошлого представляет собой значительно более сложную задачу. Часть сейсмодислокаций с течением времени под действием эрозионно-денудационных процессов исчезает; примером могут служить "кратовины", возникшие при Кебинском землетрясении 1911 г. [Кучай, 1969б]. Часть сейсмодислокаций (например, некоторые виды тектонических уступов, оползни, обвалы) не отличаются от сходных форм, образующихся без сейсмического воздействия. Имеющаяся в распоряжении исследователя информация далеко не всегда позволяет альтернативно отделить палеосейсмодислокации от сходных

Таблица 1



форм, образовавшихся без сейсмического воздействия. В связи с этим среди палеосейсмодислокаций необходимо различать диагностируемые и недиагностируемые подмножества палеосейсмодислокаций.

Здесь и в дальнейшем мы будем вести речь только о диагностируемых палеосейсмодислокациях, и этот факт специально оговаривать не будем. К диагностируемым палеосейсмодислокациям будем относить только структуры и формы рельефа, которые могут возникнуть исключительно при сейсмическом воздействии и не могут образоваться без сейсмического ускорения [Кучай, 1977б].

Для решения методических вопросов выделения типовых палеосейсмодислокаций, изучения их сохранности, влияния эрозии и денудации и т.д. в качестве материала обучения использованы остаточные деформации Хаитского 1949 г., Кебинского 1911 г., Чаткальского 1946 г. и Каратагского 1907 г. землетрясений. В результате изучения остаточных деформаций этих землетрясений и палеосейсмодислокаций Средней Азии выделены следующие типовые палеосейсмодислокации: 1) тектонические сейсморвы; 2) сейсморвы отрыва в коренных породах; 3) сейсморвы в лёссовидных суглинках; 4) разбитые вершины; 5) обвалы скальных пород; 6) участки ступенчатых перекосов грунта; 7) сейсмодислокации террас; 8) оползни и земляные лавины.

Тектонические сейсморвы представляют собой ложбинообразные понижения рельефа, пересекающие и смещающие долины рек и оврагов. Образованы они в результате катастрофического взбрасывания при землетрясении крыла разлома, расположенного ниже по склону. Нередко такое взбрасывание обусловлено "выбиванием" целого тектонического клина при землетрясении [Кучай, 1972в]. В результате тектонический уступ образует плотину для частей долины, расположенных выше по склону, а участки, расположенные ниже, оказываются обезглавленными, лишенными своих верховий. О катастрофичности смещений по разлому свидетельствует тот факт, что овражно-балочная система не успевает приспособиться к изменившимся условиям стока. Сейсморвы тектонического типа образовались, например, при Кебинском землетрясении 1911 г. [Богдановичи др., 1914] и при Гоби-Алтайском землетрясении [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963] в зонах 10–11-балльных землетрясений.

Расчеты минимального сейсмического воздействия, необходимого для формирования структур типа тектонических сейсморвов, проведем на примере палеосейсмодислокаций в бассейне р. Чон-Курчак (Киргизский хребет).

Структура сейсморва проста: на северном склоне хребта почти параллельно друг другу располагаются три разрыва. Самый северный из них отделяет палеозой-докембрийские породы от неогеновых (рис. 9). Можно показать [Кучай, 1971в], что выбивание тектонического клина, выкраиваемого в массиве горных пород этими разрывами, возможно при сейсмическом воздействии ($F_{\text{сейсм}}$) интенсивностью не ниже 10–11 баллов.

Действительно, условие равновесия тектонического клина, ограниченного разломами $f_2(x)$ и $f_3(x)$ и дневной поверхностью $f_1(x)$ (рис. 10,а), имеет вид

$$(F_{\text{сейсм}} + P) (\sin \alpha - k \cos \alpha) = 0.$$

Рис. 9. Сейсморвы в бассейне р. Чон-Курчак

1 — каледонские гранитоиды; 2 — красноцветы киргизской свиты (F_3-N_1)

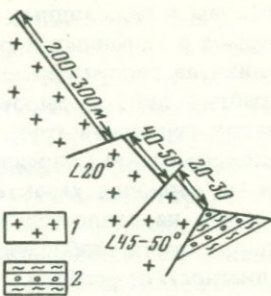


Рис. 9

Рис. 10. Образование сейсморова в результате динамического воздействия сейсмических волн на тектонический клин

a — основные элементы расчета; *b* — схема сил, приложенных к элементарному отрезку разрыва (пояснения см. в тексте)

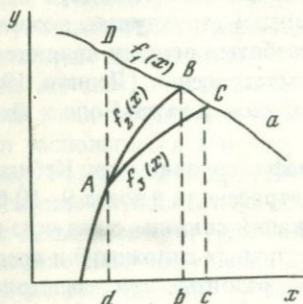
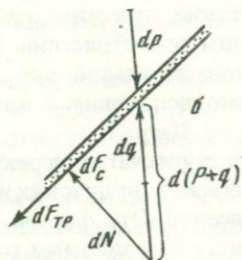


Рис. 10



Здесь $\alpha = \alpha(x)$ — угол падения сместителя разлома; k — коэффициент сухого трения; P — вес тектонического клина; $F_{\text{сейсм}}$ — сила, вызванная сейсмическим ускорением.

Тектонический клин может быть смещен сейсмическим воздействием при $k < \text{tg } \alpha$ и $|g| < |a|$ (a — сейсмическое ускорение; g — ускорение силы тяжести).

Первое условие ($k < \text{tg } \alpha$) в рассматриваемой структуре выполнено, поскольку, по экспериментальным данным [Ogawa, 1960; Тохтуев и др., 1962], коэффициент сухого трения в зоне разлома заведомо ниже 1, а разломы, выходящие тектонический клин в бассейне р. Чон-Курчак, заведомо круче 45° , т.е. $\text{tg } \alpha > 1$.

Второе условие выполняется, если клину сообщить сейсмическое ускорение больше g , а именно такие ускорения характерны для плейстоценовых областей землетрясений интенсивностью 10 и более баллов, что соответствует наблюдаемой сейсмической интенсивности в местах возникновения тектонических сейсморов при современных землетрясениях.

Сейсморвы отрыва являются глубокими зияющими трещинами отрыва, расположенными на водоразделах и вершинах в зонах 10–11-балльных сотрясений. Их протяженность — сотни метров и километров, глубина — от нескольких метров до первых десятков метров. Такие сейсморвы известны в эпицентральной зоне Хаитского землетрясения [Леонов, 1960], в плейстоценовой области Гоби-Алтайского землетрясения [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963], в качестве палеосейсмодислокаций они известны в Восточной Сибири [Живая тектоника..., 1966] и в других местах.

Сейсморвы в лёссовидных суглинках по своему типу близки к сейсморвам отрыва в коренных породах. Они фиксируются при 8–9-балльных сотрясениях на водораздельных пространствах (Чаткальский и Атойнокский хребты) либо в тыловых частях крупных оползней и участков ступенчатых перекосов грунта. Голотипами служат сейсморвы в районе Атойнокского хребта (Киргизия).

Разбитые вершины характерны для зон 10–11-балльных сотрясений, при которых на относительно плоских водоразделах образуется серия сейсморвов отрыва, разбивающих вершину на блоки.

При диагностике разбитых вершин необходимо учитывать возможность существования морфологически сходных объектов в куполах и при диацировой тектонике, поэтому только после исключения этих двух механизмов возможно отнесение разбитой вершины к структурам, возникшим при сильном землетрясении. Примерами разбитых вершин являются вершина в эпицентральной зоне Хаитского землетрясения [Леонов, 1960] и палеосейсмодислокация к востоку от кишлаков Джаучи-Боло и Джаучи-Поён в хр. Петра I.

Участки ступенчатых перекосов грунта зафиксированы при Кебинском, калифорнийских, индийских и других землетрясениях в зонах 9–10-балльных сотрясений. Эти формы сейсмодислокаций связаны с валунно-галечниковыми и лёссовидными толщами четвертичных отложений и представляют собой части конусов выноса и террас, разбитые при землетрясении на блоки, смещенные один относительно другого.

В тыловых частях таких участков располагаются либо уступы, либо сейсморвы в лёссовидных суглинках, а во фронтальной – валообразные вздутия. Типичные участки ступенчатых перекосов грунта находятся на северном побережье оз. Иссык-Куль и образованы они при Кебинском землетрясении [Богданович и др., 1914; Кучай, 19696].

Земляные лавины в плейстоценовой области Хаитского землетрясения впервые описаны И.Е. Губиным [1960], а на их значение при палеосейсмогеологических исследованиях обратил внимание В.П. Солоненко [1970]. В сущности, земляные лавины представляют собой грандиозные оползни, тела которых в виде селевых потоков смещены на 3–5 км и более. Земляные лавины связаны с зонами 9–10-балльных сейсмических воздействий. Характерная черта участков их развития – склоны, с которых буквально содраны лёссовидные суглинки от водоразделов до подножий. Примером могут служить земляные лавины плейстосейстовой области Хаитского землетрясения.

Обвалы скальных пород как палеосейсмодислокации, как правило, диагностируются наиболее тяжело. При этом необходимо учитывать литологию обрушенных пород (это должны быть устойчивые породы типа гранитов либо массивных известняков и песчаников) и структурную позицию сместителя (должны отсутствовать поверхности, предрасположенные к смещению обвальных масс, например глинистый слой, наклоненный согласно со склоном). Кроме того, необходимо отсутствие эрозивной или иной подрезки основания склона (либо в основании склона должен быть контрфорс в виде террасы или конуса выноса, либо обвальный цирк должен захватывать верхние части склона, оставляя нетронутыми

нижние). Вопрос об образовании обвала при землетрясении решается положительно в случае перехвата обвальным цирком водоразделов, чего не может быть при экзогенном нарушении устойчивости склонов. Обвалы, удовлетворяющие перечисленным требованиям, можно считать свидетелями по крайней мере 9-балльных сейсмических воздействий.

В Средней Азии почти все обвалы скальных пород связаны с новейшими разломами, выраженными в рельефе уступами или треугольниками-фасетами. При этом наиболее мощные обвалы приурочены к местам пересечения или разветвления разломов. Представляется, что такая локализация обвалов вызвана тем, что, с одной стороны, новейшие разломы дают уступы с наиболее крутыми уклонами, а, с другой стороны, горные породы крыльев разломов (особенно в местах их пересечений и вергентности) ослаблены, трещиноваты и, следовательно, наименее устойчивы относительно других мест.

Так же как и остальные остаточные деформации, обвалы рассеяны по всей плейстоценовой области и отнюдь не следует считать, что каждый обвал располагается в непосредственной близости от эпицентра (см., например, Богданович и др. [1914]; Леонов [1965]).

Сказанное относительно обвалов в общем применимо и к сухим оползням. Действительно, если склон уравновешен, то для образования оползня необходимо нарушение равновесия, которое может быть вызвано одной из трех причин: 1) быстрым уменьшением по какой-либо поверхности коэффициента трения; 2) быстрым удалением объема пород из нижней части склона; 3) приложением дополнительной нагрузки.

Уменьшение поверхности коэффициента трения может быть реализовано в случае, например, обводнения некоторой части горных пород или слоя в этих породах. Удаление объема из нижней части склона осуществляется в процессе его эрозии.

В случае отсутствия первых двух факторов логично допустить, что образование оползней связано с приложением сейсмической нагрузки.

Поскольку при диагностике оползней, сформировавшихся при землетрясениях, важную роль играет эрозионная подрезка склона, необходимо хотя бы вкратце рассмотреть, какие склоны являются подрезанными, а какие — нет. Склон (терраса, конус выноса) считается подрезанным, если речной врез захватывает часть склона (террасы, конуса выноса), впоследствии вовлеченную в оползневой процесс (рис. 11). Если фронтальная часть оползня не захватывает речной врез, то склон считается неподрезанным (рис. 12).

Важной стороной анализа палеосейсмодислокаций является определение их возраста, поскольку эта информация позволяет выявить тенденции сейсмического процесса в области землетрясений максимальной силы. Возраст палеосейсмодислокаций фиксируется по их взаимоотношениям с четвертичными отложениями и формами рельефа известного возраста. Например, тектонические сейсморвы в районе кишлака Шульхов (северный склон хр. Петра I) смещают раннеголоценовый аллювий, но не деформируют позднеголоценовый, что и определяет их среднеголоценовый возраст (примерно 5000 лет). Выше уже говорилось о том, что в плейстоценовых областях сильных землетрясений возникает сразу целый комп-

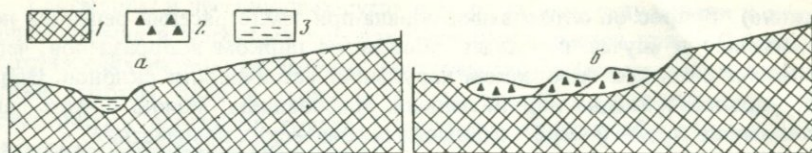


Рис. 11. Ступенчатые смещения и перекосы грунта в результате подрезания конуса выноса (а – исходная, б – итоговая ситуация)

1 – несмещенные породы; 2 – оползший грунт; 3 – подрезающий канал (выемка)

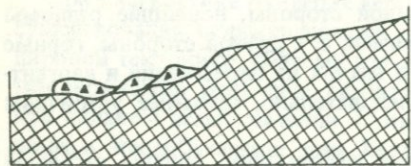


Рис. 12. Неподрезанный конус выноса, поверхность которого имеет уклон меньше критического (участок ступенчатых перекосов грунта следует отнести к палеосейсмодислокации)

Условные обозначения см. на рис. 11

лекс остаточных деформаций. Этот комплекс зависит как от уровня сейсмического воздействия, так и от особенностей рельефа, геологического строения, инженерно-геологических свойств горных пород и, помимо, спектральных характеристик сейсмических волн.

Возникающие при землетрясении различные типы палеосейсмодислокаций имеют разный генезис, но тем не менее все они в совокупности являются взаимосвязанными явлениями, обусловленными комплексом перечисленных выше факторов. Это и позволяет считать целесообразным перейти от изучения отдельных палеосейсмодислокаций (и остаточных деформаций вообще) к исследованию их природных ассоциаций. Такие ассоциации мы назовем парагенезисом палеосейсмодислокаций. Ниже, при описании палеосейсмодислокаций мы будем рассматривать не отдельные палеосейсмодислокации, а их парагенезисы.

Глава III

ОРОГЕНЕЗ В УСЛОВИЯХ СЖАТИЯ (ГЕОДИНАМИКА ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ СРЕДНЕАЗИАТСКОГО ОРОГЕНА)

Проблема орогенеза является одной из наиболее сложных и, пожалуй, наименее разработанных в современной геодинамике. Общие причины горообразовательных процессов могут быть поняты лишь в результате изучения геодинамики Земли как системы в целом. В то же время существует еще один важный аспект исследования на другом уровне иерархической соподчиненности процессов – речь идет об исследовании геодинамики внутренней структуры зон орогенеза. При таком подходе нет необходимости касаться причин, например, самого горизонтального сжатия в Средней Азии, независимо от его природы (столкновение континентов в рамках новой глобальной тектоники или ссучивание в понима-

нии А.В. Пейве) закономерности эволюции внутренней структуры остаются неизменными.

Среднеазиатский ороген является типичной областью современного горообразования, формирующегося в условиях горизонтального сжатия [Захаров, 1970; Балакина и др., 1972; Макаров, 1977; Molnar, Garropnier, 1975, 1977], поэтому выбор этой территории в качестве "образца" зон орогенеза, развивающихся в условиях сжатия, не вызывает сомнения. Кроме того, поскольку мы рассматриваем орогенические процессы в связи с сейсмичностью, то для наших целей наибольший интерес представляет именно геодинамика внутренней структуры, чему и посвящена настоящая глава.

Общие положения

При рассмотрении орогенических процессов мы полагаем, что говорить о хрупкости литосферы в целом, по-видимому, нельзя [Хаин, 1973]. Земная кора и литосфера в современном поле напряжений деформируются вязко или вязкопластично. В процессе таких деформаций горизонтальные движения воздействуют на рельеф посредством сложного механизма изостатических компенсаций, в то время как вертикальные движения в целом оказывают непосредственное влияние на рельеф [Боголепов, 1973].

Ниже приведем некоторые определения и формулы, а затем перечислим основные задачи и наметим пути их решения.

Под поверхностью свободной мантии [Ушаков, Исаев, 1969] понимается высотное положение кровли вещества мантии, на которую это вещество должно подняться в соответствии с законом Паскаля при локальном удалении земной коры. Глубина поверхности свободной мантии определяется по следующей формуле.

$$T_0 = H_M - (H_M + h)\rho_K/\rho_M, \quad (III.1)$$

где T_0 — глубина до поверхности свободной мантии от уровня моря; H_M — глубина до поверхности Мохоровичича от уровня моря; h — средняя высота рельефа от уровня моря; ρ_K — средняя плотность вещества земной коры; ρ_M — средняя плотность вещества верхней мантии.

Равенство (III.1) справедливо для блоков земной коры, находящихся в состоянии свободного плавания в верхней мантии. В действительности это условие выполняется далеко не всегда [Файтельсон, 1969а, б, 1973]. Степень отклонения блоков земной коры от состояния свободного плавания можно охарактеризовать с помощью поверхности напряженной мантии. Поверхности свободной и напряженной мантии отличаются слагаемым $\Delta h\rho_K/\rho_M$. В самом деле, если блок земной коры находится в состоянии, отличном от свободного плавания в верхней мантии, то высота рельефа будет отличаться от h в равенстве (III.1) на величину Δh . Тогда

$$\tilde{T}_0 = T_0 \pm \Delta h\rho_K/\rho_M, \quad (III.2)$$

где \tilde{T}_0 — глубина до поверхности напряженной мантии от уровня моря.

Если блок земной коры находится в состоянии, отличном от архимедова равновесия, то к его подошве приложено активное избыточное давление σ_z (здесь и в дальнейшем использована прямоугольная система координат xOz , в которой ось x ориентирована горизонтально и вкрест простирания структур, а ось z — по нисходящей вертикали):

$$\sigma_z = (H_M - T_0) \rho_M g - (H_M + h) \rho_K g, \quad (\text{III.3})$$

где g — ускорение свободного падения.

Для определения напряжений горизонтального тектонического сжатия воспользуемся приемом наложения решения и расчленим задачу на две: результаты, полученные для невесомой деформируемой среды, сложим с результатами решения для весомой среды при нулевых смещениях на границах. Для весомой среды, при нулевых смещениях на границах, напряжения определяются формулами [Григорьев, 1971]

$$\tau_{xz_0} = 0; \quad \sigma_{x_0} = \sigma_{z_0} = -\rho_K g h^0(z), \quad (\text{III.4})$$

где $h^0(z)$ — глубина залегания элементарного объема от поверхности Земли.

Напряжения в невесомой несжимаемой линейно-вязкой среде найдем с помощью формул М.А. Био [Biot, 1963, 1965]:

$$\bar{\sigma}_x = 4\eta p_0, \quad (\text{III.5})$$

где η — вязкость, и

$$p_0 = (\ln \lambda_2)/t. \quad (\text{III.6})$$

В равенстве (III.6) t — время, за которое произошли деформации; λ_2 и ниже λ_1 — так называемые степени удлинения в направлении главных напряжений. В силу условия несжимаемости среды $\lambda_1 \lambda_2 = 1$.

В работах М.А. Био коэффициенты λ_1 и λ_2 определяются из равенств

$$\begin{aligned} \lambda_1 &= \exp(-p_0 t); \\ \lambda_2 &= \exp(p_0 t) \end{aligned} \quad (\text{III.7})$$

и напряжения горизонтального сжатия полагаются постоянными. В действительности напряжения $\sigma(x)$ изменяются во времени, и в уравнении (III.7) необходима замена переменных $p_0 = p_0(t)$ некоторыми эффективными

$$\bar{p}_0 = \frac{1}{t} \int_0^t p_0(t) dt, \quad (\text{III.8})$$

удовлетворяющими условию

$$\bar{\sigma}_x = \frac{1}{t} \int_0^t \sigma_x(t) dt. \quad (\text{III.9})$$

В рамках принятых ограничений можно записать

$$S(t) = \lambda_1 S_0, \quad (\text{III.10})$$

$$H(t) = \lambda_2 H_0, \quad (\text{III.11})$$

где S_0 — ширина (размер в направлении сжимающих напряжений) блока земной коры в момент времени $t=0$; $S(t)$ — ширина этого же объема в момент $t=t$; H_0 — мощность деформируемого объема земной коры в момент времени $t=0$; $H(t)$ — мощность этого же объема в момент времени $t=t$.

Для земной коры справедливо равенство [Кучай, 1971б, 1975б]

$$h(t) = \dot{h}_0 \lambda_2, \quad (III.12)$$

в котором \dot{h}_0 — мощность земной коры выше поверхности напряженной мантии при $t=0$; $\dot{h}(t)$ — мощность земной коры выше поверхности напряженной мантии при $t=t$.

К равенству (III.12) приходим следующим образом. Очевидно,

$$H(t) = \dot{h}(t) \rho_M / (\rho_M - \rho_K), \quad (III.13)$$

$$H_0 = \dot{h}_0 \rho_M / (\rho_M - \rho_K). \quad (III.14)$$

Откуда

$$\dot{h}(t) \rho_M / (\rho_M - \rho_K) = H_0 \lambda_2; \quad (III.15)$$

подставляя (III.14) в (III.15), приходим к уравнению (III.12).

Формула (III.12) позволяет в первом приближении определить расположение тектонических депрессий и поднятий к началу горизонтального сжатия.

Кроме изменения высоты гор за счет сплющивания земной коры в процессе сжатия, не меньшее значение имеет своеобразное горошение крупных блоков земной коры (подобное горошению льда во время ледохода), которое приводит к тому, что в горной системе практически отсутствуют блоки земной коры, находящиеся в состоянии изостатического равновесия — одни из них оказываются вдавленными, а другие выдавленными.

Вдавленные и выдавленные блоки достаточно легко определяются с помощью поверхности напряженной мантии: если $\tilde{T}_0 > T_0$ — блок вдавлен, если $\tilde{T}_0 < T_0$ — выдавлен.

Тектонические напряжения в земной коре орогенов, развивающихся в обстановке горизонтального сжатия

В соответствии с положениями, изложенными в предыдущем параграфе, можно считать, что в развитии орогенной структуры в условиях горизонтального сжатия существенную роль играют, во-первых, напряжения фонового горизонтального сжатия, во-вторых, активная нагрузка, распределенная по постели вдавленных и выдавленных блоков земной коры.

Кроме того, в земной коре существуют значительные (характерная величина 10^3 кГ/см²) напряжения, обусловленные горизонтальными вариациями мощности земной коры [Артюшков, 1972]. Считая, что перечисленные три типа напряжений играют ведущую роль, рассмотрим особенности этого поля в зависимости от конкретной структурной обстановки.

В процессе горизонтального сжатия и сплющивания блоков земной коры сила тяжести преодолевается только выше поверхности свободной мантии. Поэтому напряжения, необходимые для преодоления силы тяжести, следует рассчитывать только для объемов земной коры, расположенных выше поверхности свободной мантии. Средняя глубина поверхности свободной мантии 5–5,5 км ниже уровня моря [Файтельсон, 1969а, б, 1973]; средняя высота горных хребтов — поднятий Тянь-Шаня 3 км; т.е. величина $h^0(z)$ в формуле (III.4) равна 8–8,5 км. При средней плотности земной коры 2,86 г/см³ (получено по данным М.В. Кулагиной, А.А. Лукк, В.К. Кулагина [1974]) напряжения, необходимые для преодоления силы тяжести от поверхности свободной мантии к поверхности Земли, постепенно уменьшаются от 2400 кГ/см² до 0.

Напряжения, необходимые для деформаций невесомой несжимаемой линейно-вязкой земной коры, по формулам М.А. Био могут быть определены, если известен коэффициент \bar{p}_0 , который находится через коэффициенты удлинения λ_1 или λ_2 . В наших условиях коэффициент λ_2 можно найти из равенств (III.10) и (III.11) [Кучай, 1971б]:

$$\lambda_2 = S_0/S(t), \quad (III.16)$$

где $S(t)$ — расстояние по горизонтали между точками x_1 и x_2 деформированной донеогеновой денудационной поверхности в настоящее время; S_0 — исходное расстояние между точками x_1 и x_2 , полученное "распряжением" деформированной денудационной поверхности.

Значение λ_2 в Тянь-Шане изменяется от 1,12 до 1,35 (в среднем 1,3), время орогенных деформаций $6 \cdot 10^{14}$ с, откуда $\bar{p}_0 = 8 \cdot 10^{-16}$ с⁻¹. Практически такое же значение \bar{p}_0 было получено в предположении, что скорость сокращения ширины Тянь-Шань-Гималайского орогенного пояса равна первым сантиметрам в год [Кучай, 1975б].

С учетом \bar{p}_0 напряжения, необходимые для преодоления деформаций невесомой земной коры с эффективной вязкостью $10^{23 \div 24}$ пз, равны 10^{2-3} кГ/см². Поскольку, как показано выше, $\sigma_{x_0} = \sigma_{z_0} = 2400$ кГ/см², для деформации весомой земной коры напряжения горизонтального сжатия должны достичь 3000–4000 кГ/см². Если учесть еще работу по преодолению напряжений, обусловленных горизонтальными вариациями мощности земной коры [Артюшков, 1972], то величина горизонтальных сжимающих напряжений должна быть увеличена, быть может, до 5000–6000 кГ/см².

В тектонических поднятиях в результате сложения однородного общего сжатия горной системы и растягивающих напряжений ($\tilde{\sigma}_x$), обусловленных утолщением земной коры в районах поднятий, зоны с максимальным уровнем горизонтальных сжимающих напряжений (σ_x) локализуются в краевых частях поднятий. В центральных частях поднятий напряжения горизонтального сжатия минимальны. Поэтому с краевыми частями поднятий связаны области наиболее высоких значений максимальных касательных напряжений (рис. 13,а).

Напряжения горизонтального сжатия в земной коре тектонических депрессий, находящихся в состоянии свободного плавления в верхней мантии, также обусловлены как общим горизонтальным сжатием, так и напряже-

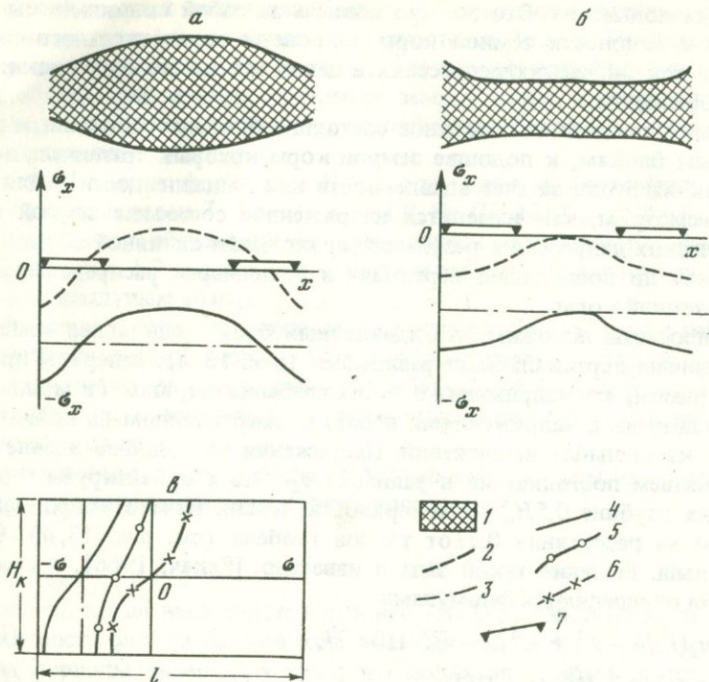


Рис. 13. Принципиальный вид эпюр тектонических напряжений в земной коре орогов, развивающихся в обстановке горизонтального сжатия

a, б — напряжения в блоках земной коры, находящихся в состоянии свободного плавания в верхней мантии: *a* — в тектонических поднятиях, *б* — в депрессиях; *в* — напряжения во вдавненных блоках

1 — земная кора; 2 — эпюра напряжений $\bar{\sigma}_x$, обусловленных горизонтальными вариациями мощности земной коры; 3 — напряжения σ_x , характеризующие фоновое сжатие орогена; 4 — результирующие напряжения; 5, 6 — напряжения, обусловленные активной нагрузкой, приложенной к подошве вдавненных блоков: 5 — напряжения $\bar{\sigma}_z$; 6 — напряжения $\bar{\sigma}_x$ (пояснения см. в тексте); 7 — участки с наиболее высокими значениями максимальных касательных напряжений; H_K — мощность земной коры; l — ширина вдавненного блока

ниями, связанными с горизонтальными вариациями мощности земной коры. Механизм последних напряжений определяется тенденцией к перетеканию вещества земной коры из зон с повышенной мощностью (поднятий) в зоны с пониженной мощностью (депрессии). Действие такого перетекания можно уподобить давлению штампа на боковую грань вязкого массива. В этом случае [Григорьев, 1971] напряжения горизонтального сжатия постепенно затухают по мере удаления от штампа. Зона наиболее высоких максимальных касательных напряжений при этом также расположена вблизи штампа, т.е. вблизи края тектонической депрессии (рис. 13, б). В связи с тем что напряжения фонового горизонтального сжатия в пределах тектонических депрессий накладываются на сжимающие же напряжения за счет горизонтальных вариаций мощности коры, общий уровень сжатия в пределах тектонических депрессий выше, нежели в ок-

ружающих поднятиях. Это должно повлечь за собой аномально быстрое увеличение мощности земной коры в процессе горизонтального сжатия именно в тектонических депрессиях в целом и в их периферических частях в особенности.

Наиболее сложное напряженное состояние присуще вдавленным и выдавленным блокам, к подошве земной коры которых приложена дополнительная нагрузка за счет вдавленности или выдавленности¹. Для примера рассмотрим, как изменится напряженное состояние земной коры тектонических депрессий в результате приложения активной силы, ориентированной по восходящей вертикали и равномерно распределенной по постели земной коры.

Для простоты положим, что вдавленный блок представлен грабеном, ограниченными вертикальными разломами (рис. 13, в). В первом приближении примем, что напряжения в таких грабенах шириной l и мощностью H_K моделируются напряжениями в блоке, закрепленном на концах, при помощи касательных напряжений. Напряжения на подошве вдавленного блока считаем постоянными и равными σ_z . Ось x ориентируем горизонтально на глубине $0,5H_K$ от поверхности Земли. Начало координат расположим на расстоянии $0,5l$ от торцов грабена (см. рис. 13, в). Ось z вертикальна. Решение такой задачи известно [Рекач, 1966], и сами напряжения определяются формулами

$$\hat{\sigma}_x = \sigma_z(l^2/4 - x^2 + 2z^2/3 - H_K^2/10)z/2J, \quad (\text{III.17})$$

$$\hat{\sigma}_z = \sigma_z(z^3/3 - H_K^2 z/4 + J)/2J, \quad (\text{III.18})$$

$$\tau_{xz} = \tau_{zx} = -\sigma_z(H_K^2/4 - z^2)x/2J, \quad (\text{III.19})$$

где $J = H^3/12$ — момент инерции. Из формул (III.17)–(III.19) и рис. 13, в нетрудно видеть, что за счет изгибающего момента создается дополнительное поле σ_x , в котором максимум сжимающих напряжений располагается в основании блока; при $z = 0$ эти напряжения равны нулю и выше сменяются растягивающими напряжениями, достигающими своего максимума у свободной поверхности. Кроме того, за счет распределения нагрузки по подошве блока реализуются дополнительные сжимающие напряжения $\hat{\sigma}_z$ (равенство (III.18)), монотонно убывающие от подошвы земной коры к дневной поверхности.

В выдавленных блоках будет наблюдаться обратная картина — в верхних частях земной коры на фоновое сжатие накладываются сжимающие напряжения за счет изгибающего момента.

Некоторые особенности формирования внутренней структуры горных стран в условиях сжатия

Выше мы в основном оценили особенности напряженного состояния земной коры различных блоков в условиях горизонтального сжатия. Оценим также вклад в общий процесс орогенеза движений как за счет горошения земной коры, так и за счет ее сплющивания.

¹ См. равенство (III. 3).

В Тянь-Шаньских поднятиях (рис. 14) поверхность напряженной мантии примерно на 1,5 км выше поверхности свободной мантии. Следовательно, можно полагать, что около 1,5 км в современной высоте гор Тянь-Шаня образованы за счет горошения земной коры, а остальные 1,5 км (из трех) — за счет сплющивания земной коры. Этот результат можно получить и другим способом.

Величина $h(t)$ в формуле (III.12) для поднятий современного Тянь-Шаня примерно равна 7–7,5 км, $\lambda_2 \approx 1,2$. Из (III.12) $h_0 \approx 5,8 \div 6,25$, тогда часть высоты гор, образованная за счет сплющивания земной коры, составляет около 1,2–1,7 км, т.е. мы пришли к выводу, аналогичному полученному в предыдущем абзаце.

В условиях горизонтального сжатия эффект "роста" гор в результате сплющивания земной коры — процесс необратимый. Вертикальные же блоковые движения могут иметь колебательный характер, что серьезно усложняет общую тенденцию к увеличению высоты гор в процессе горизонтального сжатия.

Действительно, пусть горошение блоков земной коры имеет место при условии, что напряжения горизонтального сжатия

$$\bar{\sigma}_x \geq \Sigma, \quad (\text{III.20})$$

где $\Sigma = \text{const}$.

В эпохи, когда выполняется условие (III.20), изостатическая неуравновешенность блоков земной коры максимальна и этим эпохам соответствуют периоды аномально быстрого поднятия хребтов и прогибания тектонических впадин, что фиксируется врезанием речьих долин в выдавливаемых блоках-поднятиях и наложенной аккумуляцией во вдавленных блоках. Условие (III.20) выполняется, если скорости горизонтальных движений литосферных плит (V_p) больше некоторой фиксированной величины V ($V = \text{const}$).

Пусть в некоторый момент времени

$$V_p(t) < V, \quad (*)$$

тогда

$$\bar{\sigma}_x(t) < \Sigma. \quad (**)$$

В этот период архимедова нагрузка, распределенная по постели земной коры вдавленных и выдавленных блоков, вызовет движение, стремящееся вернуть блоки к состоянию изостатического равновесия. Иными словами, при выполнении (*) и (**) происходит опускание выдавленных блоков и поднятие вдавленных, что сопровождается аккумуляцией осадков в хребтах-поднятиях и, быть может, врезанием речных долин во вдавленных блоках. Колебательный характер развития орогенных систем находит свое отражение в смене эпох врезания речных долин эпохами аккумуляции речных отложений в хребтах-поднятиях. Как показывают геологические наблюдения, амплитуды колебательных движений могут быть весьма значительными, например, в Средней Азии в плиоцене они достигают 500 м [Никонов, 1972].

В пользу изложенных соображений свидетельствует и известный факт синхронности эпох ускоренного роста гор с эпохами ускоренного расши-

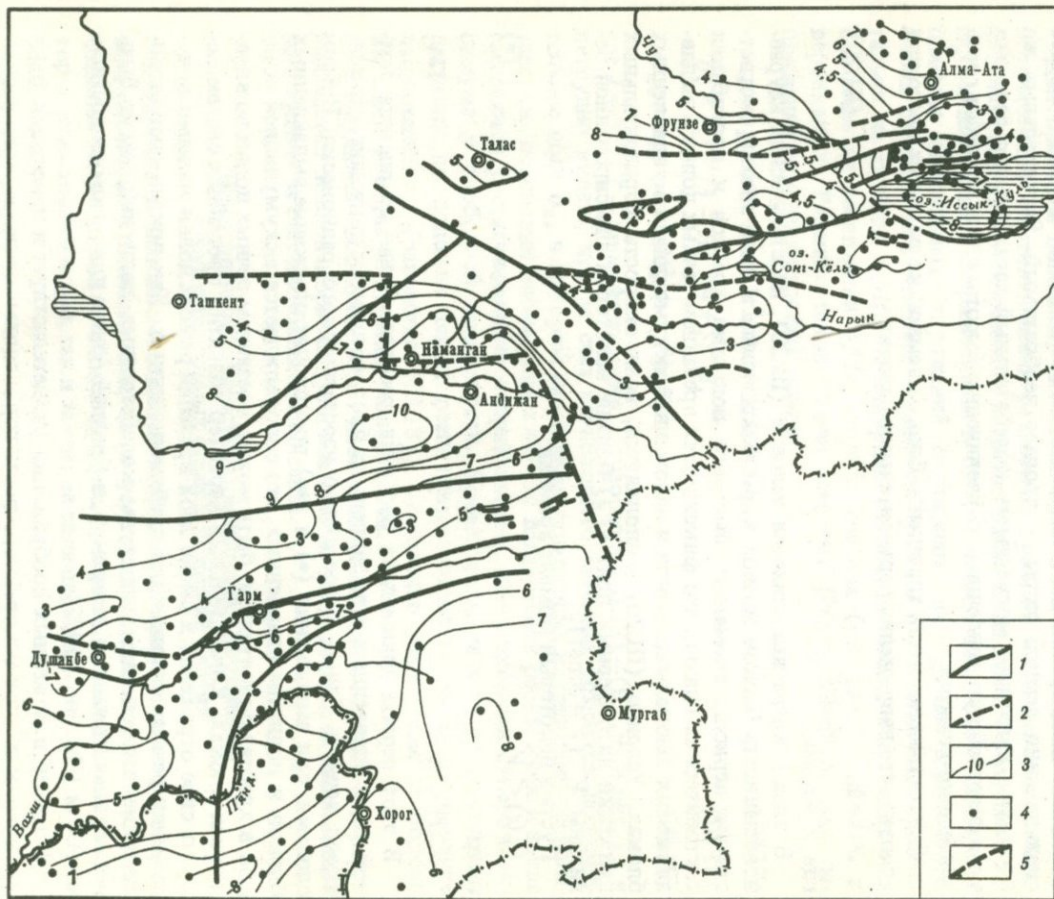


Рис. 14. Схема рельефа поверхности напряженной мантии Средней Азии

1 – главные разломы, установленные геологическими методами; 2 – разломы, установленные геологическими и геофизическими методами; 3 – изолинии глубин поверхности напряженной мантии ниже уровня моря, км; 4 – пункты расчета глубин поверхности напряженной мантии; 5 – линия раздела исходных данных: севернее и восточнее данные по глубинам поверхности Мохорвичича взяты из работы В.Н. Крестникова, И.Л. Нересесова [1962], а южнее и юго-западнее – из работы М.В. Кулагиной [1971]

рения океанических рифтов [Cummins, 1971], т.е. временем наибольших скоростей горизонтальных движений плит и выполнения неравенства (III.20).

Еще одним указанием на существование движений, обусловленных горошением земной коры, служат следующие рассуждения.

Продифференцировав выражение (III.12) с учетом (III.7), найдем скорость $V(t)$ вертикальных тектонических движений, обусловленных горизонтальным сжатием земной коры:

$$V(t) = \frac{dh(t)}{dt} = \dot{h}_0 \bar{p}_0 \exp(\bar{p}_0 t), \quad (\text{III.21})$$

$$V(t) = \bar{p}_0 h(t). \quad (\text{III.22})$$

Подставив в (III.21) или (III.22) значения $\dot{h}(t)$, получаем, что скорость увеличения высоты гор Тянь-Шаня 0,13, а Памира 0,14 мм/год. Как известно, современные скорости поднятия Памира и Тянь-Шаня на 1–2 порядка больше. Следовательно, несмотря на то что интегральный эффект в изменении высоты гор в процессе утолщения земной коры одного порядка с изменением высот за счет горошения, современные (по своей сути, мгновенные) вертикальные скорости роста гор практически полностью связаны с блоковыми движениями горошения земной коры. Такой процесс возможен лишь в том случае, если вязкость в зонах разломов на несколько порядков ниже вязкости земной коры вдавленных и выдавленных блоков.

Если считать, что изменения глубин поверхности напряженной мантии в пределах вдавленных и выдавленных блоков (см. рис. 14) связаны с изгибами блоков за счет активной архимедовой силы, то эффективную вязкость земной коры, полагая среду линейно-вязкой, найдем по формуле

$$\eta = \dot{\gamma} / \tau,$$

где $\dot{\gamma}$ – скорость сдвиговых деформаций; τ – касательные напряжения.

Время деформаций земной коры Средней Азии в условиях сжатия (как показано ниже) $10^{6 \div 7}$ лет, а перепад высот поверхности напряженной мантии в пределах блоков составляет 100–200 м/км (см. рис. 14). С учетом полученных в предыдущем параграфе значений σ_x вязкость земной коры в пределах блока оценивается равной $10^{23 \div 24}$ пз. На разрывных границах блоков градиенты глубин поверхности напряженной мантии на два-три порядка выше, нежели внутри блоков. Следовательно, и вязкость здесь будет на два-три порядка ниже, т.е. $10^{20 \div 21}$ пз, что в точности соответствует инструментальным определениям [Кучай и др., 1978].

Зонный характер орогенеза и унаследованность структурных форм

Если пренебречь напряжениями, обусловленными горизонтальными вариациями мощности земной коры, в условиях горизонтального сжатия в процессе орогенеза будет иметь место преимущественное наследование структурных форм [Кучай, 1975а]. Результатом такого развития следует ожидать прогрессивное увеличение контрастности структуры. Возникновение новых структурных форм не характерно.

Однако напряжения, обусловленные горизонтальными вариациями мощности земной коры ($\tilde{\sigma}_x$), существенно осложняют процесс формирования внутренней структуры зон орогенеза. В связи с тем что растягивающие напряжения $\tilde{\sigma}_x$ приурочены к зонам с утолщенной земной корой и они тем больше, чем больше мощность земной коры и чем выше градиент мощности ее, можно считать, что при достижении определенной мощности земной коры растягивающие напряжения $\tilde{\sigma}_x$ могут настолько возрасти, что по величине станут близкими к напряжениям фонового сжатия (но противоположенными им по знаку). Это приведет к уменьшению сжимающих напряжений и уменьшению скоростей поднятия хребтов. Вместе с тем сжимающие напряжения краевых частей поднятий и депрессий, как было показано во втором разделе данной главы, аномально высоки. В связи с этим утолщение земной коры на этих участках будет происходить быстрее и периферические части впадин будут вовлечены в поднятие, формируя предгорья.

Именно такой процесс и характерен для орогенов, развивающихся в обстановке горизонтального сжатия.

Следовательно, общей тенденцией развития зон горообразования в условиях сжатия является зонное (позтапное) вовлечение в поднятие периферических частей тектонических депрессий, увеличение мощности земной коры и уменьшение градиентов мощности земной коры. Этот процесс имеет тенденцию к общему вовлечению в поднятие всей зоны орогенной переработки земной коры.

В развитии Среднеазиатского орогена выделяются два этапа: 1) этап прогрессивного увеличения тектонических депрессий и их "трансгрессии" на окружающие поднятия и 2) этап интенсивного увеличения высоты и площади поднятий, последнее происходит путем вовлечения в поднятие периферических частей тектонических впадин [Турбин, 1964; Турбин и др., 1964]. Приведенные выше расчеты и рассуждения свидетельствуют о том, что для первого этапа развития Среднеазиатского орогена условия горизонтального сжатия исключены, структуры развивались в обстановке горизонтального растяжения. Это заключение в известной степени подтверждается излияниями базальтов в Тянь-Шане только в эоцене [Макаров, 1977].

Проблема унаследованного развития структур зон орогенеза достаточно сложна. Тем не менее ясно, что, если к началу эпохи орогенеза будут уничтожены неоднородности в мощностях земной коры, в рамках рассматриваемой модели наследование структурных форм в условиях сжатия не должно наблюдаться. Поэтому чрезвычайно важным является вопрос о скорости уничтожения горизонтальных вариаций мощности земной коры в результате денудационных процессов.

Зададимся гипотезой, согласно которой скорость денудации гор, при прочих равных условиях, пропорциональна их высоте:

$$\frac{dh}{dt} = -\beta h(t), \quad (\text{III.23})$$

где h — высота гор; t — время; β — коэффициент пропорциональности.

Проинтегрировав (III.23) и считая, что при $t = 0$ высота гор равна h_0 , имеем

$$\ln h(t) = \ln h_0 - \beta t, \quad (\text{III.24})$$

$$h(t) = h_0 \exp(-\beta t). \quad (\text{III.25})$$

Экспоненциальная зависимость уменьшения высоты гор в процессе эрозионно-денудационной деструкции находится в полном соответствии с экспериментальными материалами [Шукри Сакла, 1964].

По данным Ж. Корбеля [Corbel, 1959], максимальная величина общего понижения гор типа Гималаев или Кордильер за счет выноса обломочного материала составляет 0,5–1 мм/год. Эта величина, по-видимому, близка к максимально возможной, потому что на Памире и в Тянь-Шане голоценовый врез рек происходит со скоростью, не превышающей 1 мм/год (средний врез рек за голоцен — около 10 м). Поскольку скорость эрозионно-денудационной деструкции существенно ниже скорости эрозионного врезания, то 1 мм/год, принятый за скорость уменьшения высоты гор, при их высоте 4 км, можно считать максимальной цифрой. Тогда из формулы (III.23) определим коэффициент $\beta = 2 \cdot 10^{-7}$ год⁻¹. С учетом β горы высотой 4 км будут нивелированы до высоты 0,5 км за 10⁷ лет. Эту цифру мы получили, не учитывая изостатические процессы.

Отношение

$$h(t)/H(t) = K \quad (\text{III.26})$$

в Средней Азии имеет характерную величину около 0,1. В силу этого уменьшение высоты гор на Δh с учетом изостатических эффектов приводит к наблюдаемому уменьшению высоты гор на $0,1 \Delta h$. Тогда с учетом изостазии коэффициент $\beta = 2 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹ и время, необходимое для денудации гор высотой 4 км до высоты 0,5 км, увеличивается до 10⁸ лет. Известно, что наблюдаемое время денудации гор не превышает первых десятков миллионов лет. Следовательно, при активном действии изостатических сил горная система не может быть деструктурирована в такие короткие (миллионы лет) сроки.

Объяснение этого явления находится, возможно, в предположении Ю.А. Зорина [1972] о консервации корней гор в результате возрастания вязкости земной коры и верхней мантии на несколько порядков в эпохи тектонического покоя.

Понятно, что неоднородности земной коры, унаследованные от предыдущего этапа тектонической активизации, в значительной степени унаследованно будут развиваться в обстановке горизонтального сжатия¹.

В рамках сделанных предположений об условиях консервации неоднородностей земной коры логично считать, что чем больше время, разделяющее сопоставляемые структурные планы, тем меньше вероятность их наследования.

В Северном Тянь-Шане наиболее близкой по времени к новейшему орогенезу является эпоха герцинской тектонической активизации, поэто-

¹ См. (III.12).

му можно ожидать, что наиболее существенные новейшие поднятия и впадины скорее всего будут наследовать морфоструктуру самого конца герцинской эпохи складчатости. Это связано с тем, что морфоструктуры конца герцинской эпохи отражают самые последние вариации мощности земной коры в герцинскую фазу складчатости.

Рассматриваемый подход предполагает ведущую роль в формировании структурных форм горизонтальных сжимающих и растягивающих напряжений. Отсюда логично ожидать, что наиболее высокой степенью унаследованности должны обладать простирания структурных форм различных ступеней этажей.

Кроме того, каждое разрывное нарушение является зоной с пониженной прочностью, в то же время любое разрывное нарушение можно рассматривать и как несовершенство среды, вызывающее концентрацию напряжений вокруг себя. Поэтому пространственное наследование разрывных нарушений должно быть достаточно ясным, хотя характер смещений по ним в зависимости от особенностей поля напряжений может существенно меняться в различные геологические эпохи.

Зонный орогенез и сильные землетрясения

В рамках рассматриваемой модели логично ожидать в местах с наиболее высоким уровнем тектонических напряжений сильные землетрясения. Как было показано выше, такими местами являются относительно узкие полосы зонной орогенной переработки земной коры. При этом наиболее высокого уровня эти напряжения достигают на границах вдавленных и выдавленных блоков. Оценим значимость этой гипотезы количественно.

Из (III.2) и (III.3) при $T_0 = \text{const}$

$$|\text{grad } \tilde{T}_0| = |\text{grad}(\sigma_z/\rho_k g)| = |L\tau_{\text{max}}|, \quad (\text{III.27})$$

где τ_{max} — максимальные касательные напряжения; L — коэффициент пропорциональности.

Силу связи сильных землетрясений с полем $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ (рис. 15) оценим с помощью коэффициента связи качественных признаков Q [Юл, Кендалл, 1960]: $Q = 1$, если связь положительная, $Q = -1$ при строго отрицательной связи и $Q = 0$, если связь случайна.

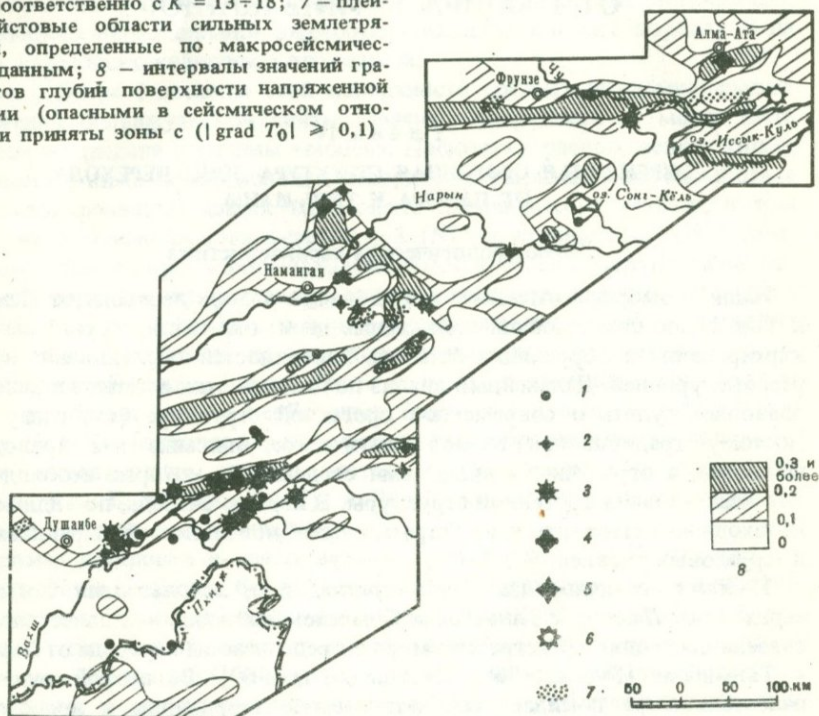
Сведения о сильных землетрясениях на рис. 15 взяты из работ И.Е. Губина [1960], К. Джанузаква [1964], сборника "Сейсмическое районирование СССР" [1968] и сборника "Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана" [1970], причем использованы только землетрясения, точность определения эпицентральных зон которых не ниже ± 10 км.

К зонам с высокими значениями $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ отнесем площади, на которых $|\text{grad } \tilde{T}_0| \geq 0,1$. Расчеты свидетельствуют о том, что сильные землетрясения Средней Азии имеют тесную положительную связь с областями высоких значений $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ ($Q = 0,8$) и тесную отрицательную связь с областями низких значений $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ ($Q = -0,8$) [Кучай, 1975б].

Таким образом, нами получен достаточно сильный мелкомасштабный критерий прогноза места сильных землетрясений. В то же время досто-

Рис. 15. Схема горизонтальных градиентов глубин поверхности напряженной мантии и сильных землетрясений Средней Азии, произошедших до 1974 г.

1-6 — эпицентры сильных землетрясений соответственно с $K = 13 \pm 18$; 7 — плейстоценовые области сильных землетрясений, определенные по макросейсмическим данным; 8 — интервалы значений градиентов глубин поверхности напряженной мантии (опасными в сейсмическом отношении приняты зоны с $|\text{grad } T_0| \geq 0,1$)



верность прогноза места землетрясений на основании $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ целиком определяется представительностью имеющегося материала — в первую очередь данными о глубинах поверхности Мохоровичича и данными о плотностных свойствах вещества земной коры и верхней мантии. Современное состояние науки пока что не позволяет настолько детализировать имеющуюся информацию, чтобы осуществить среднемасштабный и детальный прогноз места землетрясений на основании критерия $|\text{grad } \tilde{T}_0|$. Поэтому перед нами стоит задача попытаться внутри выделенных зон сейсмической опасности найти некоторые косвенные признаки, позволяющие перейти к среднемасштабному и детальному сейсмическому прогнозу по геологическим признакам. Для этого на двух полигонах (в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню и в Северном Тянь-Шане) детально рассмотрим особенности современной орогенной структуры, исследуем палеосейсмогеологические данные и отберем структурные признаки, ответственные за детальный прогноз места землетрясений.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ ПАМИРА К ТЯНЬ-ШАНЮ

Глава IV

СОВРЕМЕННАЯ ОРОГЕННАЯ СТРУКТУРА ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ ПАМИРА К ТЯНЬ-ШАНЮ

Геоморфологическая характеристика

Наши геоморфологические исследования в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню преследовали прикладные цели: они были поставлены для картирования и корреляции останцов поверхностей выравнивания и террасовых уровней. Дальнейший анализ положений этих останцов в рельефе позволяет судить о современной орогенной структуре (см. главу II). Поэтому традиционное геоморфологическое описание мы приводить не будем, а ограничимся лишь теми сведениями, которые необходимы для исследования орогенной структуры. В первую очередь, по-видимому, необходимо остановиться на "стратиграфии" поверхностей выравнивания и террасовых уровней.

1. *Схема геоморфологической стратиграфии, использованной в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню.* С началом кайнозоя — с палеогеном — связана последняя трансгрессия моря в пределы зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню [Губин, 1960; Методы . . ., 1960]. Во второй половине палеогена море покидает рассматриваемую территорию и происходит резкое возрастание темпов тектонических движений — начинается собственно орогенный этап развития.

Восстановление истории геологического развития современных орогенов основывается на анализе стадийности рельефа. Традиционно возраст различных ярусов рельефа Средней Азии определяется методом коррелятивных отложений. Применение этой методики в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню привело некоторых исследователей [Костенко, 1958; Лоскутов, 1968; Бабаев, 1969; Лысков, 1969; и др.] к представлению о том, что наиболее древний, верхний ярус рельефа имеет олигоцен-миоценовый возраст. Однако такое заключение основывается на достаточно умозрительных посылах, поскольку до сих пор не установлено сочленение верхнего яруса рельефа с коррелятивными олигоцен-миоценовыми отложениями.

Наиболее древняя в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню поверхность выравнивания занимает наиболее высокие водоразделы первого порядка. На западных окончаниях хребтов Каратегинского и Петра I останцы этой поверхности отсутствуют. В Каратегинском хребте они появляются только в районе перевала Калайдашт и прослеживаются далее на восток на высотах 3200—4000 м. В пределах хр. Петра I верхний ярус рельефа

занимает высоты более 3800 м и его останцы распространены восточнее меридиана пос. Ялдымич. Там, где останцы не расчленены эрозионными процессами, видно, что поверхность имеет пологоувалистый слабо-расчлененный рельеф.

В пределах Каратегинского и Гиссарского хребтов рассматриваемая поверхность выравнивания выработана на палеозойских породах и на слоях мезозойско-кайнозойского разреза.

В хр. Петра I останцы этой поверхности срезают нижнемиоценовые отложения больджуанской свиты. Значит, поверхность не могла быть образована раньше середины миоцена. Поскольку расположенная гипсометрически ниже более молодая поверхность выравнивания выработана на дислоцированных слоях мезозойско-кайнозойского разреза, в том числе на отложениях тавиль-даринской (N_3^1) и каранакской (N_2^1) свит, наиболее позднее время формирования самой древней поверхности выравнивания верхнего яруса рельефа следует ограничить серединой плиоцена [Кучай, 1977а]. В связи с тем что рассматриваемая наиболее древняя поверхность выработана на дислоцированных нижнемиоценовых слоях больджуанской свиты, она не могла быть сформирована сразу после ее (свиты) образования — необходимо было еще время на деформацию слоев. Поэтому наиболее вероятным временем образования самой поверхности выравнивания представляется начало—середина плиоцена. По мнению В.А. Бельского [1978], в Дарвазском хребте имеются данные даже о более молодом ее возрасте.

Прямая датировка возраста верхнего яруса рельефа в Каратегинском и Гиссарском хребтах в большинстве случаев затруднительна. Единственным местом, где вполне однозначно удастся показать более молодой, чем олигоцен-миоценовый, возраст рельефа верхнего яруса, является водораздел рек Камароу и Оби-Камароу. Здесь в новейшем рамповом грабене сохранились мезозойско-кайнозойские отложения, включающие и толщу неогеновых (точнее не определенных) конгломератов. Если допустить, что в рассматриваемом разрезе присутствуют только миоценовые осадки, то и в этом случае поверхность, срезающая неогеновые конгломераты, не могла образоваться раньше середины—конца миоцена. Учитывая же тот факт, что неогеновые слои здесь деформированы, то так же, как и в хр. Петра I, мы должны признать наиболее вероятным временем образования поверхности — начало—середина плиоцена.

Расположенная гипсометрически ниже более молодая поверхность выравнивания верхнего яруса рельефа, как уже отмечалось, в хр. Петра I выработана на отложениях каранакской свиты и поэтому не могла сформироваться раньше позднеплиоценового времени. Поскольку сама поверхность заведомо древнее илякских террас (Q_2 , по схеме Н.П. Костенко [1958]), она не могла образоваться позднее раннего плейстоцена. Кроме того, между рассматриваемой поверхностью и террасами илякского комплекса повсеместно прослеживаются останцы еще одной региональной террасы, обычно относимой к раннему плейстоцену. Тогда возраст "молодой" поверхности верхнего яруса рельефа логично определить как позднеплиоцен-раннеплейстоценовый ($N_2^1-Q_1^1$), а сама поверхность по времени образования коррелируется с осадками кулябского комп-

лекса в его современном объеме [Лоскутов и др., 1971]. Наиболее древний террасовый комплекс среднего яруса рельефа, скорее всего, образован в конце раннего плейстоцена (Q_1^2). Для него, быть может, разумно оставить название, первоначально предложенное Н.П. Костенко [1958] для древнечетвертичных террас, — вахшский комплекс.

Что касается более молодых, собственно плейстоценовых террас и связанных с ними отложений, то нами использована практически без изменений общепринятая в Таджикистане схема Н.П. Костенко [1958], согласно которой выделяются комплексы: илякский (среднечетвертичные террасы и отложения), душанбинский (позднечетвертичные террасы и отложения) и амударьинский (голоценовые террасы и отложения).

Повсеместно в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню в илякском комплексе террас выделяются две региональные террасы ($Q_2^1 il$ и $Q_3^2 il$), в душанбинском комплексе также имеются две террасы ($Q_3^1 dsh$ и $Q_3^2 dsh$).

Таким образом, при анализе современной орогенной структуры зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню использован следующий набор опорных поверхностей выравнивания и террас: среднеплиоценовая (N_2^2) и позднеплиоцен-древнечетвертичная ($N_2^3-Q_1^1$) поверхности и террасы вахшского ($Q_1^1 v$), илякского (древнеилякская Q_2^1 и позднеилякская Q_2^2), душанбинского (древне- и позднедушанбинские — Q_3^1 и Q_3^2) и амударьинского ($Q_4 a$) комплексов.

2. *Геоморфологические особенности зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню.* По особенностям рельефа и истории его развития в кайнозой в рассматриваемом районе выделяются три крупные геоморфологические провинции: провинция гор Южного Тянь-Шаня, провинция гор Памира и разделяющая их провинция межгорных впадин — Таджикская депрессия [Лоскутов, 1962].

Для хребтов Южно-Тяньшаньской провинции характерен островершинный рельеф с многочисленными каровыми ледниками и снежниками. Наиболее высоко поднятые части водоразделов представляют останцы среднеплиоценовой поверхности (правобережье р. Гориф, междуречье Ясман-Оби-Кабут, водораздел Каратегинского хребта, Гиссарский хребет). Они расположены на высотах 3000 м на западе района и 4800 м на востоке.

Гипсометрически ниже, отделяясь от среднеплиоценовой поверхности уступом высотой от 200 до 800 м, располагаются останцы позднеплиоцен-раннечетвертичной поверхности. Они приурочены, как правило, к водоразделам второго порядка, оконтуривая останцы среднеплиоценовой поверхности, которые занимают водоразделы первого порядка. И лишь на западе Каратегинского хребта останцы позднеплиоцен-раннечетвертичной поверхности занимают водоразделы первого порядка, что свидетельствует о более позднем вовлечении в поднятие западных частей Каратегинского хребта.

Гипсометрически еще ниже, также преимущественно на водоразделах второго порядка, располагаются останцы поверхностей вахшского комплекса, отделенные от позднеплиоцен-раннечетвертичной поверхности уступами высотой 200—600 м. Высотные отметки этих останцов постепенно повышаются с запада (1500 м) на восток (до 2200 м.).

Останцы позднеплиоцен-раннечетвертичной и раннечетвертичной (вахшской) поверхностей моделируют крылья крупных новейших под-

нятий. Во время формирования самих поверхностей в общих чертах уже были заложены в виде обширных впадин долины рек Сурхоб, Вахш, Кафирниган, Сорбог, Оби-Кабут и некоторых других.

Более молодой, нижний ярус рельефа (илякско-душанбинский) характеризуется интенсивным расчленением склонов тектонических поднятий — хребтов — глубокими речными долинами [Чедия, 1962; Лоскутов, 1962; Бабаев, 1969; Лысков, 1969].

Провинция Таджикской депрессии охватывает высокогорные и среднегорные районы, рельеф депрессии сформирован на относительно рыхлых мезозойско-кайнозойских отложениях.

Как и в Южном Тянь-Шане, верхний ярус рельефа сформирован в среднем плиоцене, средний ярус — в позднем плиоцене—раннем плейстоцене и нижний ярус — в среднеплейстоцен-голоценовое время.

Останцы среднеплиоценовой поверхности выравнивания в Таджикской депрессии распространены лишь в пределах хр. Петра I. Поверхности выравнивания среднего яруса имеют значительно более широкое развитие. В восточной части хр. Петра I они занимают водоразделы второго порядка, однако на западном окончании этого хребта и далее в хребтах Вахшском и Сурхку позднеплиоцен-раннечетвертичная поверхность занимает водоразделы первого порядка, а в Тианском хребте на водораздел выходит и вахшская поверхность. Так же как и в Южном Тянь-Шане, абсолютные высотные отметки позднеплиоцен-раннечетвертичной поверхности постепенно возрастают с запада на восток от 2300 м в хр. Сурхку до 3300—4000 м в хр. Петра I.

Пространственные соотношения поверхностей выравнивания среднего и верхнего ярусов рельефа свидетельствуют о том, что во время формирования среднего яруса рельефа в Таджикской депрессии существовали долины таких крупных рек, как Погамно-Дара, Саузы-Харв, Фаркикуш и Сарыоб.

В пределах рассматриваемой части Северного Памира останцы среднеплиоценовой поверхности выравнивания отсутствуют. Позднеплиоцен-раннечетвертичная поверхность выравнивания занимает водораздельные пространства рек Оби-Хумбоу и Сарыоб, а вахшская поверхность моделирует склоны самого хребта. Врез, разделяющий эти поверхности, равен 200—400 м.

Нижний ярус рельефа связан с формированием гидросети в ее современном виде — террасы илякского и душанбинского комплексов моделируют борта практически всех современных долин.

Современная орогенная структура¹

Наиболее полная схема тектонического районирования альпийской структуры зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню принадлежит И.Е. Губину [1960], выделяющему Южно-Тяньшаньский и Памиро-Кульнуньский мобильные пояса, разделенные Вахшским надвигом.

¹ При чтении этого параграфа необходимо пользоваться рис. 16 и 17. На первом из них изображено расположение тектонических зон и подзон, а на втором — структурные формы. В тексте главы арабскими цифрами в круглых скобках обозначены номера блоков, а римскими — номера разломов на рис. 17.

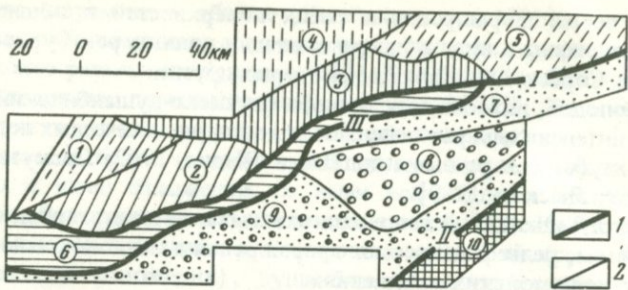


Рис. 16. Схема тектонического районирования современной орогенной структуры зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню

I — зоны разломов первого порядка (I — Гиссаро-Кокшаальский, II — Дарваз-Каракульский, III — Иляк-Вахшский); 2 — разрывные границы тектонических зон (разломы второго и третьего порядков)

Цифры в кружках: 1–5 — Южно-Тяньшаньская тектоническая зона — подзоны: 1 — Иосская, 2 — Каратегинская, 3 — Кабут-Крымская, 4 — Дубурсинская, 5 — Джиргатальская; 6 — Передовая зона Южного Тянь-Шаня; 7–9 — тектоническая зона Таджикской депрессии — подзоны: 7 — Сурхобская, 8 — Петровская, 9 — Вахшская; 10 — Северо-Памирская тектоническая зона, Дарвазская подзона

В Южно-Тяньшаньском мобильном поясе выделяются собственно Южно-Тяньшаньское поднятие (сложенное преимущественно палеозойскими породами Гиссаро-Алайской геосинклинали и юрскими и мел-палеогеновыми отложениями Южно-Тяньшаньской эпигерцинской платформы) и расположенная южнее относительно опущенная Передовая зона Южного Тянь-Шаня (здесь относительно маломощные — около 2 км — мезозойско-кайнозойские осадки залегают на сложнодислоцированных породах палеозойского фундамента).

Памиро-Кунылуьский мобильный пояс подразделяется на высокоподнятую Внутреннюю зону Памиро-Кунылуя, построенную в своей северной рассматриваемой нами части сложнодислоцированными палеозойскими породами, и Внешнюю, менее поднятую зону Памиро-Кунылуя, в пределах которой широчайшее развитие получили мезозойские и палеоген-неогеновые сложнодислоцированные отложения большой мощности (10 км и более).

Границами между перечисленными тектоническими зонами являются крупные разрывные нарушения (рис. 16): между поднятием Южного Тянь-Шаня и Передовой зоной Южного Тянь-Шаня проходит система Гиссаро-Кокшаальских разломов, между Передовой зоной Южного Тянь-Шаня и Внешней зоной Памиро-Кунылуя — Иляк-Вахшская система надвигов и, наконец, Внешняя и Внутренняя зоны Памиро-Кунылуя разделены Дарваз-Каракульской системой разломов (Каракульская, Каракульско-Момукская система разломов И.Е. Губина).

Вся зона перехода от Памира к Тянь-Шаню в четвертичное время была вовлечена в поднятие. Однако тектонический режим и особенности орогенной структуры различных частей зоны перехода различны, что позволяет по принципам установления квазиоднородных зон и районирования современной орогенной структуры (см. главу II) выделить

здесь четыре зоны: поднятие Южного Тянь-Шаня, Передовую зону Южного Тянь-Шаня, Таджикскую депрессию (Внешняя зона Памиро-Куньлуня, по И.Е. Губину) и Северный Памир (Внешняя зона Памиро-Куньлуня, по И.Е. Губину) (рис. 17, вкл., см. рис. 16).

Южный Тянь-Шань и Памир являются областями четвертичного горообразования на месте новейших (палеоген-неогеновых) поднятий. Таджикская депрессия охватывает участки четвертичного горообразования на месте интенсивного прогибания и осадконакопления в палеогене и неогене. Передовая зона Южного Тянь-Шаня представляет собой вдавленный блок, отстающий по темпам поднятия от перечисленных выше тектонических зон.

1. Южно-Тяньшаньская зона. На крайнем западе рассматриваемого района в пределах Южно-Тяньшаньского поднятия располагается И о с с к а я п о д з о н а. Ее юго-восточной границей является Кафирниганский разлом (IV), а северной — Сорбоский (V). Для структурных форм этой подзоны характерно простираие с северо-запада на юго-восток и достаточно значительные высоты опорной древнеплейстоценовой поверхности (3000—3200 м). Здесь выделяются три крупных блока, вовлеченных в поднятие в позднеплиоцен-раннечетвертичное время. Джуриязский блок (1) практически совпадает с Джуриязскими блоками И.Е. Губина [1960], Сорбоский блок (2) пространственно охватывает лишь часть одноименного блока И.Е. Губина и является, по существу, северо-западной частью Дашти-Рабатского блока А.М. Бабаева [1969, 1975].

К а р а т е г и н с к а я п о д з о н а сменяет Иосскую на юго-востоке и контактирует с ней по Кафирниганскому разлому (IV). На севере подзона ограничена Сорбоским разломом, а на юге и юго-востоке — Гиссаро-Кокшаальской зоной разрывных нарушений (1). Простираие Каратегинской подзоны — северо-восточнее, а преобладающее простираие входящих в нее блоков — северо-западное. Высотные отметки опорной поверхности не превышают 2800—3000 м. Вовлечение в поднятие структурных форм произошло преимущественно в раннем плейстоцене, и только отдельные, наиболее поднятые части блоков были отражены в рельефе уже в позднеплиоцен-раннечетвертичное время.

К а б у т - К р ы м с к а я п о д з о н а располагается севернее и восточнее Иосской и Каратегинской подзон. Ее структурные формы образуют своеобразную ступень между высокоподнятой Дубурсинской подзоной на севере и опущенной Передовой зоной Южного Тянь-Шаня на юге. В строении Кабут-Крымской подзоны принимают участие восемь крупных блоков, отраженных в рельефе с позднеплиоцен-раннечетвертичного времени: Сорбухский (5), Гыжматский (15), Камароуский (19), Казноцкий (22), Гармский (20), Дашти-Хирсанский (21), Джафрский (37), Чусальский (38). Камароуский, Гыжматский и Джафрский блоки представляют собой грабены, а остальные — горсты. В Гармском блоке (20), судя по деформациям среднеплиоценовой поверхности выравнивания, имеют место не только блоковые перемещения, но и антиклинальные изгибы. Границы Кабут-Крымской подзоны проходят на юге: в западной части по Сорбоскому разлому, а в восточной части по Гиссаро-Кок-

шаальскому разлому, на севере подзона ограничена Камароуским разломом (VII).

Дубурсинская подзона располагается севернее Камароуского разлома (VII) и пространственно совпадает с Дубурсинским блоком И.Е. Губина [1960]. В ее пределах выделяются два крупных поднятия, простирающиеся по азимуту 50° и отраженные в рельефе с позднеплиоцен-раннечетвертичного времени: Дубурсинский (18) и Горифский (17) блоки. Опорная поверхность в пределах блоков находится на высотах 3800–4000 м. Разлом, разделяющий Горифское и Дубурсинское поднятия, активно функционировал в течение всего плейстоцена, что зафиксировано не только смещениями опорной поверхности на 500–600 м — по нему на 150–200 м взброшена и позднеплиоценская поверхность Q_2^2 .

Джиргатальская подзона находится на востоке рассматриваемой части Южного Тянь-Шаня. Ее западная граница проходит по разлому третьего порядка в долине р. Ясман, на юге — по Гиссаро-Кокшаальскому разлому, а на севере уходит за пределы полигона. Простирание ее структурных форм — восток-северо-восточнее, опорная поверхность находится на высотах 3000–3400 м. Пространственно подзона совпадает с Джиргатальскими блоками И.Е. Губина [1960]. В нее входят восемь блоков, получивших отражение в рельефе, начиная с позднеплиоцен-раннечетвертичного времени: Оби-Кабутский (35), Хаитский (56), Тутекский (36), Джиргатальский (39) и Шильбилийский (52) горсты (горст-антиклинали) и Назарайлокский (32), Туратольский (34) и Назаракский (33) грабены. Амплитуды вертикальных смещений по разломам, ограничивающим грабены, достигают 600–700 м.

2. *Передовая зона Южного Тянь-Шаня.* В орогенной структуре Передовая зона представляет собой рамповый грабен, в пределах которого опорная поверхность занимает наиболее низкое в районе высотное положение (800–1800 м). Южная часть грабена погребена под аллохтоном Вахшского надвига. Внутренняя структура Передовой зоны представляется в виде цепочки из пяти блоков: Файзабадского (7), Калайдаштского (9), Комсомолабадского (14), Оби-Лырджского (23), Сурхобского (31) и Мандапульского (57). Относительное отставание в темпах движения структурных форм Передовой зоны привело к тому, что в виде поднятий (и то лишь со среднего плейстоцена) были отражены лишь ее незначительные части. Исключение составляет Мандапульский блок (57), фиксируемый как отраженный в рельефе горст уже в раннечетвертичное время.

3. *Зона Таджикской депрессии.* На рассматриваемой части депрессии выделяются три тектонические подзоны: Сурхобская, Петровская и Вахшская.

Сурхобская подзона ограничена на севере Вахшским (IX), а на юге Петровским (X) разломами. В структурном отношении она представляет собой северную часть Таджикской депрессии, надвинутую по Вахшскому надвику на Передовую зону Южного Тянь-Шаня. Современная орогенная структура Сурхобской зоны в значительной степени обусловлена торошением аллохтона Вахшского надвига в процессе его движения с юга на север. Для подзоны характерна самая плотная в районе сетка активных современных разломов и относительно невы-

сокое (2200—3000 м) положение опорной поверхности. Структурные формы подзоны в поднятие вовлечены преимущественно в илякское время.

На крайнем севере подзоны в непосредственной близости от сместителя Вахшского надвига располагается цепочка относительно приподнятых частей аллохтона. Эти участки фиксируются останцами вахшской и раннеилякской поверхностей среди позднеилякских террас. Вахшская и раннеилякская поверхности здесь полого (до 3—5°) наклонены не в сторону Сурхоба, а на юг, в сторону хр. Петра I, погружаясь под более молодые позднеилякские и душанбинские осадки. Тектоническая природа этих наклонов очевидна.

На юге Сурхобской подзоны вблизи Петровского разлома (X) протянулась цепочка наиболее высоко поднятых блоков широтного простирания. Это — Руноуский (30), Кульский (41), Тупчакский (43), Сасык-Булакский (54) и Казахский (55) блоки. Они, как правило, разделены относительно опущенными ступенями, из которых только в Джиландинском блоке (53) достоверно устанавливается синклинальное изгибание опорной поверхности. Опорная поверхность от блока к блоку постепенно поднимается от 3000 м на западе до 3600—3800 м на востоке.

Амплитуды смещений по разломам Сурхобской подзоны различны для поверхностей разного возраста. Они максимальны (до 600—800 м) для вахшской поверхности, существенно меньше (100—150 м) для раннеилякской поверхности.

Границами Петровской подзоны являются Петровский и Хингоуский разломы. Для подзоны характерны крупные и очень высоко поднятые блоки (опорная поверхность в них находится на высотах около 4000 м), вовлеченные в поднятие в позднеплиоцен-раннечетвертичное время. Наиболее значительными из них являются Яфучская (29), Каудальская (42), Фаркикушская (45), Чильдаринская (46) и Саятская (47) горст-антиклинали и Погамноусский (44) грабен. В Яфучском блоке достоверно обнаруживается антиклинальный изгиб опорной поверхности под углом 2—3°. В Погамноусском грабене опорная поверхность относительно прилегающих Каудальского и Чильдаринского блоков опущена на 500—600 м. Активные смещения по разломам, ограничивающим Погамноуский грабен, продолжались по крайней мере до позднего плейстоцена, что фиксируется смещениями на только вахшской поверхности, но и илякских террас.

Вахшская подзона занимает южную и юго-восточную части территории исследований. На севере она ограничена Илякским и Вахшским разломами, а на юге — Дарваз-Каракульским разломом первого порядка. Структурные формы этой подзоны получили отражение в рельефе несколько позже структур Петровской подзоны, но раньше структур Сурхобской подзоны. Определенные отличия имеются и в структурных особенностях, в частности, по плотности разрывных нарушений Вахшская подзона занимает промежуточное положение между Петровской и Сурхобской.

На западе северная часть Вахшской подзоны по Илякскому (III) и Вахшскому (IX) разломам надвинута на Передовую зону Южного Тянь

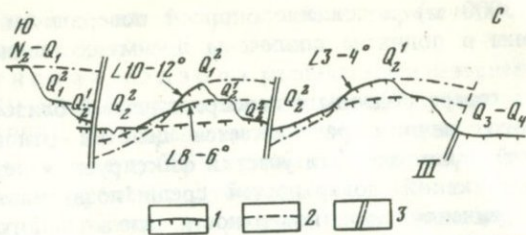


Рис. 18. Тектонические деформации плейстоценовых террас в долине р. Сурх-Дара (полевая зарисовка)

1 — положение террас: 1 — наблюдаемое, 2 — экстраполированное; 3 — разрывные нарушения, активные в плейстоцене; III — Илякский разлом (см. рис. 17)

Шаня. Амплитуда этого надвигания существенно меньше, чем в Сурхобской подзоне, и не превышает 1–2 км. В полосе надвигания Вахшской подзоны, на Передовую зону кулисно с запада на восток подставляют друг друга следующие блоки: Тианский (8), Сурхку (10), Вионский (13). В пределах этих блоков опорная поверхность постепенно повышается с запада на восток — от 1800–2000 м в Тианском до 2800–3000 м в Вионском блоках.

В процессе надвигания Вахшской подзоны на Передовую зону Южного Тянь-Шаня в непосредственной близости от Вахшского и Илякского надвигов в перечисленных блоках были сформированы своеобразные ступенчатые предгорья. Особенно хорошо они представлены в блоке Сурхку, где разломы третьего порядка выкраивают три тектонические ступени, постепенно повышающиеся с севера на юг. Кроме смещений по разломам, разделяющим эти ступени, здесь хорошо видны и пликативные деформации террасовых уровней (рис. 18). При этом необходимо отметить преимущественные наклоны террас на юго-восток (в сторону хребта, а не реки) и их погружения под более молодые отложения. Так, в непосредственной близости от Илякского разлома раннеилякская поверхность наклонена на юг под углом 2–4°, погружаясь под позднеилякские (Q_2^2) отложения. В блоке, расположенном южнее, эта поверхность появляется во взброшенном на 80–100 м южном крыле разлома.

К югу от блока Сурхку располагаются Гашионский (11) и Ионахский (12) грабены. Восточнее, вблизи Хингоуского разлома, выделяется система горстов — Санги-Сабзский (24), Бохмалонский (27), Кольпакский (28), Тавиль-Даринский (49) — и грабенов — Джаучинский (26), Нурачинский (25), Арганкульский (48) и Сарыобский (50). Активные тектонические смещения в пределах перечисленных блоков имели место в течение всего плейстоцена и голоцена. Например, в Арганкульском блоке опорная поверхность по отношению к прилегающим структурам опущена: на севере на 1900–1400 м, а на юге на 200–400 м. Вблизи моста через р. Обихингоу около кишлака Мионаду в зоне разлома, ограничивающего Арганкульский грабен, душанбинские аллювиальные отложения, залегающие на меловых породах, наклонены на юг под углом 2–3° и погружаются под голоценовые (амударьинские) пролювиальные осадки. Примерно в 500–700 м юго-восточнее моста душанбинские отложения вновь появляются уже во взброшенном южном крыле разлома.

4. *Северо-Памирская зона.* Северо-Памирская тектоническая зона в рассматриваемом районе представлена только Дарвазским блоком (51). На северо-западе он ограничен Дарваз-Каракульским разломом, а южная граница находится за пределами территории исследований. Опорная поверхность в Дарвазском блоке поднята на высоты 3200–3600 м.

Главнейшие разрывные нарушения

В пределах рассматриваемой части зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню выделяются три зоны разломов первого порядка и восемь разломов второго порядка. К зонам разломов первого порядка относятся Гиссаро-Кокшаальская, Дарваз-Каракульская и Иляк-Вахшская (см. рис. 16).

Гиссаро-Кокшаальский разлом ограничивает крупное Южно-Тяньшаньское поднятие, имеющее протяженность на много сотен километров и ширину до 150 км. На основании этого можно предположить, что названный разлом имеет глубинное заложение и сопряжен с крутыми разрывами глубинных частей земной коры [Губин, 1960]. Тектонические смещения в зоне Гиссаро-Кокшаальского разлома были достаточно активны и в плейстоцене.

На западе, в районе пос. Файзабад, в северном крыле разлома на 150–200 м взброшена вахшская и на 80–100 м раннеилякская поверхности. Восточнее, в верховьях р. Иляк, амплитуда вертикального смещения опорной поверхности увеличивается до 600–700 м. Еще восточнее, вплоть до пос. Хаит, в северном крыле разлома опорная поверхность взброшена на 400–500 м. К востоку от Хаита Передовая зона Южного Тянь-Шаня полностью перекрыта аллохтоном Вахшского надвига. Опорная поверхность в Сурхобской подзоне находится на 500–700 м выше относительно своего положения в северном крыле Гиссаро-Кокшаальского разлома.

Сместитель Гиссаро-Кокшаальского разлома изучен в разных местах зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню. Так, восточнее курорта Оби-Гарм разрыв, принадлежащий зоне Гиссаро-Кокшаальских разломов, описан Р.Б. Баратовым и С.А. Захаровым [1956], зоны дробления и следы вертикальных смещений коренных палеозойских пород по правобережью верхнего Вахша отмечает И.Е. Губин [1960], а в окрестностях Новабада Гиссаро-Кокшаальскому разлому соответствует Наудинский разрыв [Губин, 1960].

Дарваз-Каракульский разлом (II), как свидетельствует И.Е. Губин [1960], состоит из цепочки сопряженных нарушений, отделяющих поднятия Внутренней зоны Памиро-Кунылуя от Внешней зоны. У земной поверхности нарушения выявлены преимущественно по контакту палеозойских пород первой структуры с мезозойскими и третичными осадками второй структуры.

Вертикальные смещения по Дарваз-Каракульскому разлому в плейстоцене невелики: опорная поверхность в его южном крыле взброшена не более чем на 100–150 м, и только в долине р. Сарыоб амплитуды вертикальных смещений увеличиваются до 400 м. В этой же части разлома дислоцирован и раннеилякский уровень, взброшенный на 40–50 м.

В долине р. Сарьоб и южнее, в долине р. Возгина, в зоне Дарваз-Каракульского разлома отмечаются левосдвиговые смещения плейстоценовых отложений и форм рельефа [Захаров, 1969; Никонов, 1975; Кучай, Трифионов, 1977]. В целом в плейстоцене в меридиональной части Дарваз-Каракульский разлом развивался как левый сдвиг, переходящий на северо-востоке в почти широтный надвиг [Кучай, Трифионов, 1977]. По данным изучения механизмов очагов землетрясений, рассмотренный выше характер смещений в зоне Дарваз-Каракульского разлома обусловлен движением Памира в настоящее время по азимуту 328° (Кучай В.К., Кучай О.А., 1976а, б).

Иляк-Вахшская зона разломов состоит из двух кулисно подставляющих друг друга разломов — Илякского и Вахшского, ограничивающих с юга Передовую зону Южного Тянь-Шаня.

Илякский разлом (III) прослеживается по подножию хребтов Тианский и Сурхку и представляет собой козырьковый надвиг [Беккер и др., 1974], по которому опорная поверхность взброшена в южном крыле на 800–1000 м, раннеилякская — на 200 м, а позднеилякская — на 100–150 м. Активные смещения по разлому продолжались и в голоцене, что хорошо фиксируется в верховье р. Иляк вблизи кишлаков Ауды, Кулябион, Шораджау. Здесь познедушанбинские (Q_3^2) отложения наклонены от р. Иляк на юг, в сторону хр. Сурхку под углом $1-2^\circ$ и в непосредственной близости от Илякского разлома скрываются под пролювиальными амударьинскими валуно-галечниками. Вновь душанбинские осадки и террасы появляются во взброшенном южном крыле разлома.

Вахшский разлом (IX) подставляет Илякский на востоке и прослеживается сначала по подножию Вахшского хребта, а восточнее р. Обихинго — по подножию хр. Петра I. На всем протяжении в рельефе разлом отражен цепочкой треугольников-фасетов.

По представлениям И.Е. Губина [1960], Вахшский разлом является грандиозным надвигом, отделяющим Внешнюю зону Памиро-Куьнлуна от Южного Тянь-Шаня. В настоящее время имеются достоверные сведения о надвиговых смещениях по Вахшскому разлому в плейстоцене восточнее слияния рек Обихинго и Сурхоб, где амплитуда вертикальных смещений опорной поверхности не превосходит 400–500 м. Западнее слияния названных рек древнечетвертичная поверхность в южном крыле относительно северного взброшена на 800–1000 м. Сместитель Вахшского надвига падает на юг под углом $37-40^\circ$, и его положение зафиксировано буровой скважиной (рис. 19), которая, пройдя 20 м четвертичного аллювия, 123 м нижнемеловых красноцветных песчаников и глинистых сланцев, вновь вошла в четвертичные аллювиальные осадки. Практически такое же положение сместителя Вахшского надвига определяется, по данным геодезических наблюдений, над современными движениями в зоне разлома [Кучай и др., 1978]. Активные смещения по зоне Вахшского надвига в позднем плейстоцене и голоцене отмечаются во многих других местах (например, вблизи кишлаков Лобиджар, Нимичи и др.).

Описание разломов второго порядка проведем сначала для Южного Тянь-Шаня, а затем для Таджикской депрессии.

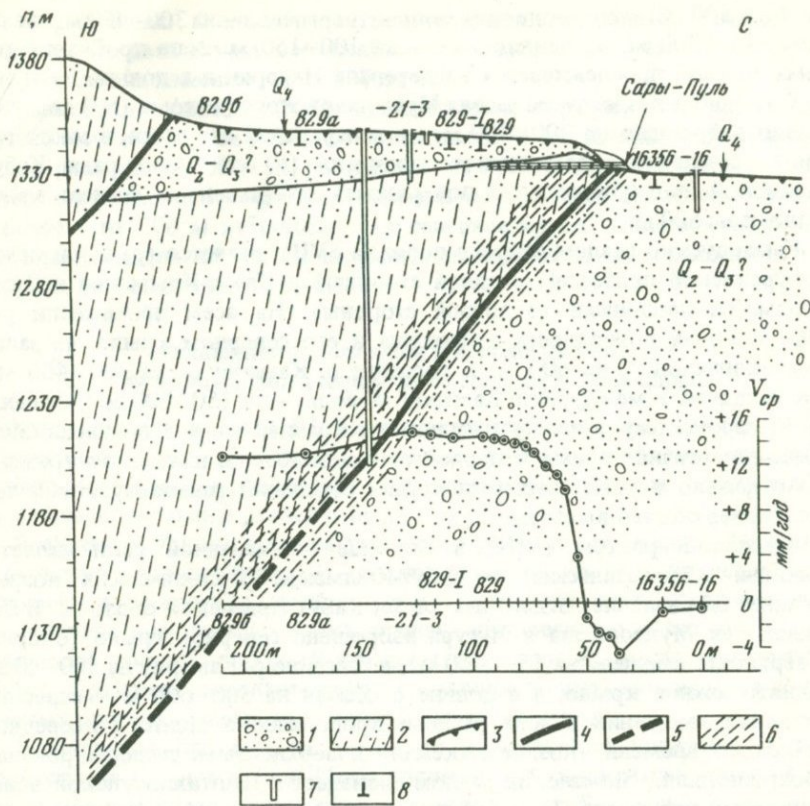


Рис. 19. Геологический разрез фронтальной части Вахшского надвига [Кучай и др., 1978]

1 — аллювиальные валуново-галечники илякского и душанбинского комплексов осадков р. Сурхоб; 2 — меловые породы; 3 — поверхность эрозивной голоценовой террасы; 4, 5 — сместитель геологического разлома: 4 — установленный, 5 — предполагаемый; 6 — зона квазивязкого течения горных масс в активной части надвига; 7 — скважины разведочного бурения; 8 — геодезические реперы

V_{cp} — график вертикальных скоростей современных движений в зоне надвига

Кафирниганский разлом (IV) простирается по азимуту 50° и проходит по верховьям рек Кафирниган и Ромит. Амплитуды вертикального смещения по нему равны: для вахшской поверхности — 200–400 м, для раннеилякской — 180–300 м и для позднеилякской — не более 50–60 м. Геологическими методами разлом прослежен только юго-западнее кишлака Ромит А.М. Бабаевым [1969, 1975]. Геоморфологическими методами он установлен Н.И. Чигаревым [1970]. Как крупный линеймент разлом дешифруется на космических снимках [Макаров и др., 1974].

Через перевалы Ушрута на западе и Ингорак на востоке и далее по долине Джавони проходит Сорбоский разлом (V), по которому смещены все поверхности и террасовые уровни древнее позднеилякских. В юго-западном крыле разлома среднеплиоценовая поверхность взброшена

на 400–500 м, позднеплиоцен-раннечетвертичная — на 300–400 м, вахшская — на 200 м, раннеилякская — на 100–150 м. Зона дробления разлома хорошо прослеживается на перевале Ингорак и в долине Джавони.

В западной и восточной частях Муджихарвского разлома (VI) северное крыло взброшено на 200–400 м, а в центральной его части, в месте торцового контакта Каратегинского поднятия (6) со структурами Кабут-Крымской подзоны, опорная поверхность взброшена в южном крыле разлома на 500 м.

Камароуский разлом второго порядка (VII) является границей между Дубурсинской подзоной (с одной стороны) и Кабут-Крымской и Джиргатальской подзонами (с другой стороны). На всем протяжении разлома опорная поверхность взброшена в его северном крыле: на западном окончании — на 600 м, в бассейне р. Камароу — на 300–400 м и еще западнее, в междуречье Камароу–Ясман, — на 150–200 м. Смещения по Камароускому разлому начались по крайней мере в позднеплиоцен-раннечетвертичное время и продолжались вплоть до илякского времени, что отражено в различных амплитудах смещений разновозрастных террас и поверхностей выравнивания.

Ясманский разлом (VIII) в бассейне одноименной реки является границей Джиргатальской и Кабут-Крымской тектонических подзон, западнее он разделяет отдельные блоки Кабут-Крымской подзоны. В бассейнах рек Муджихарва и Лутура взброшено северное крыло (опорная поверхность смещена на 150–200 м), в бассейне р. Камароу на 500–600 м поднято южное крыло, а в долине р. Ясман на 500–600 м — северное. Активные смещения в зоне разлома продолжались вплоть до середины илякского времени (позднеилякская поверхность не деформирована). Пространственно Ясманский разлом совпадает с Даштихирсунской зоной разрывных нарушений И.Е. Губина в долине р. Ясман, а в долине р. Камароу — с разломом, ограничивающим в альпийской структуре Камароуский грабен с юга [Губин, 1960].

Петровский разлом (X) прекрасно дешифрируется на космических снимках *ERTS* и по смещениям поверхностей выравнивания и геоморфологических террасовых уровней четко прослеживается на всем своем протяжении. Геологическими методами разлом установлен только в своей западной части, в районе перевала Камчирак и кишлака Дамоу, а к востоку от кишлака Дамоу диагностика его затруднительна потому, что в этих местах смещения по разлому осуществлялись по плоскостям напластований в стоящих на головах мел-палеогеновых толщах. Амплитуда смещений опорной поверхности в зоне Петровского разлома изменяется от 400 до 1000 м.

Хингоуский разлом (XI) отделяет Петровскую тектоническую подзону от Вахшской и проходит по долине р. Обихингоу. В процессе геологических съемок он был установлен восточнее кишлака Тавиль-Дара. Западнее Тавиль-Дары на участке северо-западного простираения разлом определяется по смещениям поверхностей выравнивания и террасовых уровней и дешифрируется на космических снимках как один из крупнейших в Средней Азии линейных элементов [Макаров и др., 1974]. В последнее время В.Г. Трифоновым (устное сообщение) здесь же была установлена

серия молодых (голоценовых и позднелайстоценовых) разрывных нарушений. Амплитуды вертикальных смещений опорной поверхности в зоне разлома изменяются от 200 до 600 м.

Сарыобский разлом (XII) протягивается параллельно Дарваз-Каракульскому в 3—5 км севернее последнего. В восточной части Сарыобского разлома на 400 м взброшено южное крыло, однако к западу амплитуды вертикальных смещений опорной поверхности постепенно уменьшаются и на 200 м взброшено уже северное крыло. Повсеместно в зоне разлома смещена не только вахшская поверхность, но и раннеилакская терраса, взброшенная на 50—60 м.

Особенности эволюции вдавленных блоков на примере зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню

Как показано в главе III, Таджикская депрессия представляет собой вдавленный блок. Насколько известно автору, проблемы эволюции вдавленного блока в литературе практически не освещены. Этому вопросу и посвящен данный раздел работы.

Вдавленные блоки в своем развитии проходят две стадии: 1) стадию собственно вдавливания и 2) стадию инверсии, когда в процессе сплющивания и торошения земной коры архимедова сила, распределенная по подошве вдавленного блока, превосходит реакцию связи или предел прочности горных пород. В процессе инверсии на месте вдавленного блока образуется поднятие-хребет, сложенное толщей молодых (в современных орогенах мезозойско-кайнозойских) осадков.

Вдавленным блоком, находящимся в состоянии инверсии, в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню является Таджикская депрессия. Здесь в мезозое в кайнозое накопились мощные (около 8—10 км) толщи осадков (рис. 20). В плиоцене в процессе вдавливания Таджикской депрессии была сформирована крупная структура типа рампового грабена, ограниченного Дарваз-Каракульским и Петровским разломами. Передовая зона Южного Тянь-Шаня представляла собой периферический менее вдавленный блок. Слои мезозойско-кайнозойских толщ были смяты в складки, но надвигания по Вахшскому надвигу в то время не происходило. По мере вдавливания блоков Таджикской депрессии и все большего сплющивания земной коры за счет горизонтального сжатия архимедова сила, приложенная к подошве земной коры, монотонно возрастала, и в начале плейстоцена реакция связи на границах вдавленных блоков Таджикской депрессии оказалась недостаточной для удержания блоков во вдавленном состоянии. Наступил период инверсионного поднятия. Инверсия вдавленных блоков Таджикской депрессии в условиях горизонтального сжатия сопровождалась срывом толщ мезозойско-кайнозойских осадков по подстилающим юрским гипсам и соли и надвиганием северной фронтальной части Таджикской депрессии на Передовую зону Южного Тянь-Шаня (см. рис. 20). Амплитуда надвига составляет около 10 км.

Перечисленные особенности сформировали своеобразную структуру зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню (см. рис. 20): глубинные границы

блоков земной коры вертикальны, в то время как на поверхности Земли контакт между структурами Таджикской депрессии и Передовой зоны Южного Тянь-Шаня проходит по Вахшскому наддвигу. В процессе инверсионного поднятия Таджикской депрессии ее северное ограничение (Петровский разлом) для мезозойско-кайнозойских отложений, надвигающихся на Передовую зону Южного Тянь-Шаня, служит своеобразным "резакком". В силу этого мел-кайнозойские осадки Таджикской депрессии по мере их "перехлестывания" через Петровский разлом разбиваются на отдельные блоки (см. рис. 20).

Вместе со сплющиванием земной коры и торошением блоков в условиях горизонтального сжатия происходит и хрупкое разрушение объемов земной коры, сопровождаемое землетрясениями. Следы сильных землетрясений прошлого — палеосейсмодислокации — позволяют прочесть сейсмическую летопись конкретного региона. Этим вопросам посвящена следующая глава.

Глава V

ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ ПАМИРА К ТЯНЬ-ШАНЮ

В соответствии с положениями, изложенными в главе II, рассмотрим не столько отдельные палеосейсмодислокации, сколько их природные ассоциации (парагенезис палеосейсмодислокаций), пространственное группирование которых образует зоны палеосейсмодислокаций. Объединение самих палеосейсмодислокаций в зоны осуществим методом "ближайшего соседа" при условии, что расстояние между ближайшими палеосейсмодислокациями, относимыми к одной зоне, не превосходит 3—4 км.

Так же как и при рассмотрении структурных форм, описание зон палеосейсмодислокаций приведем по тектоническим зонам отдельно. В том случае, когда зона палеосейсмодислокаций охватывает части различных тектонических зон, описание палеосейсмодислокаций отнесем к той тектонической зоне, в которой расположена основная их часть.

Палеосейсмодислокации Южного Тянь-Шаня

Расположение отдельных палеосейсмодислокаций и зон палеосейсмодислокаций, упомянутых в главе, показано на рис. 21 (вкл.). На крайнем севере рассматриваемой территории, в верховьях р. Ярхыч, расположены два крупных обвала, сформированных в коренных устойчивых гранитоидах, мигматитах и известняках на склонах крутизной 25—30°. Оба обвала по своим характеристикам близки, поэтому рассмотрим только один из них, расположенный на правом берегу р. Ярхыч в 4 км ниже слияния образующих ее притоков.

Тело обвала, длиной около 2 км и шириной в среднем 300 м, занимает днище безымянного сая. Поверхность обвала — увалисто-бугристая,

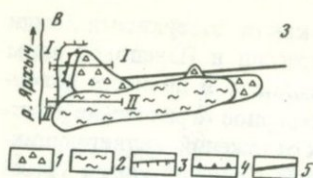


Рис. 22

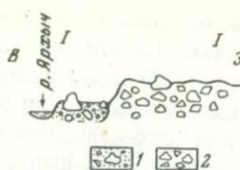


Рис. 23

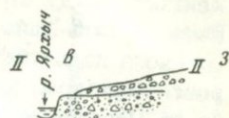


Рис. 24

Рис. 22. Сейсмогравитационный обвал в верховьях р. Ярчич (план)
 1 — раннеголоценовый обвал; 2 — позднеголоценовый оползень; 3 — уступ позднеголоценовой террасы; 4 — уступ раннеголоценовой террасы; 5 — разлом. Профили: I—I — см. рис. 23; II—II — см. рис. 24

Рис. 23. Моделировка обвала (1) позднеголоценовой террасой (2)
 Расположение профиля см. на рис. 22

Рис. 24. Накатывание оползня-обвала на позднеголоценовую террасу
 Условные обозначения см. на рис. 23, расположение профиля — на рис. 22

задернованная, поросшая кустарником и деревьями. В южной части обвала хорошо развит гумусированный слой мощностью 5–10 см, а в северной части его нет (о причинах этого сказано ниже). Обвальный цирк, расположенный на склоне северной экспозиции, сохранился сравнительно плохо, обвальный материал переместился приблизительно на 3 км. Время формирования обвала — середина голоцена: он накатился на раннеголоценовый (Q_4^1) аллювий, а фронтальная часть моделирована позднеголоценовой (Q_4^2) террасой (рис. 22, 23). В позднем голоцене внутри обвала образовался оползень, тело которого, сложенное обвальной массой, перекрыло позднеголоценовый аллювий (рис. 24, см. рис. 22).

В пользу того, что рассматриваемый обвал образовался именно при землетрясении, свидетельствует формирование обвального цирка в устойчивых коренных породах, удерживающих в настоящее время практически вертикальные стенки. Обвальный цирк захватывает водораздел, а в тыловой части цирка сохранилось ложбинообразное понижение, секущее водотоки и по форме подобное сейсморвам отрыва в плейстоценовой области Хаитского землетрясения. По условиям образования и морфологии обвал подобен Хаитскому, возникшему при 9–10-балльном сейсмическом воздействии. Оба обвала, как описанный, так и расположенный в 4 км севернее, образованы в краевых частях Назаракского грабена и относятся к Оби-Кабутской зоне палеосейсмодислокаций.

Для образования остаточных деформаций типа Хаитского обвала, а стало быть, и палеосейсмодислокаций Оби-Кабутской зоне необходимо сейсмическое воздействие интенсивностью не менее 9 баллов. Если же еще учесть наличие сейсморва отрыва, то наиболее вероятная палеобалльность повышается до 9–10 баллов.

Южнее Оби-Кабутской зоны палеосейсмодислокаций широтно по долинам рек Камароу и Ясман протянулась цепочка палеосейсмодислокаций сейсмогравитационного типа (обвалы). Наибольший интерес для нас представляет позднеплейстоценовый обвал, остатки которого сохранились в непосредственной близости от эпицентра Хаитского землетрясения 1949 г. Части этого древнего обвала были обнаружены

ранее [Солоненко, 1970] вблизи кишлака Хаит, однако основное обвальное тело, являющееся плотиной оз. Дарай-Хауз, ошибочно было отнесено к моренным образованиям. По составу обвал идентичен Хаитскому. Восточнее оз. Дарай-Хауз прекрасно сохранился обвальный цирк, захватывающий (как и Хаитский) водораздел. В тыловой части обвального цирка имеется серия сейсморвов отрыва в коренных породах. Путь обвала устанавливается нахождением остатков обвального материала в непосредственной близости от кишлака Хаит [Солоненко, 1970]; следовательно, древний обвал прошел путь, примерно равный пути Хаитского обвала 1949 г. Обвал произошел в середине позднего плейстоцена — он лежит гипсометрически ниже останцов раннедушанбинских террас (вложен в них), а позднедушанбинская терраса выработана уже в теле обвала.

Поскольку рассматриваемый древний обвал идентичен Хаитскому обвалу 1949 г., можно полагать, что интенсивность сейсмического воздействия в позднем плейстоцене была не ниже 9–10 баллов (интенсивность, при которой образовался Хаитский обвал в 1949 г.).

В 28 км западнее кишлака Хаит, в верховьях р. Акташ, расположен обвал, образованный в коренных палеозойских породах. Обвальная масса лежит на позднедушанбинской (Q_3^2) террасе, что определяет возраст обвала как голоценовый. С другой стороны, позднедушанбинская терраса служит для обвала контрфорсом и указывает на образование обвала именно при землетрясении. Обвальный цирк перехватывает водораздел и срезает склоновый треугольник-фасет точно так же, как это произошло при Кебинском землетрясении 1911 г. в зоне Тегерментинского обвала [Богданович и др., 1914].

Еще западнее, уже в бассейне р. Камароу, находится несколько небольших обвалов, лежащих на контрфорсах позднедушанбинских (Q_3^2) террас. Обвальные цирки захватывают коренные устойчивые палеозойские породы, преимущественно известняки. Минимальное сейсмическое воздействие, при котором образовались эти обвалы, было не ниже 8–9 баллов.

На западе рассматриваемого района, в бассейне р. Санги-Кар, располагается Санги-Карская зона палеосейсмодислокаций, включающая в себя тектонические сейсморвы, разбитые вершины и обвалы скальных пород. Все палеосейсмодислокации образованы в коренных устойчивых палеозойско-докембрийских породах.

Тектонические сейсморвы приурочены к взброшенным крыльям Камароуского и Ясманского разломов и имеют глубину около 5–10 м, ширину до 40 м и длину 800–1500 м. Катастрофическое взбрасывание одного из крыльев сейсморва привело к формированию тектонической дамбы и обезглавливанию водотоков.

Разбитые вершины Санги-Карской зоны имеют примерные размеры 200 × 300 м и идентичны разбитой вершине в плейстосейстовой области Хаитского землетрясения. Комплекс палеосейсмодислокаций (тектонические сейсморвы, разбитые вершины и обвалы скальных пород) характерен для зон, испытавших сейсмическое воздействие интенсивностью 10–11 баллов. Поэтому для Санги-Карской зоны принят уровень палеосейсмического воздействия 10–11 баллов.

Палеосейсмодислокации Передовой зоны Южного Тянь-Шаня

В пределах Передовой зоны Южного Тянь-Шаня отсутствуют палеосейсмодислокации, группируемые в зоны. На западе Передовой зоны в плейстосейстовой области Файзабадского землетрясения располагается крупнейший сейсмооползень¹ в коренных меловых породах. Палеосейсмодислокация образована в позднем голоцене при сейсмическом воздействии не менее 9 баллов.

В верховьях р. Иляк, вблизи кишлака Субулак, крупный сейсморов отседания протяженностью 4 км, глубиной 8–10 м и шириной 30–40 м отклоняет с севера крупный оползень в коренных породах, сформированный в середине позднего плейстоцена при древнем землетрясении интенсивностью 9–10 баллов.

Таким образом, западная часть Передовой зоны Южного Тянь-Шаня в позднем плейстоцене и голоцене испытывала сейсмическое воздействие интенсивностью 9–10 баллов.

Палеосейсмодислокации Таджикской депрессии

Крупнейшая в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню Шульховская зона палеосейсмодислокаций расположена в районе слияния рек Обихингоу и Сурхоб. Западная часть этой зоны лежит в пределах Южного Тянь-Шаня, а основная, восточная часть занимает северные склоны хр. Петра I (Таджикская депрессия). В этой зоне палеосейсмодислокаций имеются тектонические сейсморвы, сейсморвы отрыва, разбитые вершины и обвалы скальных пород.

В районе разважин кишлака Шульхов в южном крыле Петровского разлома расположены два тектонических сейсморва, каждый длиной около 3 км. Сейсморвы образованы в результате катастрофического взбрасывания северного крыла разлома. В рельефе сейсморвы имеют вид ложбин, пересекающих практически поперек речные долины и овраги.

В северном крыле Петровского разлома обнажены малинового цвета песчаники, а в южном — известняки верхнего мела. По бортам долин, пересекающих разлом, в его северном крыле сохранились останцы цокольной раннеголоценовой террасы (рис. 25). Высота террасы над тальвегом постепенно возрастает от 0 м в Шульховском грабене до 7–10 м вблизи сейсморва. Мощность раннеголоценового аллювия — 2–3 м, обломочный материал представлен меловыми черными и серыми известняками, залегающими в коренных обнажениях южного крыла разлома. Эти же аллювиальные отложения опущены в южном крыле разлома и над современным тальвегом возвышаются на 0,8–1 м. Взбрасывание северного крыла разлома устанавливается и по смещениям склоновых отложений. Действительно, в настоящее время встречный уступ сейсморва не позволяет транспортировать обломочный материал южного крыла в пределы северного взброшенного. Тем не менее в склоновых

¹ А.А. Никоновым [1974] тыловой шов этого оползня ошибочно диагностирован как сеймотектонический уступ.

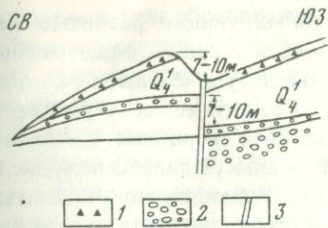


Рис. 25. Смещение склоновых и аллювиальных отложений в зоне тектонического сейсморва (долина р. Шулхов)

1 — склоновые отложения; 2 — нижнеголоценовый аллювий; 3 — разлом

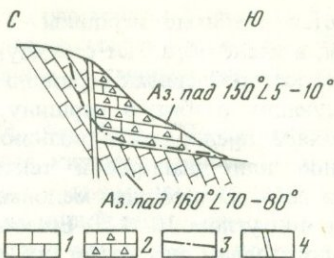
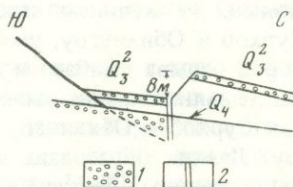


Рис. 26. Геологические условия образования сейсмогравитационной лавины в районе Сурхоб-Моста

1 — палеозойские известняки; 2 — неогеновые известковые брекчи; 3 — поверхность сместителя обвальная масса; 4 — сместитель разлома

Рис. 27. Смещение верхнеплейстоценового (Q_3^2) и голоценового (Q_4) аллювия в зоне Сарыобского разлома (с образованием тектонического сейсморва)

1 — аллювиальные осадки; 2 — разлом



отложениях северного взброшенного крыла (сложенного песчаниками) во множестве присутствуют обломки известняков южного, опущенного крыла, что свидетельствует о том, что раньше склон не был разделен сейсморвом.

Сеймотектонические смещения в зоне Петровского разлома происходили неоднократно, о чем свидетельствует то, что суммарная амплитуда сеймотектонического смещения 40–50 м, в то время как амплитуда последних, голоценовых смещений равна 7–10 м.

В пользу катастрофически быстрого образования сейсморва можно привести следующие доводы: все овраги, пересекающие сейсморов, разованы и взброшены в своих нижних частях. Эти овраги либо изменили свое русло, либо перед тектонической плотиной были образованы понижения, заполняемые пролювиальными осадками. С этими понижениями связаны сезонные мелкие лужеподобные озера. В более крупных долинах с постоянными и обильными водотоками реки не покинули русел, но в южном (относительно опущенном) крыле перед тектонической плотиной был образован "карман" голоценового аллювия. Нетрудно видеть, что рассмотренные изменения гидросети не могут произойти при медленных тектонических движениях, поскольку средняя скорость движения по разлому равна 0,7–1,5 мм/год, в то время как средняя скорость осадконакопления и эрозии в горных странах Средней Азии значительно превосходит эту цифру.

Ряд подобных сейсморов имеется к северу, западу и востоку от кишлака Шулхов. В непосредственной близости от сейсморов распо-

лагаются разбитые вершины. Трещины, формирующие разбитые вершины, в плане образуют структуру типа разбитой тарелки, с центральной частью которой связан вершинный грабен. Амплитуда смещения блоков, образующих разбитую вершину, 20–30 м. Геологическое строение не позволяет предполагать возникновение разбитой вершины в связи с соляной или диапировой тектоникой, поскольку палеосейсмодислокации связаны с толщей меловых песчаников, падающих моноκлинално на юг под углом 10–12°. Естественно, что и приуроченность дислокаций к водоразделам исключает их связь с возможной подрезкой склонов. Таким образом, единственно возможным механизмом образования разбитых вершин остается сейсмическое воздействие. В непосредственной близости от рассмотренных сейсморов и разбитых вершин имеется ряд сейсморов отрыва на водоразделах и обвалов скальных пород.

Такой же комплекс палеосейсмодислокаций, как в районе кишлака Шулхов, зафиксирован западнее, вблизи кишлаков Джаучи-Боло и Джаучи-Поен.

Наконец, на крайнем западе Шулховской зоны, севернее слияния рек Сурхоб и Обихингоу, уже в пределах Южного Тянь-Шаня находятся сейсморов отрыва [Бабаев и др., 1977], несколько обвалов и земляная лавина. Земляная лавина вынесена из безымянной долины севернее слияния рек Сурхоб и Обихингоу и перекрывает позднедушанбинскую (Q_3^2) террасу. Лавина образована в результате обрушения в верховьях этой долины неогеновых брекчий и брекчий зоны дробления разлома (рис. 26).

Все обвалы Шулховской зоны палеосейсмодислокаций образованы в устойчивых коренных породах, имеют в своем основании контрфорсы в виде террас или конусов выноса и характеризуются значительным путем транзита (путь транзита земляной лавины такой же, как у Хаитского обвала). Это позволяет рассматривать их как свидетельства 9-балльного сейсмического воздействия в голоцене и позднем плейстоцене. Наличие же в западной части Шулховской зоны тектонических сейсморов, сейсморов отрыва в коренных породах и разбитых вершин указывает на то, что этот участок испытал в прошлом сейсмическое воздействие интенсивностью 10–11 баллов.

Вторая по величине зона палеосейсмодислокаций Таджикской депрессии находится на юго-востоке района вблизи кишлаков Арганкуль, Мионаду и в верховьях р. Гун-Дара. В Арганкульской зоне палеосейсмодислокаций имеются тектонические сейсморвы, сейсморвы отрыва в коренных породах и обвалы скальных пород.

Тектонические сейсморвы откартированы севернее перевала Гарданка и в бассейне р. Гун-Дара. Севернее перевала Гарданка сейсморов сформировался непосредственно в зоне Сарыобского разлома второго порядка, а сейсморов в бассейне р. Гун-Дара связан с разломом третьего порядка. При образовании обеих сейсмоструктур смещены пролювиальные позднедушанбинские отложения, а позднеголоценовые осадки не деформированы, что и определяет время образования палеосейсмодислокаций как ранний голоцен. В зоне первого сейсморва Сарыобский разлом проходит в толще песчаников в южном крыле разлома, падающих на юг под углом 30–40°, а в северном крыле — запрокинутых или стоящих

на головах. При образовании сейсморва на расстоянии 3—4 км на 8—10 м взброшено северное крыло разлома, в результате чего в рельефе образована тектоническая плотина, пересекающая и смещающая овражно-балочную сеть (рис. 27).

В долинах рек Гун-Дара, Хайрон, Иохнак-Дара, Оби-Кашакашуш и на правом берегу р. Обихингоу, севернее кишлака Ляйрун-Боло, находятся серия обвалов в коренных породах и сейсморвы отрыва в коренных породах. Все обвалы голоценовые, их цирки расположены в верхней трети или половине склонов, что исключает возможность потери устойчивости склонов в результате эрозионной подрезки последних. Обвальные цирки либо ориентированы вкrest простираения пород, либо секут куэстообразные уступы, что не позволяет считать причиной образования обвалов их смещения по литологически ослабленным поверхностям напластования.

Наличие в Арганкульской зоне палеосейсмодислокаций обвалов скальных пород, тектонических сейсморвов и сейсморвов отрыва в коренных породах позволяет определить палеобалльность этого участка Таджикской депрессии в 10—11 баллов.

Пространственно изолированные, не группируемые в зоны палеосейсмодислокации, показанные на рис. 21, специально не описываются. Отметим только, что в бассейне р. Сарыоб в зоне Дарваз-Каракульского разлома ложбинообразные понижения рельефа, возникшие при сдвиговых перемещениях по разлому, А.А. Никоновым [1977] диагностированы как палеосейсмодислокации, при этом автор не приводил аргументации в пользу этой гипотезы. В процессе полевых работ автору данной монографии и В.Г. Трифонову [Кучай, Трифонов, 1977] не удалось обнаружить доказательств, позволяющих отнести эту структуру к палеосейсмодислокациям.

Таким образом, в результате проведенных исследований выяснены особенности современной орогенной структуры зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню и получена информация о следах землетрясений прошлого. Это позволяет в комплексе с данными сейсмологических наблюдений перейти к поиску статистически значимых геологических критериев детального сейсмического прогноза.

Глава VI

СТАТИСТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ ПАМИРА К ТЯНЬ-ШАНЮ С СОВРЕМЕННОЙ ОРОГЕННОЙ СТРУКТУРОЙ

Как уже отмечалось во введении и главе II, поскольку глубинные процессы, с которыми связаны землетрясения, в поверхностной структуре находят лишь косвенное отражение, связи элементов приповерхностной структуры с землетрясениями различной энергии носят статистический характер. В настоящей главе эти связи исследованы на примере зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню.

Характеристика геологического материала

В соответствии с положениями, изложенными в главе II, для зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню имеется возможность построить карту градиентов высот опорной нижнеплейстоценовой поверхности и карту градиентов вертикальных плейстоценовых орогенных движений. На основании последней в качестве классов структурных элементов мы можем выделить зоны равного значения градиентов скоростей вертикальных тектонических движений.

Кроме того, структурная карта опорной древнечетвертичной поверхности служит основой для выделения следующего множества структурных элементов: 1) горсты, горст-антиклинали и антиклинали; 2) грабены, грабен-синклинали; 3) разломы разного порядка. Среди разломов выделим разломы первого, второго и третьего порядков, а также участки, на которых отсутствуют активные в плейстоцене разрывные нарушения.

В соответствии с этой классификацией в пределах зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню выделены две крупные зоны, отнесенные к классу грабенов (см. рис. 21). Одна из них находится в центре рассматриваемого района, вытянувшись вдоль рек Сурхоб, Вахш, Оби-Гарм и Иляк. Эта зона почти на всем своем протяжении ограничена на севере Гиссаро-Кокшаальским, а на юге Петровским, Вахшским и Илякским разломами и представляет грабен в буквальном смысле слова (его южная часть на востоке перекрыта Сурхобской тектонической подзоной). И лишь в районе Хаита в область грабена включено восточное окончание Кабут-Крымской тектонической подзоны. На относительное опускание восточной части хребта Кабут-Крым впервые было указано Е.Я. Раницман [Методы... , 1960] и Н.Н. Леоновым [1960]. Вторая такая же широтная зона грабенов простирается по левобережью р. Обихингоу. Эта зона на севере ограничена Хингоуским разломом, а на юге и юго-востоке — Дарваз-Каракульским.

Более мелкие грабены (например, в долине р. Камароу, в верховьях р. Ярхыч, в долине р. Погамноу и т.д.) на карте отмечены штриховкой.

Характеристика сейсмологического материала

Данные о местах возникновения сильных землетрясений зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню можно разделить на три группы.

1. Землетрясения, возникшие на территории Гармского геофизического полигона в течение 1955–1971 гг. (6 землетрясений с $K = 13$ и одно землетрясение с $K = 14$). Эпицентры этих землетрясений определены инструментально с точностью до 1 км.

2. Землетрясения, возникшие до 1955 г., в инструментальных определениях координат которых возможны ошибки, намного превышающие детальность наших работ. Поэтому для этой группы в качестве эпицентральных зон рассматривались плейстоценовые области землетрясений, под которыми понимаются площади, оконтуренные изосейстами наиболее высокого балла конкретных землетрясений. Конфигурация и положение большинства плейстоценовых областей нанесены по дан-

ным И.Е. Губина [1960]. Плейстоценовая область Хаитского землетрясения взята по материалам Н.Н. Леонова [1960], поскольку, как показали наши полевые исследования, данные Н.Н. Леонова больше соответствуют натурным наблюдениям, нежели макросейсмические интерпретации И.Е. Губина.

3. Землетрясения прошлого, следы которых (палеосейсмодислокации) обнаружены в процессе детальных палеосейсмогеологических работ.

Выше мы уже говорили, что для землетрясений второй группы в качестве эпицентральных зон нами выбраны плейстоценовые области. В качестве эпицентральных зон землетрясений первой группы приняты области распространения их первых афтершоков, а для третьей группы — площади зон палеосейсмодислокаций.

Информация о слабых землетрясениях ($13 > K \geq 7$) использована только по Гармскому геофизическому полигону, и она содержится на карте плотности сейсмического фона [Нересов и др., 1974]. В качестве структурных элементов на карте плотности сейсмического фона В.С. Пономаревым избраны зоны с высокими n_{\max} ($n \geq 0,1$), низкими n_{\min} ($n \leq 0,025$) и промежуточными n_{mid} ($0,1 > n > 0,025$) значениями плотности сейсмического фона (n — число эпицентров сейсмического фона на площади $1 \text{ км}^2/\text{год}$). Карта плотности сейсмического фона построена по данным землетрясений, зарегистрированных за период 1955—1970 гг. Точность проведения изолиний $\pm(1-2)$ км.

Положение эпицентральных зон сильных землетрясений в современной орогенной структуре

Определение структурной позиции землетрясений зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню осуществим на основе карты классов структурных элементов (см. рис. 21) и карты $|\text{grad } V|$ орогенных тектонических движений.

Здесь и в дальнейшем зоны палеосейсмодислокаций используются в анализе наравне с эпицентральными зонами сильных землетрясений. Это возможно в том случае, если условия, в которых реализованы современные сильные землетрясения и сильные землетрясения прошлого, одинаковы. Для проверки этого предположения оценим тесноту связи сильных землетрясений и зон палеосейсмодислокаций с геологическими структурными элементами с помощью коэффициента связи качественных признаков [Юл, Кендалл, 1960].

Близость коэффициентов связи для палеосейсмодислокаций и плейстоценовых областей сильных землетрясений (табл. 2) позволяет считать палеосейсмодислокации и современные сильные землетрясения по отношению к современной структуре элементами одного множества. Поэтому в дальнейшем в расчетах палеосейсмодислокации и плейстоценовые области современных сильных землетрясений используются совместно.

Оценки силы связи землетрясений с выделенными классами структурных элементов, осуществленные на основании разработок, изложенных в главе II, свидетельствуют о том, что наиболее четкая связь наблю-

Таблица 2

Коэффициенты связи сильных землетрясений зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню с геологическими признаками

Геологические признаки	Коэффициенты связи		Геологические признаки	Коэффициенты связи	
	для современных сильных землетрясений	для палеосейсмодислокаций		для современных сильных землетрясений	для палеосейсмодислокаций
Грабены	+0,96	+0,88	Зоны разломов		
Горст-антиклинали и горсты	-0,94	-0,96	I порядка	+0,042	+0,053
			II порядка	+0,114	+0,118
			III порядка	+0,536	+0,46

дается между эпицентрными зонами сильных землетрясений (табл. 3) и краевыми частями грабенов (рис. 28, табл. 4).

Сильные землетрясения и разломы различного порядка связаны обратной зависимостью — чем выше порядок зоны разлома, тем ниже вероятность возникновения сильного землетрясения (рис. 29, табл. 5).

Таблица 3

Сильные землетрясения зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню

Название землетрясения, дата	Координаты		Балл	Магнитуда (до 1950 г.) или энергетический класс (K)
	с. ш.	в. д.		
Кульское, 22. IX 1930 г.	38°33'	69°27'	8-9	5,5
Арганкульское, 31. VIII 1934 г.	38°54'	70°57'	9	6,5
Арганкульское, 8. X 1935 г.	38°51'	70°53'	8-9	6
Каратегинское 30. X 1939 г.	38°57'	70°28'	8-9	5,75
Деишинское, 12. XI 1939 г.	38°31'	69°30'	7	4
Гармское, 20. IV 1941 г.	38°16'	70°31'	8-9	6,5
Деишинское, 12. I 1943 г.	38°36'	69°31'	9	5,5
Файзабадское, 12. I 1948 г.	38°37'	69°18'	9	6
Саятское, 2. XI 1943 г.	38°42'	70°39'	7	—
Гашиюнское, 12. I 1947 г.	38°36'	69°39'	7	3,5
Хаитское, 10. VII 1949 г.	39°10'	70°50'	9-10	7,5
Тавиль-Даринское 17. XI 1950 г.	38°40'	70°29'	7	5
11. IV 1956 г.	38°50'	70°22'	—	13
13. I 1957 г.	38°46'	70°33'	—	13
7. I 1958 г.	38°54'	70°18'	—	13
31. VII 1959 г.	38°54'	70°24'	—	13
11. IV 1966 г.	38°58'	70°36'	—	13
14. IV 1966 г.	38°57'	70°33'	—	13
22. III 1969 г.	38°53'	70°33'	—	14

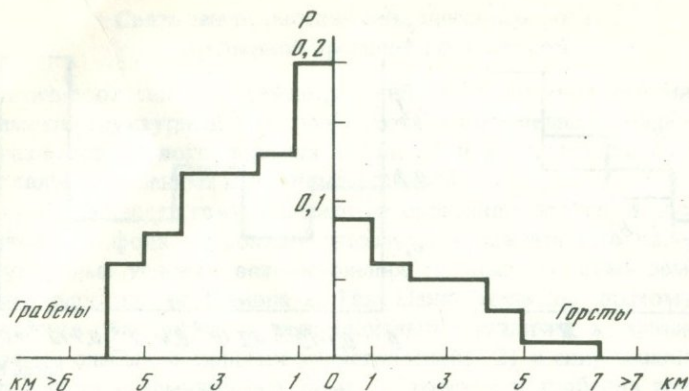


Рис. 28. Вероятности связи очагов сильных землетрясений (P) с удаленностью от границ грабенов и горстов в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню

Таблица 4

Связь сильных землетрясений зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню с горстами и грабенами современной орогенной структуры

Структурные элементы	Зависимость значений P_2^k и θ_i^k от удаленности от контактов горстов и грабенов							
	Расстояние от контакта, км							
	1	2	3	4	5	6	7	>7
Грabenы	0,19	0,13	0,12	0,12	0,08	0,06	0	-
	3,5	2,3	2,2	2,2	1,5	1,1	0	
Горсты	0,09	0,06	0,05	0,05	0,03	0	0	0
	1,6	1,1	0,9	0,09	0,5	0	0	0

Примечание. В числителе — значения P_i^k — вероятности связи, в знаменателе — θ_i^k — отношение эффективности. Распределение эпицентральных зон относительно структурных элементов принято по В.К. Кучаю и В.С. Пономареву [19766].

Таблица 5

Связь сильных землетрясений зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню с разломами, активными в плейстоцене

Вероятности связи (P_i^k) и отношения эффективности (θ_i^k)	Разломы			Площади без разломов
	первого порядка	второго порядка	третьего порядка	
P_i^k	0,14	0,22	0,27	0,37
θ_i^k	0,56	0,88	1,08	1,48

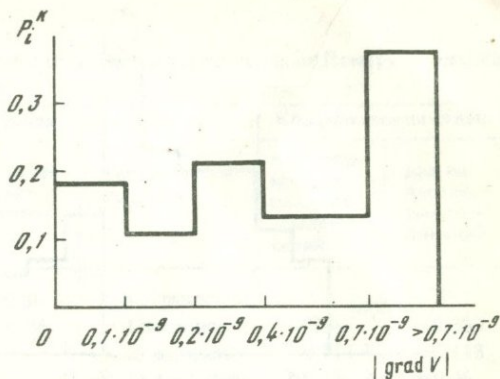
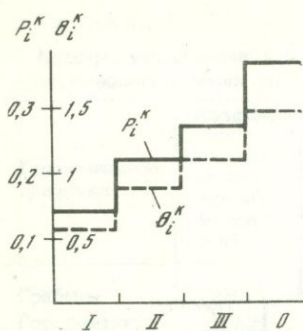


Рис. 29. Зависимость вероятности связи (P_i^k) и отношения эффективности (θ_i^k) от порядка разломов (I, II, III) для сильных землетрясений зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню (0 на оси абсцисс означает отсутствие разломов в блоке)

Рис. 30. Вероятности связи очагов сильных землетрясений (P_i^k) с градиентами скоростей вертикальных плейстоценовых тектонических движений ($|\text{grad } V|$)

Таблица 6

Связь сильных землетрясений зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню с полем $|\text{grad } V|$

Вероятности связи (P_i^k) и отношения эффективности (θ_i^k)	Значения $ \text{grad } V $				
	$0,7 \cdot 10^{-7}$ и более	$(0,41 \div 0,7) \times 10^{-9}$	$(0,2 \div 0,4) \times 10^{-9}$	$(0,11 \div 0,2) \times 10^{-9}$	$0,1 \cdot 10^{-9}$ и менее
P_i^k	0,37	0,13	0,21	0,11	0,18
θ_i^k	1,8	0,65	1,0	0,55	0,9

С наибольшей вероятностью сильные землетрясения возникают в объемах, малоразупроченных разрывными нарушениями.

Достаточно слабая связь намечается между местами возникновения сильных землетрясений и зонами высоких $|\text{grad } V|$ ($|\text{grad } V| \geq 0,7 \times 10^{-9}$) (рис. 30, табл. 6). Однако это явление, скорее всего, следует объяснить коррелированностью зон со значениями $|\text{grad } V| \geq 0,7 \cdot 10^{-9}$ с краевыми частями грабенов (коэффициент корреляции +0,73).

Так как наиболее высокие значения коэффициентов эффективности θ мы получили для признаков, содержащихся в табл. 4 (краевые части грабенов), то в дальнейшем именно эти признаки мы и будем использовать в прогнозных построениях.

Связь землетрясений сейсмического фона с современной орогенной структурой

В отличие от сильных землетрясений землетрясения сейсмического фона имеют структурный контроль (хотя и достаточно слабый) со стороны разломов первого порядка (табл. 7) и у них практически отсутствуют связи с грабенами и горстами (табл. 8).

Такие особенности связей элементов орогенной структуры и структур сейсмического фона позволяют сделать два важных для нас вывода: 1) структурные условия возникновения сильных и слабых землетрясений зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню различны, поэтому можно полагать, что существуют и принципиальные различия в условиях возникновения слабых и сильных землетрясений; 2) в силу независимости структур поля сейсмического фона от горстов и грабенов зоны n_{\min} , n_{mid} , n_{\max} в принципе можно использовать в комплексном сейсмическом районировании на основании геологических и сейсмогеологических признаков [Кучай, Пономарев, 1976а]:

Т а б л и ц а 7

Связь элементов структуры поля сейсмического фона с разломами различного порядка

Порядок разломов	Элементы структуры поля сейсмического фона								
	Зоны n_{\min}			Зоны n_{mid}			Зоны n_{\max}		
	γ_i^k	P_i^k	θ_i^k	γ_i^k	P_i^k	θ_i^k	γ_i^k	P_i^k	θ_i^k
Первый	0,03	0,15	0,5	0,08	0,39	1,1	0,09	0,46	1,4
Второй	0,16	0,35	1,1	0,15	0,31	0,9	0,16	0,34	1
Третий	0,34	0,3	0,9	0,46	0,42	1,25	0,31	0,28	0,85
Без разломов	0,47	0,38	1,16	0,31	0,26	0,8	0,44	0,36	1,04

Т а б л и ц а 8

Связь элементов поля сейсмического фона с грабенами и горстами современной орогенной структуры

Структурный элемент	Элементы структуры поля сейсмического фона								
	Зоны n_{\max}			Зоны n_{mid}			Зоны n_{\min}		
	γ_i^k	P_i^k	θ_i^k	γ_i^k	P_i^k	θ_i^k	γ_i^k	P_i^k	θ_i^k
Грабен	0,26	0,49	0,88	0,33	0,63	1,26	0,42	0,44	0,88
Горст	0,27	0,51	1,02	0,19	0,37	0,74	0,54	0,56	1,12

Вероятностный прогноз места сильных землетрясений

Как показано выше, для прогноза места сильных землетрясений по геологическим признакам наиболее информативными являются признаки удаленности от границ горстов и грабенов. Районирование зоны перехода по этим признакам показано на рис. 31 (вкл.).

Для территории Гармского геофизического полигона в отличие от всей рассматриваемой части зоны перехода возможен прогноз места землетрясений по комплексу геологических и сейсмогеологических признаков. Здесь распределение сильных землетрясений относительно горстов и грабенов мало отличается от распределения в целом по району (табл. 9), что позволяет считать этот прогнозный признак достаточно устойчивым и надежным.

Прогнозная карта территории Гармского полигона, построенная на основании признаков, содержащихся в табл. 9, показана на рис. 32. Прогноз места сильных землетрясений по сейсмологическим признакам иллюстрируется рис. 33. В основу этой карты положены связи сильных землетрясений со структурами сейсмического фона. Поскольку, как показано выше, сейсмологические и геологические признаки прогноза места землетрясений независимы, мы можем в соответствии с равенством (II.10) рассчитывать вероятности возникновения сильных землетрясений в зависимости от сочетания геологических признаков. Практически построение такой карты осуществляется с использованием соответствующей палетки (рис. 34), определяющей вероятности возник-

Т а б л и ц а 9

Связь сильных землетрясений Гармского геофизического полигона с горстами и грабенами современной орогенной структуры

Структурный элемент	Зависимость значения R_1^k от удаленности от контакта горстов и грабенов							
	Расстояние от контакта, км							
	1	2	3	4	5	6	7	> 7
Грабены	0,11	0,15	0,21	0,11	0,03	0,02	0	-
Горсты	0,07	0,06	0,05	0,03	0,03	0	0	0

Т а б л и ц а 10

Связь сильных землетрясений Гармского геофизического полигона с элементами структуры поля сейсмического фона

Зоны поля сейсмического фона	Зависимость значения R_1^k от удаленности от зоны n_{mid}						
	Расстояние от зоны n_{mid} , км						
	n_{mid}	1	2	3	4	5	> 5
n_{min}	0,27	0,24	0,13	0,1	0,1	0,03	0
n_{max}		0,08	0,04	0,01	0	0	-

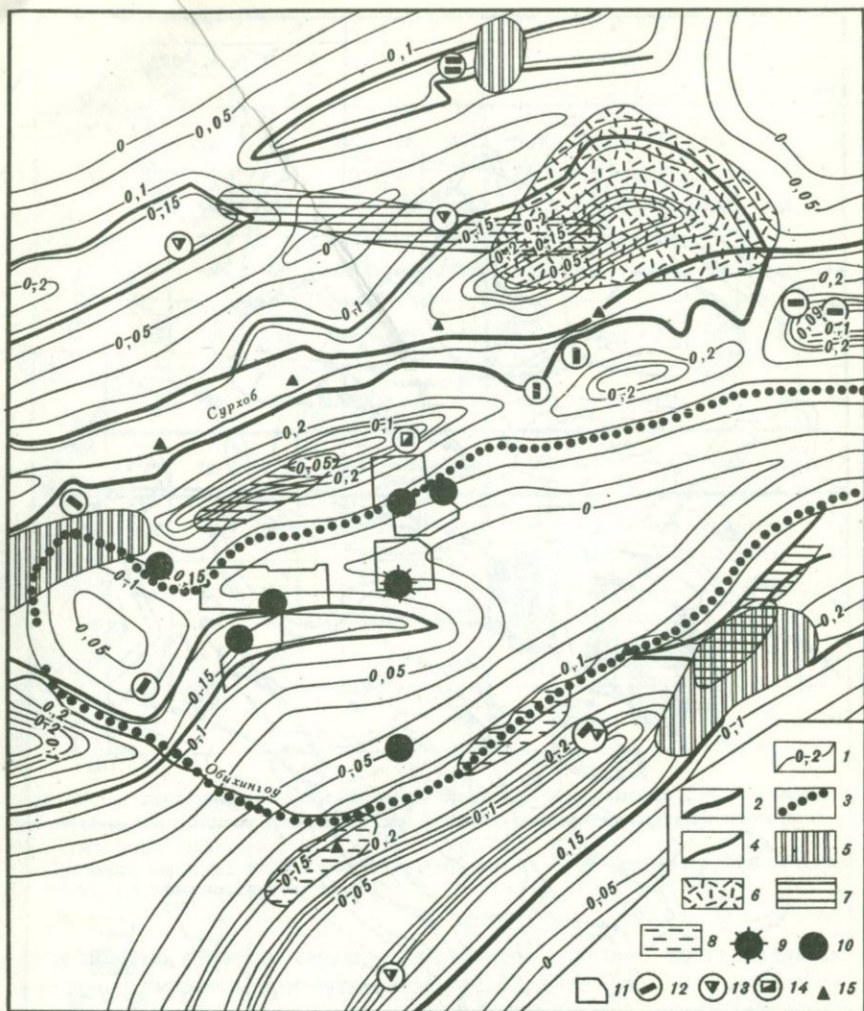


Рис. 32. Карта вероятностного сейсмического районирования территории Гармского геофизического полигона по геологическим признакам [Кучай, Пономарев, 1976а]

1 - изолинии равных вероятностей возникновения сильных землетрясений; 2 - 4 - разломы: 2 - первого, 3 - второго, 4 - третьего порядков; 5 - зоны палеосейсмодислокаций; 6-8 - плейстоценовые области землетрясений: 6 - 9-10-балльных, 7 - 8-9-балльных, 8 - 7-8-балльных; 9, 10 - эпицентры землетрясений: 9 - $K = 14$, 10 - $K = 13$; 11 - эпицентральные области землетрясений, определенные инструментально; 12-14 - палеосейсмодислокации, использованные в качестве экзаменационного материала: 12 - тектонические сейсморвы, 13 - обвалы скальных пород, 14 - разбитые вершины; 15 - сейсмостанции Гармского геофизического полигона

новения сильных землетрясений в зависимости от сочетания геологических и сейсмологических признаков в каждом конкретном месте.

Прогнозная карта, построенная по комплексу геологических и сейсмологических признаков (рис. 35), обладает значительно более высокой

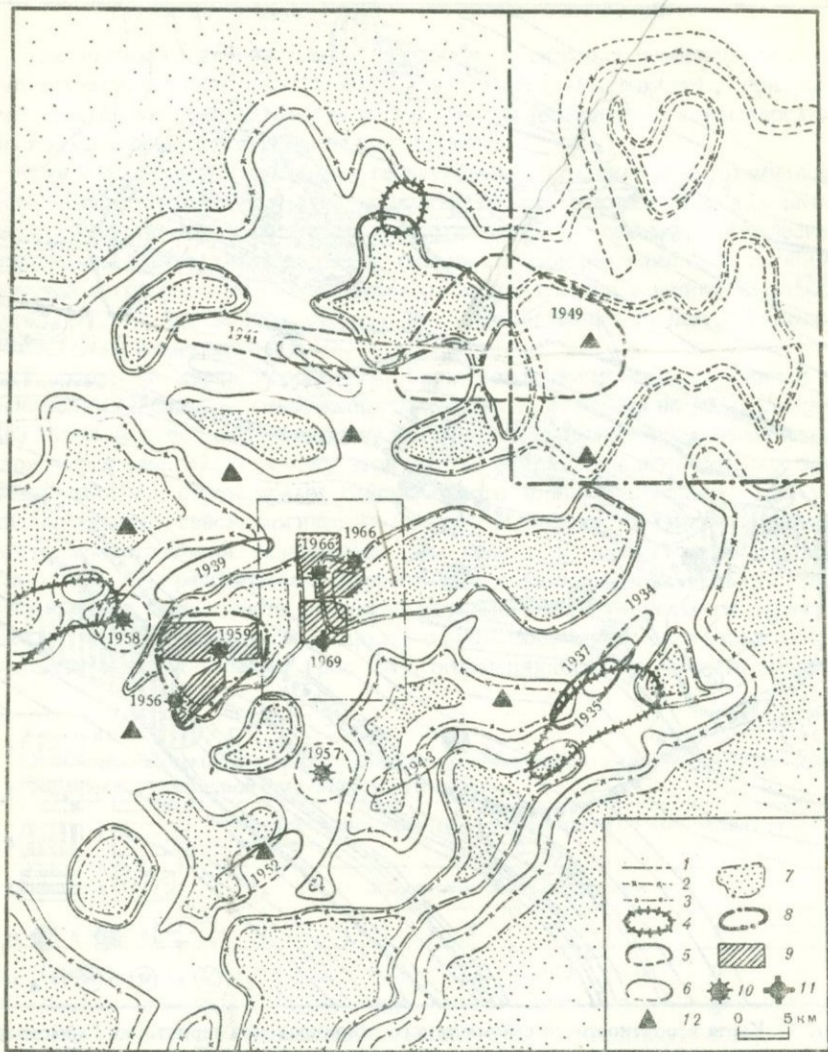


Рис. 33. Карта вероятностного сейсмического районирования территории Гармского геофизического полигона по сейсмологическим признакам [Кучай, Пономарев, 1976а.]

1-3 - изолинии равных вероятностей: 1 - 0,4, 2 - 0,35, 3 - 0,25; 4-6 - границы: 4 - зон палеосейсмодислокаций, 5 - эпицентральных зон землетрясений интенсивностью 8 баллов и более, 6 - эпицентральных зон 7-балльных землетрясений; 7 - площади, на которых вероятность возникновения сильных землетрясений меньше 0,25; 8 - границы зон с ненадежной информацией о структуре поля сейсмического фона; 9 - области афтершоков землетрясений с $K = 13 \div 14$; 10, 11 - эпицентры землетрясений энергетического класса: 10 - $K = 13$, 11 - $K = 14$; 12 - сейсмические станции Гармского геофизического полигона. На карте указаны даты землетрясений

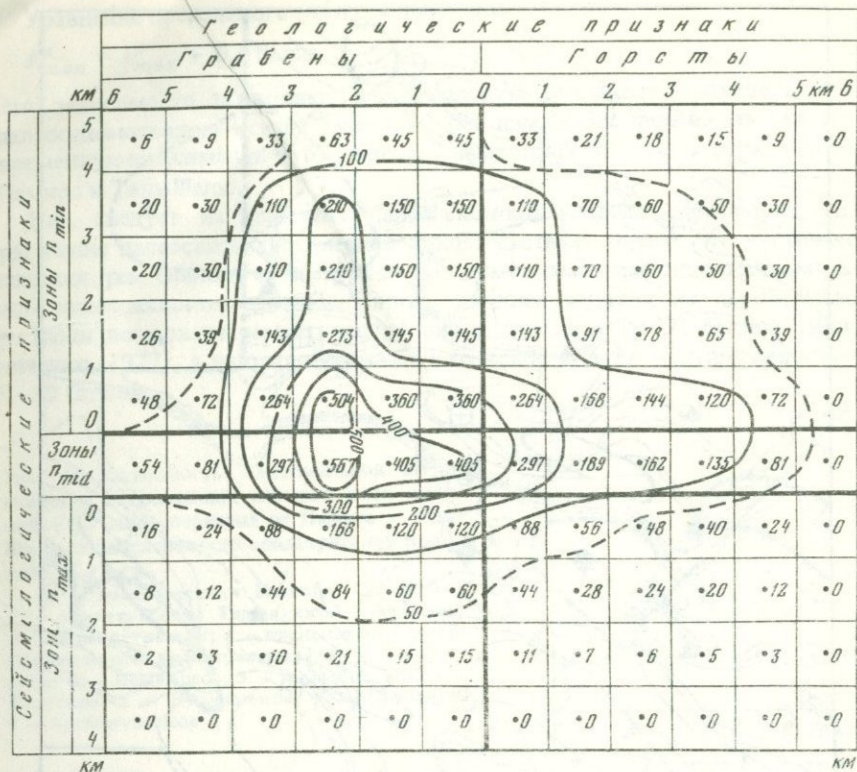


Рис. 34. Палетка для определения вероятностей возникновения сильных землетрясений зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню по совокупности геологических и сейсмологических признаков

Значения вероятностей на палетке умножены на 10^{-4} (например, 500 на палетке обозначает в действительности 0,05)

детальностью, нежели карты, рассчитанные отдельно по геологическим и сейсмологическим признакам (см. рис. 32, 33).

Таким образом, нами получены и использованы достаточно сильные критерии детального прогноза места землетрясений с $K \geq 13$. К сожалению, пока что не найдены геологические критерии, позволяющие прогнозировать места возникновения сильных землетрясений с более дробным их ранжированием по энергии. Поэтому полученные закономерности следует рассматривать как основу существенной локализации мест возникновения землетрясений с $K \geq 13$ в целом. Оценки максимальной интенсивности (или энергии землетрясений) будем осуществлять на основании исторических и палеосейсмогеологических материалов о максимальной силе землетрясений прошлого. Для этого, как указано в главе II, необходимо исследовать временной ход максимального сейсмического воздействия прошлого.

Для зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню на основании изучения палеосейсмогеологических данных не удастся установить какие-либо

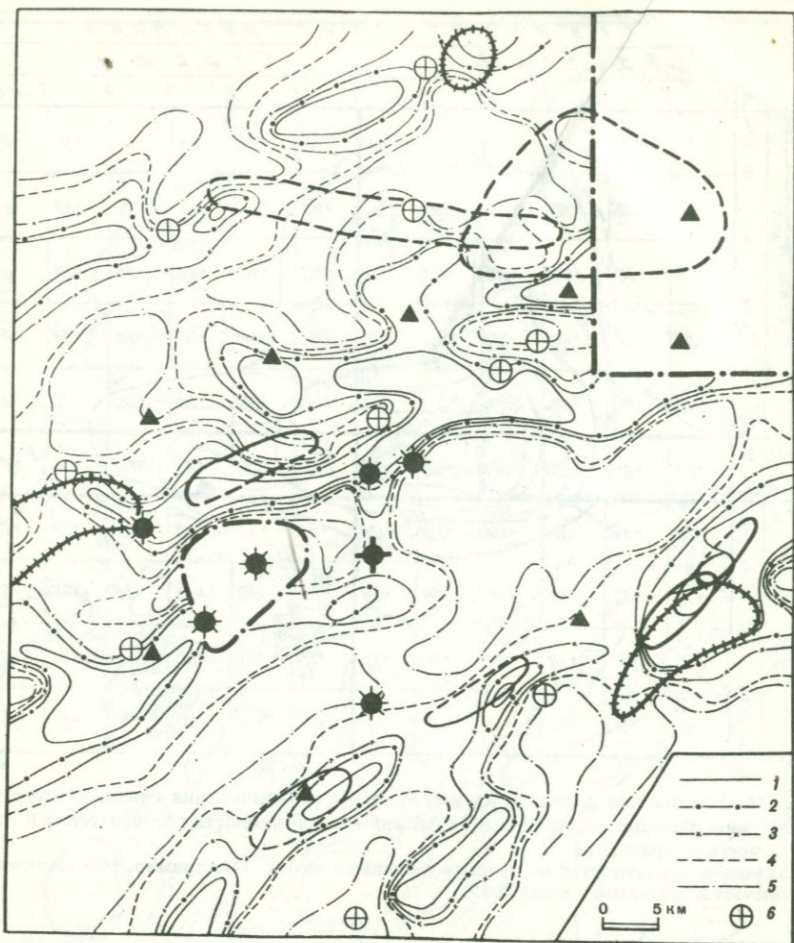


Рис. 35. Карта вероятностного сейсмического районирования территории Гармского геофизического полигона по комплексу геологических и сейсмологических признаков [Кучай, Пономарев, 1976а]

1-5 — изолинии равных вероятностей возникновения сильных землетрясений: 1 — 0,4, 2 — 0,35, 3 — 0,15, 4 — 0,05, 5 — 0; 6 — палеосейсмодислокации, использованные в качестве экзаменационного материала. Остальные условные знаки см. на рис. 34

закономерные изменения максимального уровня сейсмического воздействия во времени (рис. 36). В частности, для Южного Тянь-Шаня наиболее правдоподобной является зависимость следующего вида:

$$J_{\max}^a = J_{\max}^p \pm 0,5 \text{ балла,}$$

где J_{\max}^a — современная возможная максимальная балльность землетрясений; J_{\max}^p — максимальная палеобалльность землетрясений.

Уравнение предельного контура имеет вид

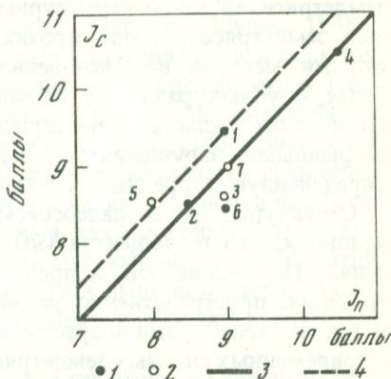
$$J_{\max}^a = J_{\max}^p + 0,5 \text{ балла.}$$

Эти зависимости позволяют максимальную балльность, определенную палеосейсмогеологическим методом, без изменения переносить на современную максимальную балльность землетрясений зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню.

Как следует из описания палеосейсмодислокаций, имеющийся парагенезис палеосейсмодислокаций свидетельствует о том, что восточнее слияния рек Обихингоу и Сурхоб возможны землетрясения максимальной интенсивностью 10–11 баллов, западнее слияния на левобережье р. Вахш возможны землетрясения интенсивностью 10–11 баллов [Виниченко, 1977], а на правом берегу и в бассейне р. Иляк – интенсивностью 9–10 баллов.

Рис. 36. Зависимость максимальной интенсивности современных сильных землетрясений (J_c) зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню от интенсивности землетрясений прошлого (J_n)

1 – землетрясения Южного Тянь-Шаня; 2 – землетрясения Таджикской депрессии; 3 – линия регрессии; 4 – предельный контур. Современные землетрясения: 1 – Каратагское, 2 – Ясманское, 3 – Файзабадское, 4 – Хаитское, 5 – Дейшинское, 6 – Гармское, 7 – Арганкульское



В зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню, судя по имеющимся макросейсмическим данным, интенсивность землетрясения в 10–11 баллов соответствует энергетическому классу землетрясения $K = 16 \div 17$. Это заключение не противоречит наблюдаемой силе современных землетрясений (например, такова энергия Хаитского землетрясения 1949 г.). Кроме того, согласно графику повторяемости землетрясений [Методы..., 1960], на территории Гармского геофизического полигона возможно возникновение одного землетрясения с $K = 16$ в среднем за 10^3 лет на площади 10^3 км^2 ; на этой же площади за 10^4 лет может произойти четыре землетрясения с $K = 17$.

Эти данные, а также знание вероятностей возникновения сильных землетрясений в зависимости от сочетания геологических и сейсмологических признаков (см. рис. 34) позволяют, например, уточнить повторяемость землетрясений с $K = 16$ в различных геолого-сейсмологических условиях Гармского полигона [Кучай, Пономарев, 1976б].

Полезность такого расчета очевидна хотя бы потому, что на территории Гармского полигона при обычном способе определения повторяемости предполагается возможность возникновения землетрясения с $K = 16$ в любом месте. Использование же повторяемостей, рассчитанных по формуле (II.33), сокращает площадь, на которой могут возникнуть землетрясения с $K = 16$ до 12–15% от территории всего полигона.

Выводы

Совместный анализ геологического и сейсмологического материалов позволил установить связи между местами возникновения землетрясений и тектоническими условиями зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню. Это послужило основанием для детальных карт сейсмического районирования по геологическим признакам, по сейсмогеологическим данным и по комплексу геологических и сейсмогеологических признаков.

Условия возникновения сильных и слабых землетрясений в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню принципиально различны. Так, если для землетрясений с энергетическим классом $K = 13$ существует сильный структурный контроль, выражающийся в различной вероятности возникновения этих землетрясений в зависимости от удаленности от границ горстов и грабенов в современной орогенной структуре, то для слабых землетрясений такой структурный контроль отсутствует. Если для сильных землетрясений, при прочих равных условиях, наименее благоприятными местами возникновения являются непосредственно зоны наиболее крупных разломов первого порядка (и наиболее вероятно возникновение сильных землетрясений в объемах, малоразупрочненных разрывными нарушениями), то слабые землетрясения обнаруживают определенную корреляцию с зонами разломов первого порядка.

Структурно зоны палеосейсмодислокаций располагаются в тех же условиях, что и эпицентральные зоны современных сильных землетрясений. Положение зон, в пределах которых возникают сильные землетрясения, пространственно устойчиво, что отражено в наличии в одних и тех же зонах разновозрастных парагенезисов палеосейсмодислокаций и современных сильных землетрясений.

Интенсивность современных сильнейших землетрясений в общем мало отличается от интенсивности наиболее сильных землетрясений прошлого, определенных палеосейсмогеологическим методом.

В следующей части мы рассмотрим особенности возникновения землетрясений в условиях орогенной структуры Северного Тянь-Шаня.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Глава VII

СОВРЕМЕННАЯ ОРОГЕННАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Стратиграфия кайнозойских отложений

Исследования большой группы советских геологов [Шульц, 1948а; Петрушевский, 1955; Крестников, 1962; и др.] позволили сделать вывод, что с конца палеозоя после завершения герцинской складчатости в Тянь-Шане установился субплатформенный режим. В триасе в Восточной Фергане, а в юрское время на месте Иссык-Кульской, Минкуш-Кёкёмеренской и частично Джумгальской впадин закладываются неглубокие седиментационные бассейны. В Ферганской впадине в конце юры, в мелу и палеогене продолжалось осадконакопление, в то время как Северный и Центральный Тянь-Шань представляли собой область малоамплитудных поднятий. Начиная с олигоцен-миоценового времени Тянь-Шань вступает в стадию новейшего орогенеза — в это время закладываются основные современные морфоструктурные элементы.

В отличие от зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню, в Северном Тянь-Шане в качестве опорной поверхности избран древний ценоплан, поэтому для района при рассмотрении современной орогенной структуры необходимо будет говорить не только о деформациях четвертичных террас, но и о дислокациях отложений кайнозойского разреза, образовавшихся в орогенный этап развития страны. Это послужило причиной того, что настоящий раздел посвящен стратиграфии кайнозойских отложений Северного Тянь-Шаня, а следующий — стратиграфии террас и поверхностей выравнивания.

Кайнозойские отложения Таласской впадины автор изучал в 1962—1966 гг. Примерно в это же время подобные работы были осуществлены А.Х. Ибрагимовым, Н.П. Костенко, К.В. Курдюковым, В.И. Макаровым, Н.В. Макаровой, И. Садыбакасовым, М.А. Талиповым, С.А. Тарасовым, Л.И. Турбиным, А.Т. Турдукуловым и другими исследователями в Чуйской, Сусамырской, Кочкорской, Джумгальской и других депрессиях. Позже некоторые аспекты стратиграфии кайнозойских отложений Северного Тянь-Шаня были рассмотрены в статьях О.К. Чедии [1973], О.К. Чедии, В.М. Язовского, А.Б. Фортуны [1973], С.А. Несмеянова и В.И. Макарова [1974] и др.

1. *Дочетвертичные отложения.* Материалы по стратиграфии, мощностям и фациям палеоген-неогеновых отложений Таласской впадины вкратце изложены ниже. Подробное описание геологических разрезов, палеонто-

логической обоснованности стратиграфических схем и фациальных особенностей кайнозойских отложений других впадин Северного Тянь-Шаня содержатся в работах авторов, перечисленных выше, поэтому в этом параграфе мы ограничимся их предельно краткими характеристиками.

Таласская впадина. Стратиграфии кайнозойских толщ Таласской впадины посвящены исследования И.В. Воробьева, А.Ф. Степаненко, М.А. Степаненко, В.Я. Медведева, В.В. Киселева, В.Г. Королева, С.А. Тарасова и других авторов, их минералы учтены в приводимых ниже стратиграфических построениях.

В Таласской впадине достаточно определенно выделяются три свиты кайнозойского разреза: нельдинская (K_2-P), ичкелетауская (N_1-N_2) и шарпылдакская (N_3-Q_1).

Отложения нельдинской свиты развиты преимущественно в северной части Таласской впадины в бассейнах рек Кенкол, Каракистак и в районе внутривпадинного поднятия Ичкили-Тоо. На юге Таласской впадины выходы нельдинской свиты известны только вблизи гор Карамулла. Они представлены светло-желтыми, малиновыми и кремевыми глинами, мергелями и гравелитами на суглино-карбонатном цементе, залегающими на денудированных породах палеозоя и докембрия.

Возраст отложений нельдинской свиты вслед за С.С. Шульцем [1948а], В.Я. Медведевым, В.В. Киселевым, В.Г. Королевым и другими авторами мы определяем как мел-палеогеновый. Этот вывод сделан на том основании, что в ряде мест Узбекистана и Казахстана (в частности, в хр. Каратау) в аналогичных отложениях обнаружены кости динозавров (верхний мел), залегающие *in situ* [Елисеев, 1958, 1961]. В то же время в восточных районах Северного Тянь-Шаня близкие к нельдинским слои коктурпакской свиты относятся к палеогену. В связи с этим точная датировка нельдинской свиты Таласской впадины еще далека от своего надежного решения. Поэтому пока что целесообразно оставить определение возраста нельдинской свиты в достаточно широких пределах, соответствующих имеющемуся фактическому материалу, а именно считать осадки свиты мел-палеогеновыми.

Залегающие выше нельдинской свиты палевые, палево-бурые и бурые конгломераты, гравелиты, алевролиты и глины резко отличаются от нельдинских слоев полным отсутствием карбонатных отложений, загипсованностью и широким развитием глинистых осадков, пореслаивающихся с галечниками и гравелитами. Эти отложения распространены на значительно большей площади, нежели осадки нельдинской свиты, и их выходы имеются во всей зоне предгорий Таласского хребта, начиная от р. Куркуреу-Су на западе до бассейна р. Уч-Кошой на востоке.

Большинством исследований (И.В. Воробьев, А.Ф. Степаненко, М.А. Степаненко, В.Я. Медведев, Н.С. Каткова и др.) рассматриваемая толща вместе с покрывающими ее серыми конгломератами, венчающими разрез, именуется ичкелетауской свитой условно миоцен-плиоценового возраста. По нашему мнению, серые конгломераты литологически настолько четко отделяются от подстилающих глин и конгломератов и они настолько близки к осадкам шарпылдакской свиты [Шульц, 1948а,б] как по положению в разрезе, так и по литологическим особенностям,

что под ичкелетауской свитой представляется целесообразным выделить только толщу палевых глин и конгломератов, а серые конгломераты, как и в остальной части Северного Тянь-Шаня, отнести к шарпылдакской свите плиоцен-раннечетвертичного возраста.

Отложения шарпылдакской свиты представлены серыми, палево-серыми и буровато-серыми конгломератами с прослойками и линзами каменных лёссов и песчаников. К верхам разреза величина обломков постепенно увеличивается, и если вблизи контакта с ичкелетауской свитой шарпылдакская свита нередко сложена среднегалечными конгломератами хорошей и средней окатанности с размером обломков 2–3 см, то в верхней половине разреза средний поперечник обломков увеличивается до 10–12 см и нередко глыбы величиной до 80 см.

Ч у й с к а я в п а д и н а. Для палеоген-неогеновых отложений Чуйской впадины существует несколько стратифических схем (В.Н. Огнева, С.С. Шульца, Л.И. Турбина, И. Садыбакасова и др.). В настоящей работе мы воспользовались стратиграфическими построениями И. Садыбакасова, наиболее близкими к стратиграфической схеме Актюз-Боординской серии среднемасштабных геологических карт.

В пределах Чуйской впадины выделяются: 1 – коктурпакская свита (P_3) – палево-белые мергели и известняки; 2 – киргизская свита ($P_3 - N_1$) – кирпично-красные конгломераты, песчаники, глины и паттумы; 3 – серафимовская свита (N_1^{1-2}) – зеленовато-серые глины с прослоями песчаников; 4 – джельдысуйская свита (N_1^{2-3}) – пестроцветные засоленные и загипсованные глины; 5 – сарыагачская свита (N_1^3) – буровато-красные и кирпично-красные песчаники и конгломераты и зеленовато-серые алевролиты; 6 – чуйская свита ($N_1^3 - N_2^2$) – коричнево-бурые, желтовато-бурые и палевые глины, алевролиты, песчаники и конгломераты; 7 – шарпылдакская свита ($N_2^3 - Q_1^1$) – грубые конгломераты и конгломерато-брекчии палево-серого и серого цветов.

С у с а м ы р с к а я в п а д и н а. Здесь В.С. Буртманом, Н.С. Катковой, Б.М. Кордуном и другими авторами выделены: 1 – корумдинская свита ($P_3 - N_1$) – мергелистые глины, красноцветные конгломераты и гравелиты; 2 – ириджорская свита ($N_2 - Q_1$) – палевые суглинки, песчаники, гравелиты.

Д ж у м г а л ь с к а я в п а д и н а. Для северной части впадины стратиграфические схемы палеоген-неогеновых отложений были представлены Т.А. Додоновой и К.Д. Помазковым, для южной и центральной – Е.И. Зубцовым, Е.И. Зубцовой, А.М. Авдеевым, для всей впадины в целом – А.Х. Ибрагимовым и А.Т. Турдукуловым. А.Х. Ибрагимов и А.Т. Турдукулов выделяют конгломерато-песчанистую красноцветную свиту ($P^?$), мергелисто-глинистую свиту ($N_1^2 - N_2^1$) и пестроцветную свиту (N_2^2).

Если руководствоваться только литологическими особенностями кайнозойских отложений, то схема А.Х. Ибрагимова и А.Т. Турдукулова отражает их вполне объективно. Однако она нуждается в некоторых изменениях и дополнениях.

Залегающие в основании конгломерато-песчанистой красноцветной свиты мергели, глины и базальты являются весьма специфическими

и повсеместно относятся к коктурпакской свите (P?), поэтому выделение коктурпакской свиты в самостоятельную представляется просто необходимым и в этой впадине. Тогда вторая половина конгломерато-песчанистой свиты, естественно, выделяется в виде толщи красных конгломератов под названием киргизской свиты (P₃-N₁).

Точно также толщу серых конгломератов, венчающую разрез "пестроцветной свиты", как и в остальных частях Северного Тянь-Шаня, естественно выделить под названием шарпылдакской свиты (эта толща как самостоятельная свита в Джумгальской впадине впервые была выделена Е.И. Зубцовым и Е.И. Зубковой в 1952 г.).

В соответствии с современными требованиями выделяемым свитам рекомендуется давать местные названия. В связи с этим представляется естественным мергелисто-глинистую свиту (по месту расположения ее стратотипического разреза) назвать кугандинской, а низы пестроцветной — кульской.

Таким образом, в Джумгальской впадине выделяются: 1 — коктурпакская свита (P?) — ярко-красные песчаники, глинистые мергели, известняки, базальты; 2 — киргизская свита (P₃-N₁) — красноцветные конгломераты, паттумы, гравелиты, песчаники и глины; 3 — кугандинская свита (N₁²-N₂¹) — мергелистые и гипсоносные зеленовато-серые глины с линзами мирабилита и тенардита, песчаники, иногда конгломераты; 4 — кульская свита (N₂²) — пестроцветные глины и мергелистые породы; 5 — шарпылдакская свита (N₂³-Q₁¹) — серые брекчии, галечники, конгломераты и валуники.

Кочкорская впадина. Детальные стратиграфические работы, проведенные здесь многими исследователями (С.С. Шульц, А.Я. Петросян, А.А. Лавров, А.Н. Криштофович, М.Д. Залесский, И.В. Палибин, Т.А. Сикстель, А.Г. Эберзин, Б.А. Петрушевский, К.В. Курдюков, В.И. Жегалло, М.В. Неймышев, В.С. Корнилова, Р.Я. Абузярова), и материалы собственных специальных работ позволили С.А. Тарасову [1970] создать следующую стратиграфическую схему палеогеннеогеновых отложений: 1 — бижинская свита (P₂³-N₁) — красноцветные конгломераты, брекчии, песчаники, глины; 2 — шабыркольская свита (N₁¹⁻²) — зеленовато-серые, зеленые, коричнево-серые алевролиты, глины, мергели; 3 — джуанарыкская свита (N₁²-N₂³) — переслаивающиеся розовато-серые гравелиты, зеленые мергели, глины, алевролиты и песчаники, коричневатые и буровато-красные песчаники и глины; 4 — шарпылдакская свита (N₂³-Q₂²) — серые грубообломочные конгломерато-брекчии.

2. Четвертичные отложения и геоморфологическая стратиграфия Северного Тянь-Шаня. Для Северного Тянь-Шаня существует несколько схем стратиграфического расчленения четвертичных отложений и коррелятивных им форм рельефа.

В соответствии со схемой П.Г. Григоренко [1970], принятой автором данной работы, в Северном Тянь-Шане выделяются: чолпонатинский комплекс (нижнеплейстоценовый Q₁²); джержаланский комплекс (средний плейстоцен Q₂); аламединский комплекс (верхний плейстоцен Q₃); токмакский комплекс (голоцен Q₄). Как и в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню, в Северном Тянь-Шане в средне- и позднплейстоце-

новых отложениях — в джергаланском и аламединском комплексах — выделяются по два подкомплекса: ниже- и верхнеджергаланские (соответственно Q_2^1 и Q_2^2) и ниже- и верхнеаламединские (соответственно Q_3^1 и Q_3^2).

Кроме террас, соответствующих перечисленным выше комплексам, в горных хребтах Северного Тянь-Шаня имеются останцы и более древних (дочетвертичных) поверхностей выравнивания. Так, на северном склоне Таласского хребта в бассейне р. Кюмуш-Так имеется останец позднеплиоцен-раннеплейстоценовой поверхности выравнивания с сохранившимися на нем; отложениями шарпылдакской свиты. Эта поверхность прослеживается практически повсеместно и на остальной территории Северного Тянь-Шаня. Наиболее распространенной является древняя денудационная поверхность, на которой залегают разновозрастные отложения палеоген-неогенового разреза.

В отдельных местах, характеризующихся наиболее ранними восходящими неотектоническими движениями, между позднеплиоцен-раннечетвертичным (шарпылдакским) уровнем и древним пенеппленом сохранились останцы еще одной поверхности, которую, к сожалению, нигде не удается увязать с коррелятными отложениями и которую по возрасту мы условно относим к миоцену [Кучай, 1972а].

Некоторые исследователи выделяют в Северном Тянь-Шане большее число дочетвертичных поверхностей выравнивания, чем это сделано в настоящей работе (Н.П. Кюстенко, В.И. Макаров, Н.В. Макарова, Л.И. Соловьева, А.К. Трофимов и др.). В частности, А.К. Трофимов [1973а, б], основываясь на предположении о неперменном соответствии толщам кайнозойского разреза во впадинах ярусов рельефа в хребтах-поднятиях, предполагает повсеместное распространение в Северном Тянь-Шане, кроме шарпылдакской поверхности, еще двух неогеновых, более древних по возрасту. Имеющиеся в расположении автора полевые материалы не дают основания для выделения этих двух предположительно региональных поверхностей выравнивания. Кроме того, объем миоценовых и плиоценовых осадков во впадинах намного превосходит объемы гипотетических эрозионно-денудационных ниш в горах, из которых они якобы вымыты (см. геоморфологические разрезы в работах А.К. Трофимова [1973а, б]). Нам представляется, что в различных районах формирования древнего пенепплена завершалось в разное время, вплоть до позднего плиоцена. Об этом свидетельствует и "трансгрессивный" характер залегания на нем слоев кайнозойского разреза. Значительные же части воздымающихся поднятий были уничтожены эрозионными процессами и к настоящему моменту некоторые ярусы рельефа, коррелятные миоценовым и плиоценовым осадкам, не сохранились. Эта концентрация для юга Средней Азии развивается В.А. Бельским [1970, 1973, 1976, 1978].

Наблюдаемые соотношения разновозрастных террас и поверхностей выравнивания Северного Тянь-Шаня показаны на рис. 37.

3. Основные этапы формирования орогенной структуры Северного Тянь-Шаня. Самые древние палеогеновые осадки Тянь-Шаня не связаны в своем распространении с современными поднятиями и депрессиями, которые получили свое выражение, по-видимому, позже.

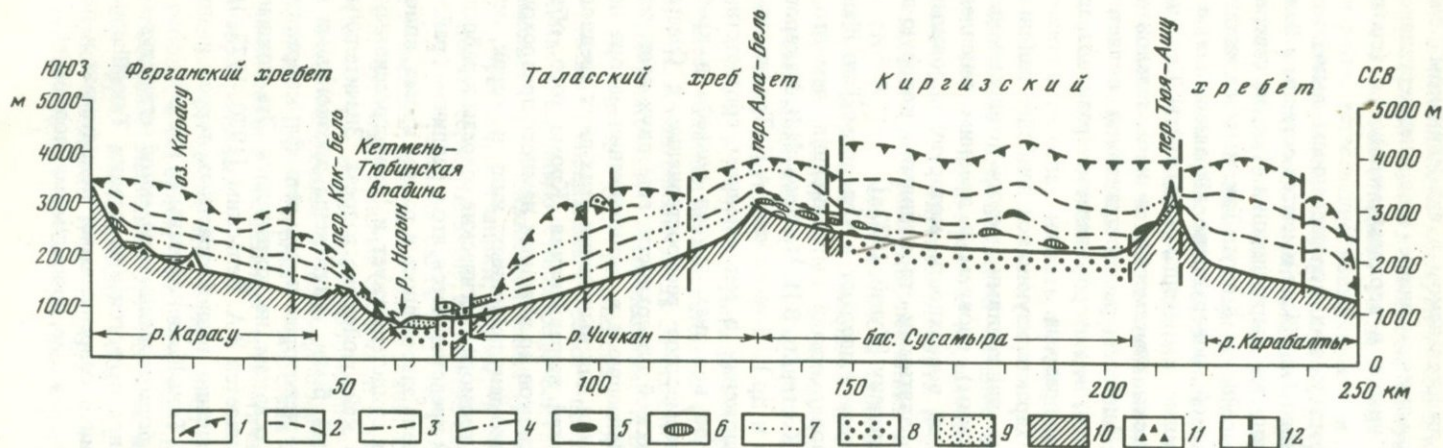


Рис. 37. Геолого-геоморфологический профиль через Ферганский хребет (по долине р. Карасу), Кетмень-Тюбинскую впадину (примерно вдоль старой дороги Фрунзе—Ош), Таласский хребет (по долине р. Чон-Чирчикан), Сусамырскую впадину и Киргизский хребет (по долине р. Карабалтаы)

1—4 — поверхности выравнивания: 1 — древний пенеппен, 2 — позднеплиоцен-древнеплейстоценовая, 3 — чолпонатинская, 4 — джержаланская; 5, 6 — морены: 5 — чолпонатинская, 6 — джержаланская; 7 — интерполированное положение поверхностей выравнивания и террасовых уровней; 8—11 — отложения: 8 — неогеновые, 9 — плейстоценовые аллювиально-пролювиальные, 10 — палеозой-докембрические, 11 — обвалы плейстоценовые; 12 — разломы и разрывы, активные в новейшее время

Собственно орогенный этап начинается в Северном Тянь-Шане с олигоцен-миоценового времени и в нем можно выделить две крупные эпохи — первая длилась вплоть до позднего плиоцена, вторая охватывает период с позднего плиоцена поныне. Для первой эпохи характерно прогрессивное расширение и углубление седиментационных бассейнов [Крестников, 1962; Турбин, 1964]. Особенности эволюции седиментационных бассейнов Северного и Центрального Тянь-Шаня сравнительно недавно проанализировали И. Садыбакасов [1972] и В.И. Макаров [1977], поэтому здесь мы ограничимся лишь краткой информацией о развитии седиментационных бассейнов этой территории.

В олигоцене, миоцене и большей части плиоцена ведущим процессом в формировании структуры Северного Тянь-Шаня было непрерывное углубление и латеральное расширение седиментационных бассейнов. Коренное изменение в направленности тектонического развития Северного Тянь-Шаня связано с позднеплиоценовым временем (со временем образования шарпылдакской свиты). Начиная с этого момента прекращается расширение седиментационных бассейнов, в большинстве случаев прекращается и их абсолютное прогибание — впадины вовлекаются в общее поднятие, по своим темпам отставая от прилегающих к ним структурных форм зон тектонических поднятий. Интенсивный рост новейших хребтов-поднятий сопровождается вовлечением в поднятие периферических частей тектонических депрессий, которые формируют предгорья хребтов. В четвертичное время этот процесс достигает особой интенсивности. В процессе рассмотренной эволюции орогенной структуры Северного Тянь-Шаня был сформирован современный тектонический облик этой страны.

Современная орогенная структура¹

В соответствии с принципами неотектонического районирования (см. главу II) в Северном Тянь-Шане выделены зоны преимущественных прогибаний — Чуйская (А), Таласо-Кочкорская (Г) и Токтогуло-Аральская (Е) — и зоны преимущественных поднятий — Кунгей-Кидикская (Б), Киргизская (В), Бешташ-Джумгалская (Д) и Кавак-Сонгкельская (Ж) (рис. 38).

Чуйская зона преимущественных прогибаний (А). Эта зона являлась областью устойчивых нисходящих движений в течение всего неогена, и такой режим сохраняется на большей части депрессии до настоящего времени. Исключение составляет лишь южная часть зоны, в которой в плейстоцене произошла смена знака движений и были сформированы предгорья-адыры. В связи с этим Чуйская зона разделяется на две подзоны: Фрунзенскую (а) и Ысык-Атинскую (е).

¹ В этой главе принята следующая система ссылок. Буквы в скобках — тектонические зоны и подзоны на схеме неотектонического районирования (рис. 38); цифры в скобках — номера структурных форм на карте сейсмотектоники (рис. 39); арабские цифры — номера блоков и складок, римские — номера разломов.

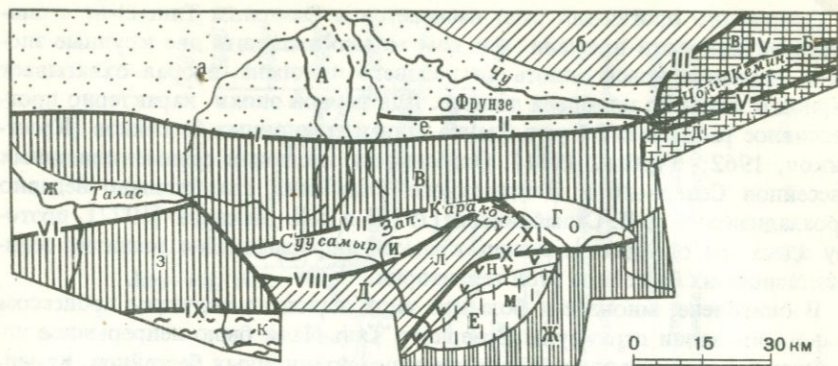


Рис. 38. Схема районирования новейших структур западной части Северного Тянь-Шаня

А—Ж — тектонические зоны: А — Чуйская, Б — Кунгей-Киндикская, В — Киргизская, Г — Таласо-Кочкорская, Д — Бешташ-Джумгальская, Е — Токтогуло-Аральская, Ж — Кавак-Сонгкельская

а—о — тектонические подзоны: а — Фрунзенская, е — Ысык-Атинская подзоны Чуйской зоны; б — Киндиктаасская, в — Заилийская, г — Чонг-Кеминская, д — Кунгейская подзоны Кунгей-Киндикской зоны; ж — Таласская, и — Сусамырская, о — Кочкорская подзоны Таласо-Кочкорской зоны; з — Бешташская, л — Джумгальская подзоны Бешташ-Джумгальской зоны; к — Кетмень-Тюбинская, м — Аральская, н — Супинская подзоны Токтогуло-Аральской зоны

І—ХІ — главные зоны разрывных нарушений: І — Северо-Тяньшаньская, ІІ — Чуйская; ІІІ — Кичи-Кеминская, ІV — Северо-Кеминская, V — Южно-Кеминская, VI — Таласская, VII — Северо-Сусамырская, VIII — Южно-Сусамырская, IX — Кетмень-Тюбинская, X — Джумгальская, XI — Кочкорская

Фрунзенская подзона (а) представляет собой крупный асимметричный синклиорий с пологим северным крылом и более крутым, осложненным серией разломов южным. Из дизъюнктивных нарушений южного крыла синклиория наиболее крупными являются северо-западные части Чон-Курчакского взброса (XIV) и Серафимовского надвига (XVII) (рис. 39, вкл.).

Наиболее прогнутую часть Фрунзенской подзоны занимают две крупные асимметричные мегасинклинали: Кара-Балтинская (32) и Фрунзенская (35). Северные крылья этих структур пологие, а южные, более крутые, осложнены разрывными нарушениями. В пределах этих двух мегасинклиналей древний пенеплен опущен до глубин 3000—3500 м ниже уровня моря.

Северное крыло Кара-Балтинской структуры осложнено Панфиловской (31) и Чаткульской (34) антиклиналями. Наиболее прогнутая часть Кара-Балтинской мегаскладки занята Сосновской (33) синклиалью. Панфиловская антиклиналь структурным носом вырисовывается изолиниями глубин древнего пенеплена в интервале 2000—3500 м, но морфо-структурного отражения не имеет. Чаткульская брахиантиклиналь, напротив, не будучи отраженной в деформациях пенеплена, устанавливается по увеличению глубин врезания современных водотоков в террасу аламединского комплекса от 1—2 м на периферии поднятия до 15—20 м в его замковой части.

Северо-западная часть Кара-Балтинской мегасинклинали осложнена периклиналями трех крупных новейших поднятий Киндик-Кунгейской зоны: Георгиевского (28), Васильевского (29) и Степнинского (30). В рельефе эти периклинали отражены цепочками эрозионных останцов террас джергаланского (Q_2) комплекса и нижнеаламединского подкомплекса (Q_3^1), возвышающимися над подгорной пролювиальной равниной, сложенной осадками верхнеаламединского подкомплекса.

Фрунзенская мегасинклиналь (35) занимает восточную часть Чуйской зоны. Внутренняя структура ее осложнена периклиналию Кастекской антиклинали (26) Киндик-Кунгейской зоны.

Ысык-Атинская подзона (е) представляет собой южную часть Чуйской зоны, в которой в четвертичное время интенсивное прогибание (длвившееся в палеогене и неогене) сменилось общим поднятием. Морфологически Ысык-Атинская подзона представляет собой предгорья — адыры Киргизского хребта.

В расположении антиклинальных и синклинальных складок Ысык-Атинской подзоны отмечается строгая закономерность: во фронтальной части подзоны вблизи ее контакта с Кара-Балтинской и Фрунзенской синклиналями располагается цепочка кулисных антиклинальных складок, южнее которых протягивается полоса четвертичных синклиналей. Замковые части антиклинальных складок, как правило, заняты останцами поверхности выравнивания чолпонатинского комплекса или конгломератами и лёссовидными суглинками того же возраста. Наклоны этих отложений пологие — в пределах $10-12^\circ$. Гипсометрически ниже них следуют антиклинально изогнутые джергаланские осадки или коррелятивные им террасовые уровни, наклоненные под углами $5-8^\circ$. Джергаланские и более молодые отложения в подавляющем большинстве случаев располагаются на бортах antecedentных долин, пересекающих структуры Ысык-Атинской подзоны, и лишь в исключительных случаях они выходят на водоразделы.

Северные крылья антиклиналей оборваны продольными взбросами (надвигами), и поэтому террасовые уровни здесь как бы "повисают" в воздухе, поскольку разновозрастные им отложения в Чуйской впадине по разломам опущены на десятки и сотни метров и сейчас скрыты под отложениями токмакского и аламединского комплексов. На южных, пологих крыльях антиклиналей, напротив, хорошо видно постепенное погружение более древних осадков под более молодые.

В направлении с запада на восток вдоль фронтального северного края Ысык-Атинской подзоны кулисно подставляют друг друга: антиклинали Наурузская (42), Кегетинская (44), Бурагинская (46), Шамсинская (20) и синклинали Джеламышская (36), Бектауская (40), Аламединская (41), Джакбайская (37), Туюкская (43), Талдыбулакская (45), Верхнекегетинская (47).

Наконец, на востоке подзоны располагается Окторкойский горст (21), разделяющий Жильярыкский (22) и Коморчек-Кызылартский (19а) грабены. Днища грабенов выполнены красноцветными отложениями киргизской свиты, а в пределах Окторкойского горста прекрасно сохранился древний пенеплен.

Севернее последних трех структур располагается серия кулисно расположенных горстов, разделенных грабенами. Эту серию структур мы объединили в Боробо-Боординскую серию горстов и грабенов (48). Каждый из горстов ограничен с севера и юга широтными разломами, а останцы древнего пенепплена наклонены на север под углом 3–5°.

Кунгей-Киндикская зона преимущественных поднятий (Б). Структуры этой зоны испытывали восходящие движения в неогене и антропогене. Тем не менее различные части зоны получили отражение в рельефе в разное время, что явилось определяющим при выделении подзон. Последние сменяют друг друга с севера на юг в следующем порядке: Киндиктаская (б), Заилийская (в), Чонг-Кеминская (г), Кунгейская (д).

Структурные формы Заилийской и Кунгейской подзон в виде хребтов-поднятий были отражены в рельефе на протяжении всего новейшего этапа, что фиксируется моделировкой крыльев поднятий шарпылдакской поверхностью выравнивания и наличием обломочного материала из этих подзон в отложениях неогеновых моласс.

Структуры Киндиктаской и Чонг-Кеминской подзон в поднятие были вовлечены только в плиоцен-раннеплейстоценовое время, и если в Заилийской и Кунгейской подзонах останцы древнего пенепплена находятся на высотах 4000–5000 м, то в Киндиктаской и Чонг-Кеминской подзонах эти останцы нигде не обнаружены выше 2000–2500 м. Таковы различия тектонических подзон. Границы между ними представлены системами крупных разрывных нарушений (см. рис. 38), объединенных в зоны: Кичи-Кеминскую (III), разделяющую Киндиктаскую и Заилийскую подзоны; Северо-Кеминскую (IV) и Южно-Кеминскую (V), ограничивающие Чонг-Кеминскую подзону соответственно с севера и с юга.

Киндиктаская подзона (б) занимает северо-восточную часть Киндик-Кунгейской зоны, осложнена тремя крупными антиклиналями, разделенными синклинальными формами. Палеоген-неогеновые осадки в пределах структур обычно отсутствуют, и деформации древнего пенепплена являются основным источником информации о структурных формах Киндиктаской подзоны. Всего в пределах подзоны установлено четыре антиклинали: Степнинская (30), Васильевская (29), Георгиевская (28) и Кастекская (26). Периклинали этих структур на западе продолжают в Чуйской зоне, формируя там пологие внутривпадинные поднятия. Синклинали, разделяющие перечисленные выше антиклинали, как правило, имеют пологие северные и крутые южные крылья. Исключение составляет лишь симметричная Кара-Кастекская синклиналь.

Заилийская подзона (в). Ее основу составляет Куперлисайская антиклиналь (24), в пределах которой древний пенепплен имеет падение под углом 8–10°. Южное крыло антиклинали осложнено серией взбросов, в том числе таким крупным, как Каскеленский (XXI).

Восточнее меридиана р. Джиндысу Каскеленский (XXI) и Джиндысуйский (XXII) взбросы ограничивают Коколубулакский горст (122), в пределах которого древний пенепплен либо горизонтален, либо полого (1–2°) падает к северу.

Юго-западнее Куперлисайской антиклинали располагается Жолбулакский горст (117), выкроенный взбросами широтной и северо-

восточной ориентировки. Смещения по этим разломам достигают 300—500 м, и активные подвижки по ним продолжались вплоть до джержаланского времени.

Коктобинский горст (118) ограничен Кичи-Кеминским и Каракурмским разломами. В районе их пересечения участок Коктобинского горста разбит на мелкие блоки, образующие относительно опущенную ступень. Эта ступень изогнута, что хорошо отражено в деформациях осадков киргизской свиты.

Чонг-Кеминская подзона (г), как отмечалось выше, представляет собой грабен, внутренняя структура которого осложнена горстами и грабенами второго порядка.

На крайнем западе подзоны находится Новороссийский грабен (23), палеозой-докембрийское основание которого скрыто под толщей кайнозойских отложений. Южная часть грабена выкроена двумя широтными взбросами и, будучи относительно приподнятой, образует предгорья Кунгейского хребта. Наиболее высоко поднятые части предгорий сложены верхнеджергаланскими лёссовидными суглинками (Q_2^2).

Восточнее Новороссийского грабена находится более высоко поднятый участок Чонг-Кеминской подзоны. Внутренняя структура грабена Чонг-Кеминской подзоны осложнена двумя горстами: Бузулганским (119) и Айтымбетским (125). Между этими горстами и разломами, ограничивающими Чонг-Кеминскую подзону, располагается широтная цепочка грабенов: Джанарыкский (120), Колькогурский (126), Джаинский (121), Кашкасуйский (124), Верхнекеминский (123).

Оба горста сложены палеозой-докембрийскими породами. Древний пенеппен в пределах этих структур практически горизонтален или полого ($1-2^\circ$) наклонен на север. Днища грабенов заполнены аламединскими и токмакскими аллювиально-пролювиальными и моренными отложениями.

Разломы, ограничивающие перечисленные структурные формы, как правило, смещают террасовые уровни древнее джержаланских, однако фрагментарно отмечается активизация смещений по разломам в аламединское и токмакское время (Q_3-Q_4).

Кунгейская подзона (д). Самая крупная структурная единица подзоны — Кунгейская антиклиналь (25) — занимает приводораздельную часть хр. Кунгей-Алатау и имеет восток-северо-восточное простирание. На южном крыле антиклинали древний пенеппен падает под углом $5-6^\circ$, а на северном серия взбросов смещает не только пенеппен, но и шарпылдакскую поверхность выравнивания, а местами и "лестницу" четвертичных эрозионных террас.

Западная периклиналь Кунгейской складки отделена от Окторкойского горста (21) Онорчекским грабеном (127), открытым на западе в Коморчешский, а на востоке в Новороссийский грабены.

В рельефе наиболее раннее отражение получили структурные формы восточных частей Заилийской и Кунгейской подзон, что проявилось в моделировке крыльев структур шарпылдакской поверхностью выравнивания и появлении обломочного материала из поднятий рассматриваемых подзон в отложениях неогенового разреза.

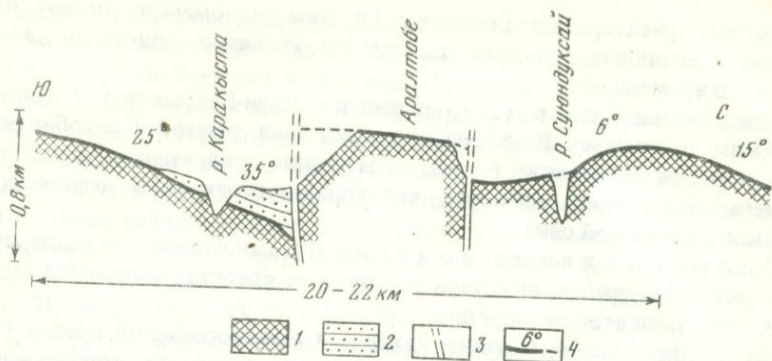


Рис. 40. Новейшие структурные формы в бассейнах рек Каракыста и Суяндуксай (Киргизский хребет)

1 — породы палеозоя и докембрия; 2 — отложения палеоген-неогенового возраста; 3 — новейшие разломы; 4 — древний пенеплен и его наклоны, град.

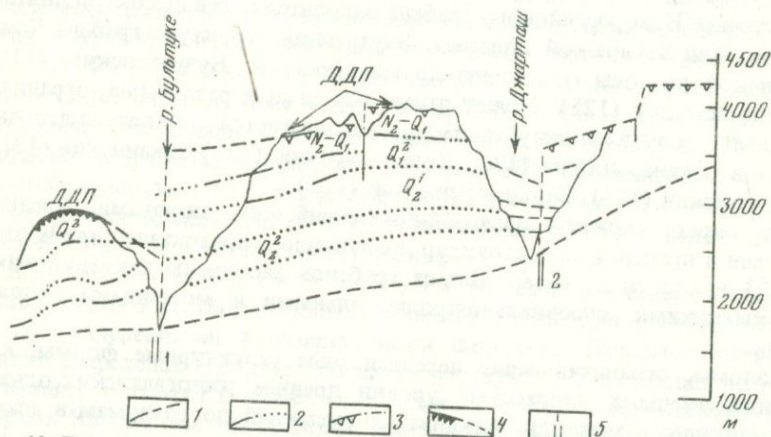


Рис. 41. Деформации поверхностей выравнивания и террасовых уровней в бассейне р. Аксу (Киргизский хребет). Полевая зарисовка

1 — современный тальвег; 2 — четвертичные и позднелицен-раннечетвертичные террасовые уровни; 3, 4 — древние денудационные поверхности выравнивания (Д.Д.П.); 5 — разломы (1 — Аспаринский, 2 — Талдыбулакский)

Находки известняков и озерных глин коктурпаковской свиты в замочных частях структур Киндиктасской подзоны, равно как и отсутствие здесь шарпылдакского эрозионного уровня, позволяют утверждать, что структурные формы этой подзоны получили отражение в рельефе только в плейстоцене (или, в крайнем случае, в конце плиоцена).

Мощные толщи неогенового разреза в западных частях Чонг-Жеминской, Заилийской и Кунгейской подзон свидетельствуют о том, что по крайней мере вплоть до плиоцена в районе Боомского ущелья существовал широкий меридиональный коридор, соединяющий Чуйскую и Иссык-Кульскую впадины [Горячев, 1959; Крестников, 1960].

Киргизская зона преимущественных поднятий (В) охватывает структурные формы Киргизского хребта. Замковые части горстов и горст-антиклиналей этой зоны были отражены в рельефе на протяжении всего новейшего этапа, что зафиксировано наличием неогеновой поверхности выравнивания и "лестницы" плейстоценовых террас, моделирующих крылья новейших поднятий. Суммарные поднятия за новейший этап достигают здесь 4000—4500 м. Периферические части горстов и горст-антиклиналей по амплитуде испытали меньшие поднятия, и нередко их переклинали. получали отражение в рельефе лишь в позднем плиоцене и раннем плейстоцене.

Северной границей зоны является Северо-Тяньшаньская зона разрывных нарушений (I, см. рис. 38), а южная в Таласской впадине условно проведена по северному контуру кайнозойских отложений, а в Сусамырской и Кочкорской впадинах границей Киргизской зоны является Северо-Сусамырская зона разрывных нарушений (VII, см. рис. 38).

Имея широтное простирание, зона состоит из серии антиклиналей и горст-антиклиналей запад-северо-западного и широтного простираний, контактирующих по согласным взбросам. Отрицательные структурные формы единичны.

На крайнем западе располагается крупнейшая в Северном Тянь-Шане Макбальская антиклиналь (1), ядро которой сложено палеозойскими и докембрийскими, а крылья — палеоген-неогеновыми породами. У нее относительно пологое южное крыло ($2-8^\circ$) и более крутое, осложненное разломами, северное. На западе, в районе г. Джамбула, антиклиналь погружается под четвертичные отложения окружающих ее депрессий, на востоке она ограничена Тушашуйским разломом (VII), имеющим, по-видимому, сдвиговый характер. Восточнее этого дизъюнктивного нарушения располагается ряд широтных горст-антиклиналей с пологими (до 20°) северными и оборванными разрывными нарушениями южными крыльями [Кучай, 1966а]: Суондуксайская (7а), Карачокская (8), Огузашуйская (9), Меркенская (13), Корумдинская (12). Суондуксайская антиклиналь от расположенной южнее Огузашуйской отделена Каракыстаской синклиналию (7), мульда которой выполнена отложениями коктурпакской и киргизской свит. Южное крыло складки падает на север под углом от 7 до 25° и сложено широтным взбросом (рис. 40). На западе синклиналь ограничена Тушашуйским разломом (VII), а на востоке замыкается Карачокской антиклиналью (8), у которой северное крыло имеет наклон $8-12^\circ$, а южное оборвано разрывным нарушением.

Севернее Корумдинской антиклинали, отделяясь от нее Талдыбулакским взбросом (VIII), располагается Кара-Балтинская антиклиналь (14). В поперечном разрезе структура представляет собой сложно построенную складку, северное крыло которой в верховьях р. Каинды осложнено Аспаринским разломом (X) (рис. 41). В среднем течении р. Аксу, в районе урочища Тепши, северное крыло антиклинали осложнено Тепшинским грабеном (14а). На севере грабен ограничен Аспаринским разломом, а на юго-востоке срезается разломом, ориентированным по азимуту 310° . Этот взброс в урочище Тепши и устье Белентеке дислоци-

рует нижнеджергаланский эрозионный уровень, что свидетельствует об активизации разлома в среднем — позднем плейстоцене.

Восточнее Тепшинского грабена, в бассейне р. Туюкатора, притока р. Сухулук, тремя пересекающимися разломами выкроен Туюкторский грабен (14б). Смещения по этим разломам затрагивают древний пенеппен (амплитуда смещения (600—800 м) и шарпылдакскую поверхность.

Северное же крыло Кара-Балтинской антиклинали в бассейне р. Джардысу осложнено Джардысуйским (15) грабеном. Разломы, ограничивающие структуру, смещают пенеппен (амплитуда 300—400 м), шарпылдакскую и чолпонатинскую поверхности (амплитуда смещения чолпонатинской поверхности 150—300 м).

На востоке Кара-Балтинская складка кулисно представляется Ала-Арчинской антиклиналью (16), северное крыло которой срезано Чон-Курчакским разломом (XIV), а южное имеет падение в южных румбах под углом 4—5°. Северо-восточнее Чон-Курчакского разлома Ала-Арчинская структура сменяется Каракальской антиклиналью (17), которая восточнее, в долине р. Кегети, разломом северо-восточного простирания разбивается на два крупных блока. В западном блоке древний пенеппен полого (7—10°) падает на север, а в замковой части восточного блока пенеппен изогнут антиклинально.

Вдоль фронтального края Каракольской антиклинали проходят два крупных разлома широтной ориентировки, выкраивающих Чон-Курчакский грабен (38), опущенный относительно окружающих блоков на 500—800 м. Днище грабена заполнено красноцветными отложениями киргизской свиты, а его внутренняя структура осложнена широтной антиклиналью, в ядре которой обнажены каледонские гранитоиды. На севере от низких предгорий Киргизского хребта грабен отделен Шекулинским горстом (39).

Восточнее Каракольской антиклинали в приводоразделенной же части Киргизского хребта находится Кызылсуйская антиклиналь (19). Ее южное крыло под углом 5—10° погружается под кайнозойские осадки Кочкорской впадины, а северное, более крутое, срезано разрывными нарушениями.

Наконец, на севере по широтному взбросу Каракольская складка контактирует с антиклиналью Передового хребта (18), на крыльях которой древний пенеппен подает под углом 5—10°. По разломам, ограничивающим антиклиналь Передового хребта, на севере и северо-западе смещен не только древний пенеппен, но и шарпылдакская, и чолпонатинская поверхности.

Крупнейшие антиклинали Киргизской зоны: Макбальская, Кара-Балтинская, Ала-Арчинская и Каракольская — были вовлечены в поднятие и имели отражение в рельефе на протяжении всего новейшего этапа, что зафиксировано наличием в толщах неогенового разреза обломочного материала из ядер этих структур.

Более молодыми являются Суюндуксайская, Чайсандыкская, Каракыстаская, Карачокская, Огузашуйская и Кормудинская структуры, получившие отражение в рельефе в начале антропогена, что документировается, с одной стороны, мощными толщами палеоген-неогеновых осад-

ков в непосредственной близости от этих структурных форм и отсутствием в этих отложениях обломочного материала, снесенного с перечисленных поднятий, а с другой стороны, наличием эрозионных чолпонатинских террас на крыльях структур; это свидетельствует о том, что в начале антропогена они уже нашли отражение в рельефе (наиболее вероятно, что структуры отражены в рельефе начиная с шарпылдакского времени).

Таласо-Кочкорская зона преимущественных прогибаний (Г). Как было показано В.Н. Крестниковым [1962], Л.И. Турбиным [1964] и другими исследователями, до конца неогена к югу от Киргизского хребта существовал единый широтный бассейн неогеновой седиментации. Площадь этого бассейна и выделена нами как Таласо-Кочкорская зона преимущественных прогибаний. В шарпылдакское время в результате интенсивных восходящих движений единая зона седиментации была разделена на три реликтовые впадины, в которых сохранились достаточно мощные толщи неогеновых отложений. Они выделены как Таласская (ж), Сусамырская (и), Кочкорская (о) подзоны.

В пределах рассматриваемых подзон древний пенеплен находится на относительно небольших высотах: в Таласской подзоне он расположен на высотах от -3000 м до $+1000$ м, в Сусамырской — от $+1000$ до $+2000$ м, а в Кочкорской — от 0 до $+2000$ м, т.е. значительно ниже, чем в соседних Киргизской и Бешташ-Джумгальской зонах преимущественных поднятий.

Переход от Таласской подзоны к Киргизской зоне происходит постепенно без значительных разрывных нарушений, поэтому за их границу условно приняты самые северные выходы неогеновых отложений. На юге Таласской подзоны серия кулисных разрывных нарушений отделяет рассматриваемую подзону от расположенной южнее Бешташской подзоны преимущественных поднятий. Эти кулисные разрывные нарушения объединены в Таласскую зону разломов (VI, см. рис. 38).

Границы Сусамырской подзоны разрывные и проходят на севере по Северо-Сусамырской (VII, см. рис. 38) и на юге по Южно-Сусамырской (VIII, см. рис. 38) зонам разрывных нарушений. Границы Кочкорской подзоны на юге и юго-западе разрывные и проходят по Кочкорской зоне разрывных нарушений (XI, см. рис. 38). На севере структуры Кочкорской подзоны постепенно без разломов сменяются структурными формами Киргизской зоны преимущественных поднятий. Граница между Кочкорской зоной проведена по наиболее северным выходам неогеновых отложений.

Таласская подзона (ж) представляет собой крупную асимметричную мегасинклиналь с пологим северным и более крутым, осложненным серией дизъюнктивных нарушений южным крыльями. Наиболее характерным для подзоны является чередование обширнейших долинообразных участков относительного прогибания, разделенных активными внутривпадинными поднятиями запад-северо-западного простираения. Вдоль северного края мегасинклинали располагается серия кулисных антиклиналей — Каратауская (92), Акташская (95), Ичкилитоуская (96), Караджилгинская (2); Кунгейская (3), Ортотауская (6) — и разделяю-

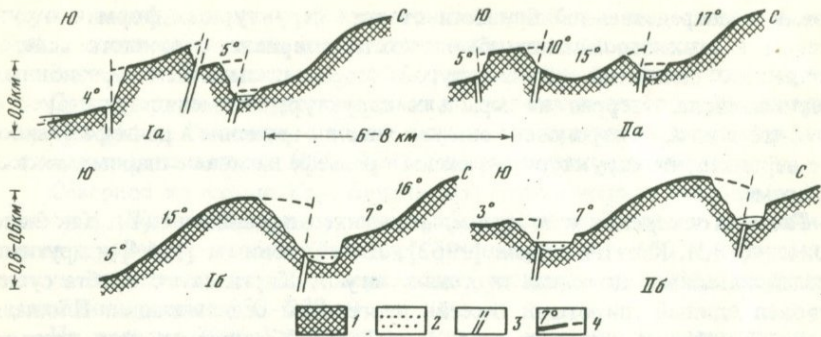


Рис. 42. Расположение взбросов и сбросов в структуре Караджилгинский и Ортотауской горст-антиклиналей

Ia, Ib – Караджилгинская горст-антиклиналь: Ia – восточная, Ib – западная части; IIa–IIб – Ортотауская горст-антиклиналь: IIa – западная, IIб – центральная части

1 – породы палеозоя и докембрия; 2 – плейстоценовые осадки; 3 – разломы; 4 – древний пенеплен и углы его наклона, град.

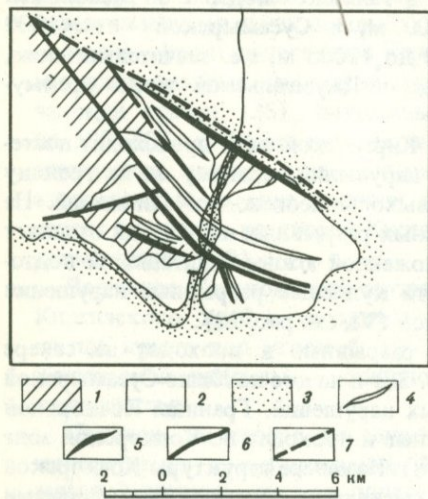


Рис. 43. Тектоническая схема восточной периклинали Ичкилтоуской антиклинали [Кучай, 1964]

1 – породы палеозоя и докембрия; 2 – осадки нельдинской свиты; 3 – отложения плейстоцена и голоцена; 4 – синклинали; 5 – антиклинали; 6, 7 – разрывы: 6 – установленные, 7 – предполагаемые

щих их синклиналей – Покровская (94), Нельдинская (99), Кенкольская (2a), Каракольская (10), Учкошойская (11), Аральская (4). Второй ряд поднятий с сопряженными зонами опусканий приурочен к южной части Таласской впадины – антиклинали: Бабаханская (104), Шекерская (102), Ермуллинская (100), Карамуллинская (101), Сасыкбулакская (5) – и синклинали: Кугандинская (105), Куркурусуйская (103) и Бакиянская (101a).

Все внутривпадинные поднятия, перечисленные выше, за исключением Ермуллинской, имеют однотипное строение и представляют собой новейшие антиклинали, в ядрах которых обнажены палеозой-докембрийские породы, а на крыльях – толщи палеоген-неогеновых отложений. Все структуры Таласской подзоны обладают северной асимметрией [Кучай, 1966a], т.е. у всех поднятий южные крылья пологие (не более 20–25°), а северные – более крутые, осложненные разрывными нарушениями (рис. 42). Разрывы, ограничивающие антиклинали с севера, по генезису относятся к взбросам, их амплитуды в среднем равны 800–1000 м. Разрывы, ослож-

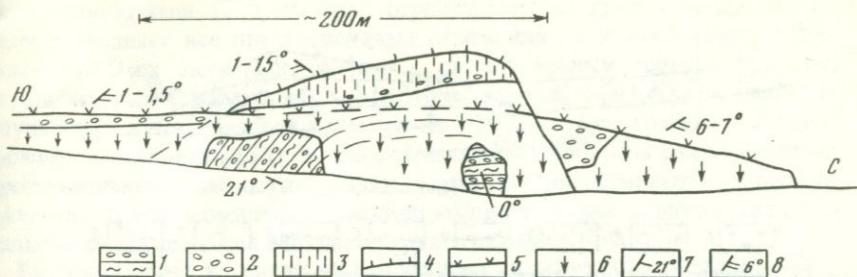


Рис. 44. Ермуллинская антиклиналь (полевая зарисовка)

1 — отложения ичкелетауской свиты; 2 — аллювиальные валунно-галечники; 3 — лёссовидные суглинки; 4, 5 — поверхности террас: 4 — раннеаламединской (Q_1^3), 5 — позднеаламединской (Q_2^3); 6 — задернованный участок; 7, 8 — элементы залегания (град.): 7 — неогеновых, 8 — плейстоценовых отложений

няющие южные крылья, имеют малые амплитуды смещений и по характеру смещений являются сбросами.

Все антиклинали Таласской подзоны образуют систему подобных складок [Кучай, 1964] с северной асимметрией. Эта закономерность выдерживается даже в мелких складках основания (шириной 200–700 м), осложняющих восточную периклиналь Ичкилитоуской антиклинали [Кучай, 1964] (рис. 43).

Мульды всех новейших синклиналей Таласской подзоны заполнены палеоген-неогеновыми и четвертичными отложениями. Будучи сопряженными с антиклиналями, они также обладают северной асимметрией (для синклиналей северной асимметрии характерны пологие северные крылья и крутые южные).

Ермуллинская антиклиналь (рис. 44) сложена конгломератами и гравелитами ичкелетауской свиты, а также джергаланскими валунно-галечниками и лёссовидными суглинками. В пределах антиклинали конгломераты ичкелетауской свиты падают на юг под углом около 20° , джергаланские лёссовидные суглинки имеют падение в южных румбах от 1 до 2° , а аламединские слои падают на север, но в месте пересечения замка антиклинали углы падения резко увеличиваются от $1-2^\circ$ южнее замка до $6-7^\circ$ севернее.

Внутренняя структура крупнейшей в Таласской подзоне Бакиянской синклинали (101а) осложнена Кировской (97), Ленинпольской (98) и Чонтобийской (93) антиклиналями.

Первая из них находится на левом берегу р. Талас и морфологически выражена эрозионными останцами террас джергаланского и аламединского комплексов. Южное крыло складки имеет падение под углом $3-7^\circ$, а северное уничтожено эрозией р. Талас.

В строении Ленинпольской антиклинали (98) (рис. 45) принимают участие пролювиальные отложения джергаланского и аламединского комплексов. Аламединские отложения изогнуты здесь в антиклинальную складку с пологим ($1,5-2^\circ$) южным и более крутым (16°) северным крыльями. Джергаланские валунно-галечники и лёссовидные

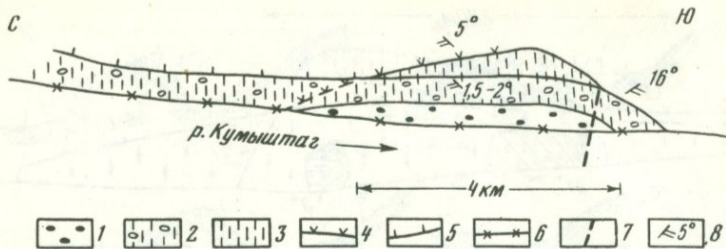


Рис. 45. Ленинпольская антиклиналь (полевая зарисовка)

1 — плотно сцементированные палео-серые валуново-галечники; 2 — валуново-галечники со значительной примесью суглинистого материала; 3 — лёссовидные суглинки; 4—6 — поверхности террас: 4 — джержаланской (Q_2^2), 5 — аламединской, 6 — токмакской; 7 — разлом; 8 — элементы залегания, град.

суглинки на южном крыле имеют падение 6° , а уступообразный облик их северного ограничения можно расценивать как свидетельство наличия здесь разрывного нарушения.

Чонтобийская антиклиналь (93) является непосредственным восточным продолжением Каратауской антиклинали, и она фиксируется аномальным увеличением современных врезов по мере приближения к замку антиклинали.

С у с а м ы р с к а я п о д з о н а (и) представляет собой широтный грабен, внутренняя структура которого осложнена складками более высокого порядка. Эту подзону мы разделяем на две части — собственно Сусамырскую, в которой структуры имеют симметричные поперечники, и Каракольскую (восточную), для которой характерна северная асимметрия структурных форм.

Западное окончание Сусамырского грабена осложнено внутренним поднятием, в замковой части которого обнажены палеозойские гранитоиды, перекрытые чолпонатинской мореной (Q_1^1). С севера и юга поднятие ограничено взбросами, смещающими не только отложения чолпонатинского комплекса, но и пролювиальные и ледниковые осадки джержаланского и аламединского комплексов.

Между рассмотренным поднятием, представляющим собой продолжение Арпатекутырской антиклинали (116) Бешташской подзоны, и Отмёкским взбросом располагается Чиммолинская синклиналь (49), на крыльях которой джержаланские и аламединские пролювиальные отложения падают под углом $2-3^\circ$.

Между этим же поднятием и структурами Джумгальской подзоны широтно вытянулась Мусторская синклиналь (50), восточнее которой, в центральной части Сусамырского грабена, протянулось Чет-Корумдинское поднятие. Обнажающиеся здесь гравийники и конгломераты ирид-жорской свиты падают на север под углом $40-60^\circ$. Залегающие на них моренные отложения чолпонатинского комплекса имеют падение в северных румбах под углом $5-8^\circ$, джержаланские ледниковые отложения деформированы еще слабее.

Позицию, аналогичную Чет-Корумдинскому поднятию, занимает поднятие Айгырджал, представляющие собой западное продолжение Киндык-

ской антиклинали (52). Разлом, ограничивающий гряду Айгырджал на севере, смещает все плейстоценовые отложения до аламединских включительно. Этот активный разлом и расположенный севернее разлом, ограничивающий предгорья Киргизского хребта, выкраивают наиболее опущенную в четвертичное время часть Сусамырского грабена — Корумдинскую синклинали (53). Мульда синклинали выполнена аламединскими пролювиальными осадками, из-под которых "выныривают" отложения джергаланского комплекса, дислоцированные в две пологие антиклинальные складки — Тюя-Ашуйская группа складок (54).

Расположенные к северу от Корумдинской структуры предгорья Киргизского хребта представляют узкий широтный блок, ограниченный с севера и юга взбросами. Блок сложен песчаниками иридзорской свиты, падающими на северо-запад (320°) под углом $60-70^\circ$. Джергаланские валунно-галечники, залегающие на отложениях иридзорской свиты, падают на юг под углом $2-3^\circ$.

Южнее Айгырджальского поднятия проходит восточное окончание Джуджурекской синклинали (58) с мульдой, заполненной аламединскими валунно-галечниками и лёссовидными суглинками. Южное крыло синклинали на правобережье р. Кёкё-Мерен осложнено рядом мелких складок. В ядрах Октябрьской (61) и Чон-Чимчекской (59) антиклиналей обнажены джергаланские осадки, падающие на юг под углом $2-10^\circ$.

Крупнейшая структура Сусамырской части подзоны — Арамсинская антиклиналь (51) — от Чон-Чимчекской антиклинали отделена Чаарташской синклиналью (60). Ядро Арамсинской антиклинали сложено палеозойскими и докембрийскими породами, а на крыльях обнаружены грубообломочные палеогеновые и неогеновые осадки. Эти отложения, равно как и останцы древнего пенеплена, на северных и южных крыльях имеют углы падения около $5-22^\circ$. С севера антиклиналь ограничена серией мелких взбросов, а на юге Суёкский разлом отделяет антиклиналь от одноименной Арамсинской синклинали (65), мульда которой выполнена джергаланскими и аламединскими моренными отложениями. Ундуляция в районе перевала Арамсу разделяет складку на две части.

Положительные структурные формы восточной (Каракольской) половины Сусамырского грабена представлены антиклиналями и горстами северной асимметрии. Большинство структурных форм сосредоточено в западной, наиболее широкой части, где находится Киндыкская антиклиналь (52), с ядром, сложенным палеозойскими гранитоидами и иридзорскими конгломератами и гравелитами, обнажающимися на крыльях. Южное крыло структуры относительно пологое ($5-10^\circ$), а северное, более крутое ($15-20^\circ$) и осложнено согласным взбросом.

Вдоль северного края Сусамырского грабена на меридиане Киндыкского хребта находятся Каройская антиклиналь (57) и два небольших новейших горста: Акбешикский (55) и Чаарташский (56). В пределах этих структур древний пенеплен падает на юг под углом $5-20^\circ$, чолпонтинские (в том числе моренные) осадки падают под углом $5-15^\circ$ и джергаланские отложения залегают без деформаций.

На крайнем востоке Каракольской (восточной) части подзоны периклираль Киндыкской антиклинали разделяет Суёкскую (62) и Дон-Аларчинскую (63) синклинали.

Кочкорская подзона (о) является широтной мегасинклиналью с мульдой, выполненной неогеновыми и четвертичными отложениями, обрамленными на крыльях палеозойскими и докембрийскими породами. Северное крыло мегаскладки пологое ($5-10^\circ$), южное круче и осложнено Южно-Кочкорским разломом (XXIV).

На пологом северном крыле Кочкорской мегасинклинали расположена крупнейшая складка основания — Ортокская анклираль (87) северной асимметрии. Ее ядро построено палеозойскими породами, на крыльях обнажены слои неогенового разреза. На северо-востоке взброс северо-западной ориентировки отделяет антиклиналь от Шамсинской синклинали (86), а на юге антиклиналь сопряжена с широтно вытянутой Чолпонской (88) синклиналью. Мульды Чолпонской и Шамсинской синклиналей заполнены неогеновыми четвертичными отложениями, их северные крылья падают на юг под углом $5-10^\circ$, а южные осложнены согласными взбросами.

На востоке Кочкорская мегасинклиналь замыкается Чуйской анклиналью (89) северной асимметрии, отделенной от расположенных южнее предгорий Улахольской синклиналью (90). Структуру южной части Кочкорской подзоны можно представить в виде синклинальной складки покрова со сложно дислоцированным, запрокинутым на север ($< 70^\circ$) южным крылом и пологим (20°) северным. Мульда этой Чатыркульской (91) синклинали, установленная по деформациям кайнозойских отложений, смещена относительно мульды синклинального изгиба палеозойского фундамента к северу примерно на 3 — 4 км. Смещение мульды в молодых осадках относительно более древних продолжает фиксироваться и в четвертичное время — зона антропогеновой аккумуляции Чатыркульской синклинали смещена на север относительно мульды в шарпылдакских осадках.

Четвертичные отложения, залегающие на неогеновых осадках дискордантно, также дислоцированы в антиклинальные и синклинальные складки. При этом их мульды и замки в отложениях шарпылдакской свиты в общем совпадают с мульдами и замками в деформациях четвертичных отложений и террас.

Складки покрова рассматриваемой полосы предгорий тяготеют к северной части Чатыркульской синклинали, где они представлены многочисленными мелкими субширотными кулисными антиклиналями с ядрами, сложенными отложениями шабырскольской, джуанарыкской и шарпылдакской свит, слои которых падают на юг под углом $30-75^\circ$. На крыльях обнажаются конгломераты шарпылдакской свиты, залегающие на подстилающих отложениях с угловым несогласием и падающие под углом $15-30^\circ$. Северные крылья каждой из антиклиналей обычно осложнены мелкими субширотными взбросами. Рассматриваемые поднятия активно функционировали на протяжении всего антропогена, что документируется различной степенью деформаций разновозрастных отложений. Так, например, в районе горы Айгырджал отложения шарпылдакской свиты

падают на юг под углом около 35° , джергаланские валунно-галечники (Q_2^1) — под углом 15° , джергаланские отложения (Q_2^2) — под углом 8° , а аламединские — под углом 4° .

Бешташ-Джумгальская зона поднятий (Д) располагается к югу от Таласо-Кочкорской зоны преимущественных прогибаний. Горст-антиклинали и антиклинали этой зоны, так же как и структурные формы Киргизской зоны, испытывали восходящие движения на протяжении всего новейшего этапа. Вследствие этого здесь практически отсутствуют неогеновые отложения, а крылья антиклиналей и горст-антиклиналей моделированы шарпылдакской поверхностью выравнивания и четвертичными террасовыми уровнями.

Границы зоны разрывные: на севере это — Таласская (VI, см. рис. 38), Южно-Сусамырская (VIII) и Кочкорская (XI), на юге — Кетмень-Тюбинская (IX) и Джумгальская (X) зоны разрывных нарушений.

В Бешташ-Джумгальской зоне выделяются две подзоны — Бешташская (з) и Джумгальская (л), граница между которыми проходит по Ичкилитоо-Сусамырскому разлому. Древний пенеплен как в Бешташской, так и в Джумгальской подзоне поднят на высоты 4000 — 4500 м.

Бешташская подзона (з) построена серией антиклиналей — Кумыштагской (107), Арымской (112), Колбатауской (109), Итогарской (110), Бешбулакской (115), Арпатеқтырской (116) — и горстов — Башкисуйского (116а) и Сарымгурского (113). В строении этих структурных форм принимают участие в основном палеозойские и докембрийские породы и лишь на периклиналях горст-антиклиналей появляются слои палеогенового и неогенового разрезов. Кумыштагская и Итогарская антиклинали имеют симметричные поперечники, для Арымской антиклинали и Сарымгурского горста характерна южная асимметрия, а Бешбулакской, Арпатеқтырской и Колбатауской антиклиналям, а также Джанарчинскому и Башкисуйскому горстам присуща северная асимметрия.

Из отрицательных структурных форм, имеющих тот же ранг, что и перечисленные выше горст-антиклинали, необходимо отметить Каратокский грабен (107а), зажатый в верховьях р. Чаткал между Таласо-Ферганским разломом и Кумыштагской антиклиналью. В грабене древний пенеплен опущен относительно прилегающих структурных форм примерно на 500 м. Более мелкими являются Карагоинская синклиналь (108) и Чон-Чичканский грабен (111).

Наиболее крупная структура Бешташской подзоны — Кумыштагская антиклиналь в своей северо-западной части осложнена двумя брахиморфными синклиналями: Сарымсакской (106а) и Шильбелийской (106). Мульда Сарымсакской синклинали выполнена осадками ичкелетауской, а Шильбелийской — отложениями шарпылдакской свиты. Падение пород на крыльях центриклинальное под углом $10 - 14^\circ$. Шильбелийская синклиналь на юге ограничена разломом, имеющим амплитуду вертикального перемещения около 100 м (рис. 46).

Так же как и Бешташскую, Джумгальскую подзону можно представить в виде совокупности широтных антиклиналей — Карамойнокской (64), Джумгальской (66), Кольской (70), Ойгаингской (67), Кокбельской (72), контактирующих по продольным взбросам и в исключительно ред-

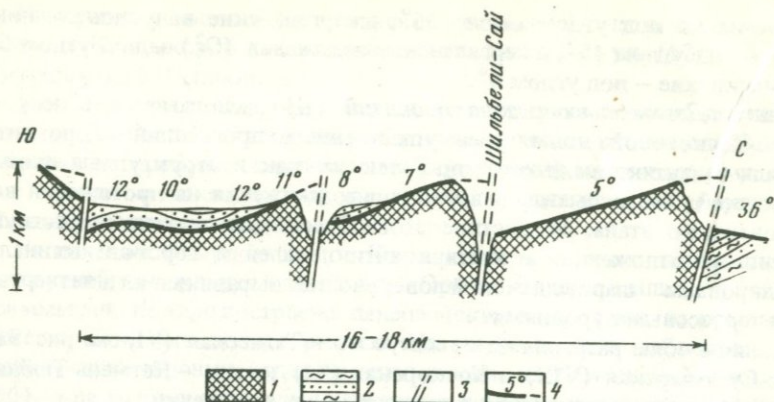


Рис. 46. Новейшая структура Шильбелинской синклинали и прилегающих участков Таласского хребта (полевая зарисовка)

1 — палеозойско-докембриские породы; 2 — отложения шаялдакской свиты; 3 — взбросы; 4 — древний пенеплен и углы его наклона, град.

ких случаях разделенных Кольминской (71) и Ойгаингской (66а) синклиналями. Южное крыло Карамойнокской антиклинали в районе урочища Сандык-Кунгей осложнено Сандык-Кунгейским грабеном (68), выкроенным с юга Суёкским взбросом (XII), а с севера — разломом с амплитудой вертикального перемещения более 300 м. Древний пенеплен в пределах грабена падает на север под углом 5–6° и в центре грабена разорван взбросом с амплитудой вертикального смещения около 80 м.

В замковой части Джумгалская антиклиналь осложнена в урочище Сандык-Терскей двумя широтными синклиналями. По мнению К.Д. Помазкова, этот участок можно рассматривать как инверсированную часть Кочкорской впадины. Основная, из выделяемых здесь, Сандык-Терскейская синклиналь (69) устанавливается по синклинальному (под углом 5–7°) изгибанию древнего пенеплена. Мульда синклинали выполнена джергаланской мореной.

Токтогуло-Аральская зона прогибаний (Е). К этой зоне отнесены структуры, расположенные к югу от Бешташ-Джумгалской зоны преимущественных поднятий. В течение миоцена и плиоцена эта территория испытывала прогибания и здесь были отложены мощные толщи неогеновых осадков. В позднеплиоцен-раннеантропогеновое время в результате энергичного роста положительных структурных форм Токтогуло-Аральская зона была разделена на районы с различными особенностями тектонического режима: Кетмень-Тюбинскую (к), Аральскую (м) и Супинскую (н) подзоны (см. рис. 38).

Кетмень-Тюбинская и Аральская подзоны в течение четвертичного времени по темпам поднятия существенно отстают от окружающих их структур Бешташ-Джумгалской и Кавак-Сонгкёлской зон преимущественных поднятий — в пределах Кетмень-Тюбинской и Аральской подзон древний пенеплен под толщами миоцен-плиоценовых и антропогеновых отложений находится на высотах 0–1500 м.

Северная граница Токтогуло-Аральской зоны разрывная: в пределах Кетмень-Тюбинской подзоны ее границей является одноименная зона разрывных нарушений (IX, см. рис. 38), а в Джумгальской впадине (граница с Супинской подзоной) — Джумгальская зона разрывных нарушений (X, см. рис. 38).

Переход от Аральской подзоны к расположенной южнее Кавак-Сонгкельской зоне преимущественных поднятий происходит постепенно, без разломов — граница между ними проведена условно по наиболее южным выходам неогеновых отложений.

Кетмень-Тюбинская (к) подзона представляет собой новейшую мегасинклиналь, внутренняя структура которой осложнена внутривпадинными поднятиями. Наиболее крупными элементами подзоны являются Узун-Ахматская синклинали (114), выполненная неоген-четвертичными отложениями.

Аральская подзона (м) пространственно совпадает с Джумгальской новейшей депрессией и представляет собой крупную мегасинклиналь восток-северо-восточной ориентировки с пологим ($5-10^\circ$) южным крылом и более крутым, осложненным серией разломов северным.

Южное крыло мегасинклинали осложнено Кызыл-Джарской антиклиналью (78), в пределах которой неогеновые отложения падают под углом $25-30^\circ$. К замковой части структуры приурочена цепочка эрозивных останцов джержаланских пролювиальных осадков, возвышающихся над аламединским пролювиальным подгорным шлейфом. Джержаланские отложения изогнуты антиклинально и имеют углы падения около $3-6^\circ$.

Севернее Кызыл-Джарской антиклинали располагается наиболее прогнутая часть подзоны — Джумгальская синклинали (77).

Супинская подзона (н) занимает промежуточное положение между структурами Аральской и Джумгальской подзон. Здесь в течение миоцена и плиоцена происходило отложение молассовых толщ, т.е. эта площадь существенно отставала по темпам поднятия от Джумгальской подзоны и составляла единое целое с Аральской.

Однако в плейстоцене темпы поднятий в Супинской подзоне были настолько велики, что в настоящее время древний непенеплен поднят здесь на высоты 3000—3500 м.

Супинскую подзону можно разделить на две, местами на четыре ступени, ограниченные взбросами и надвигами. Каждая ступень представляет собой блок, наклоненный на север под углом $5-35^\circ$ и ограниченный (в большинстве случаев) на юге антиклиналью, в ядре которой обнажены палеозойские и докембрийские породы, а на крыльях — палеоген-неогеновые слои.

Крайний запад подзоны занимает широтный блок, зажаты между Минтекинским (XV) и Кызылташским (XVI) разломами (см. рис. 39). В своей западной части блок разделяет Бешташ-Джумгальскую и Кавак-Сонгкельскую зоны преобладающих поднятий, относительно которых он является грабеном, опущенным на 500—600 м (на днище этого грабена сохранились фрагменты отложений киргизской свиты). Восточное окончание блока располагается на границе Бешташ-Джумгальской зоны поднятий и Аральской подзоны относительного прогибания. В этом месте в

районе рек Кичи-Кул и Чон-Кул предгорья Джумгалского хребта по положению (до $3-5^{\circ}$) Минтекинскому надвигу (XV) контактируют с Кызыллойской гемиянтиклиналью (67а), а на юге они ограничены горстом широтного простираия. Смѣстители разломов, ограничивающих горст, круты и под углами $80-90^{\circ}$ падают под горст. В восточном направлении амплитуды вертикальных смещений по этим взбросам постепенно затухают и горст сменяется коробчатой Чон-Кульской (84) антиклиналью с углами падения на крыльях $60-70^{\circ}$.

Далее на восток кулисно подставляют друг друга Супинский (73) и Сарыбулакский (74б) горсты, Орто-Кугандинская (74а), Нуркобулакская (74) и Бозалаташская (75) антиклинали. Севернее Бозалаташской антиклинали по долине одноименной реки широко вытянулся Окторкойский грабен (76).

Кавак-Сонгкельская зона преимущественных поднятий (Ж) пространственно совпадает с Кавакским и Сонгкельским хребтами. Горсты и горст-антиклинали, формирующие зону, были отражены в рельефе на протяжении всего новейшего этапа. Денудационная поверхность в их пределах находится на высотах 3500–4000 м.

Кавак-Сонгкельская зона состоит из крупных широтных антиклиналей, кулисно подставляющих друг друга. На западе ее располагается Сарыкамышская антиклиналь (79), которая по Мин-Кушскому разлому кулисно подставляется Кавакской широтной антиклинальной складкой (80).

Древний пенеплен северного крыла Кавакской структуры падает на север под углом $5-10^{\circ}$ и на северо-востоке подставляется Сонгкельской антиклиналью (81), которая от расположенной севернее Кызартской (82) антиклинали отделена широтной Базартурукской синклиналью (83).

Кызартская антиклиналь на юго-востоке уходит за пределы рассматриваемой территории, а на западе сменяется Укоксской антиклиналью (85).

Главнейшие разрывные нарушения

Выше, при рассмотрении современной орогенной структуры Северного Тянь-Шаня мы приводили сведения о разрывных нарушениях, осложняющих эти структурные формы, поэтому ниже мы рассмотрим только крупнейшие дизъюнктивные дислокации, имеющие особое значение для понимания современной орогенной структуры.

Таласо-Ферганский разлом (I) ограничивает рассматриваемую часть Северного Тянь-Шаня на юго-западе. Вертикальные смещения в зоне этого разлома крайне неравномерны. Наибольшие амплитуды вертикальных смещений (более 2000 м) связаны с северо-западной частью разлома. Юго-восточнее же, в верховьях рек Шильбили-Сай и Каракосмак, амплитуды резко уменьшаются и вновь возрастают уже в месте пересечения разломом Кетмень-Тюбинской котловины.

Специальные исследования горизонтального компонента смещений в зоне Таласо-Ферганского разлома [Буртман, 1964; Ранцман, Пшенин, 1967] позволяют относить это разрывное нарушение к одним из наиболее активных сдвигов Земли.

Узун-Ахматский разлом (II) в своей юго-восточной части отделяет Кетмень-Тюбинскую подзону от Бешташской, а на северо-западе он разделяет различные структурные элементы Бешташской подзоны. Этот разлом представляет собой взброс с почти вертикальным сместителем. Максимальные амплитуды вертикальных смещений по нему приурочены к его центральной и юго-восточной частям (более 1000–1500 м). По мере продвижения на северо-запад амплитуды вертикальных смещений уменьшаются до 500–600 м. В этом же направлении происходит "одревнение" комплекса отложений и поверхностей выравнивания, смещаемых в зоне разлома. Так, если в юго-восточной части разлома в долинах рек Чон- и Бала-Чычкан на 15–20 м взброшены аламединские отложения, то западнее дислоцированы только шарпылдакский эрозионный уровень и древний пенеплен.

Сандыкский взброс (III) разделяет Арымскую (112) и Итогарскую (110) антиклинали. Северо-западнее р. Узун-Ахмат в южном крыле пенеплен взброшен на 500–600 м, а юго-восточнее взброшенным является северное крыло (амплитуда вертикальных смещений изменяется от 100–200 до 700–800 м).

Бешташский разлом (IV) проходит через верховья рек Чычкан, Бешташ и долины рек Итогар и Каракол. Так же как и в Таласо-Ферганском разломе, амплитуды вертикальных смещений по Бешташскому разлому уменьшаются в направлении с северо-запада на юго-восток — от 1500 м в долине р. Урмарал до 1000 м в бассейне р. Карагоин и менее 500 м в верховьях р. Бешташ. На северо-западном окончании разлома смещены неогеновые осадки и плейстоценовые эрозионные уровни вплоть до джергаланского, восточнее подвижками затронуты только шарпылдакский эрозионный уровень и древний пенеплен.

Тутусуйский разлом (V). Его западное окончание вторгается в предгорья Таласского хребта, амплитуды вертикального смещения достигают здесь 2500 м. Однако по мере удаления от предгорий в Таласский хребет амплитуды вертикальных смещений постепенно уменьшаются и в междуречье рек Колба и Сусамыр не превосходят 600–800 м. Одновременно с уменьшением амплитуд одревняется и комплекс смещаемых поверхностей выравнивания и террасовых уровней: если на западном окончании разлома смещены джергаланские отложения, то на востоке, в указанном междуречье, дислокациями затронуты только древний пенеплен и шарпылдакский эрозионный уровень. Сместитель разлома круто (60–80°) падает на юг и лишь на крайнем западе, в промежутке между р. Бешташ и горой Кунгей, разлом трансформируется в надвиг, по которому кембро-ордовикские известняки бешташской свиты надвинуты на палеовые глины ичкелетауской свиты.

Ичкилито-Сусамырский разлом (VI) — одна из крупнейших структурных линий Северного Тянь-Шаня. Как активная тектоническая зона он известен уже в палеозое [Киселев, Королев, 1964]. В новейшее время различные части испытали активизацию разного рода как по направленности смещений, так и по амплитудам вертикальных движений.

На северо-западе разлом ограничивает с севера Ичкилитоускую антиклиналь. Сместитель разлома под углом 70–80° падает на юг, и амплиту-

да вертикального перемещения достигает 1200 м в центральной части Ичкилитоуской антиклинали. Восточнее хр. Ичкили-Тоо, в днище Таласской впадины, Ичкилитоо-Сусамырскому разлому соответствует валообразное поднятие фундамента (данные А.М. Бескровного и В.И. Митрошина). В Таласском хребте в районе гор Бешбулак он вновь устанавливается геологическими и геоморфологическими методами. Здесь по нему контактирует палеозойско-докембрийское ядро Бешбулакской антиклинали (115) с расположенными севернее отложениями ичкелеауской и шарпылдакской свит. По мере удаления от гор Бешбулак в глубь Таласского хребта амплитуды смещений по разлому постепенно уменьшаются от 1000 м на западе до 300—400 м на востоке.

Т у ш а ш у й с к и й в з б р о с о - с д в и г (VIII) непрерывно прослеживается от бассейна р. Каракыста на северо-западе до верховий рек Сусамыр и Арамсу на юго-востоке. На северо-западе вертикальный сместитель разлома отделяет Макбалскую антиклиналь от Каракыстаской синклинали. Здесь деформациями затронут не только древний пенеплен, но и чолпонатинский эрозионный уровень. Южнее, в месте контакта Макбалской и Огузашуйской антиклиналей, амплитуды вертикальных смещений уменьшаются до первых десятков метров. Амплитуды вновь увеличиваются только в бассейне р. Чон-Кошой (300—400 м), и они особенно значительны в Сусамырском грабене (около 1000 м), где в зоне Тушашуйского разлома на 50—80 м взброшена чолпонатинская морена.

Т а л д ы б у л а к с к и й р а з л о м (VIII) отделяет Корумюинскую антиклиналь от Меркенской и Кара-Балтинской. На всем протяжении он крут (падение 70—80°), при этом в западной части сместитель разлома падает на север, а в восточной, начиная с р. Кара-Балта, на юг. Максимальные амплитуды вертикальных смещений (600—800 м) связаны с западной частью разлома в месте контакта Меркенской антиклинали с Учкешуйской синклиналью, где, кроме древнего пенеплена, смещены шарпылдакская и чолпонатинская поверхности. Восточнее, в верховьях рек Каракол (Таласский) и Кара-Балта, амплитуды смещения древнего пенеплена уменьшаются до 80—100 м.

К о л ь с к и й в з б р о с (IX) в своей восточной части разделяет Кара-Балтинскую и Меркенскую антиклинали и имеет амплитуду вертикального смещения не более 100—150 м. Северо-западнее, в бассейне р. Каракыста, амплитуда вертикального смещения возрастает до 2000 м, и если в восточной части разлома смещены только древний пенеплен, то в северо-западной части смещены шарпылдакский и чолпонатинский уровни.

А с п а р и н с к и й р а з л о м (X) западнее долины р. Мерке служит тектонической границей между Чуйской зоной прогибания и Киргизской зоной поднятий. В этом месте разлом вертикален, в рельефе отражен уступом и его южное крыло взброшено относительно северного более чем на 2000 м. Восточнее р. Мерке, в пределах Киргизской зоны поднятий, амплитуды вертикальных перемещений резко падают до 400—500 м (взброшено уже северное крыло). Новое возрастание амплитуд тектонических движений в зоне Аспаринского разлома отмечается в бассейне р. Кара-Балта. Особенно хорошо разлом наблюдается в урочище Тепши

(бассейн р. Ак-Суу), где по нему смещены как чолпонатинская, так и джергаланская террасы.

Отмётский взброс (XI) в западной части разделяет Киргизскую зону поднятий и Таласо-Кочкорскую зону опусканий, а на востоке по нему контактируют Киргизская и Бешташ-Джумгальская зоны поднятий. Разлом ориентирован широтно, и его сместитель круто ($70-90^\circ$) падает в западной части на север, а в восточной — на юг. На всем протяжении разлома взброшено северное крыло, при этом смещены не только древний пенеплен и шарпылдакский уровень, но и чолпонатинская и джергаланская террасы. Амплитуды вертикальных смещений в западной части разлома превышают 2000 м, а в восточной — редко достигают 300–500 м.

Суёкский разлом (XII) ограничивает Сусамырский грабен на юге. По характеру смещений — это крутой ($60-70^\circ$) взброс с амплитудой вертикальных смещений 500–1000 м. На большей части разлома деформациями охвачены только древний пенеплен и шарпылдакская поверхность, и только на своем восточном фланге разлом смещает все четвертичные отложения древнее токмакских.

Ойгаингский разлом (XIII) ограничивает с юга Арамсинскую синклинали и Джумгальскую антиклиналь. Плоскость Ойгаингского взброса круто ($80-90^\circ$) падает на юг, и по нему смещены древний пенеплен, шарпылдакская эрозионная поверхность и чолпонатинские моренные отложения. В частности, в бассейне рек Окторкой и Кошбулак (Джумгальская впадина) по разлому серовато-зеленые песчаники и сланцы ордовика надвинуты на серые конгломераты шарпылдакской свиты.

Один из крупнейших взбросо-надвигов Северного Тянь-Шаня — Чон-Курчакский (XIV) — в своей западной половине служит тектонической границей между Чуйской зоной прогибаний и Киргизской зоной поднятий. Здесь амплитуда вертикального перемещения по разлому максимальна и достигает 2500 м. В восточном направлении амплитуды вертикальных смещений постепенно уменьшаются, и в бассейне р. Чон-Курчак они не превосходят 200–300 м. При этом если в западной части (например, в междуречье Джарды-Каинды — Ак-Суу) по разлому смещены не только джергаланские, но и аламединские отложения, то восточнее меридиана р. Ак-Суу деформациями затронуты только чолпонатинская терраса, шарпылдакский эрозионный уровень и древний пенеплен. Еще восточнее, в пределах Киргизской зоны, начиная с бассейна р. Чон-Курчак, деформированы только шарпылдакская поверхность и древний пенеплен.

Минтекинский надвиг (XV) трассируется от Кызылойской антиклинали на западе до р. Орто-Куганды на востоке. В западной части разлом крут ($70-80^\circ$), в восточной, начиная с бассейна рек Чон-Кул и Кичи-Кул, он постепенно трансформируется в надвиг, падающий на север под углом $3-5^\circ$ (здесь палеозойские гранитоиды надвинуты на глины кульской свиты). Разлом активно функционировал в джергаланское и аламединское время, что документируется деформациями морен в зоне разлома в междуречье Сарымундуз и Минтеке.

Кызылташский надвиг (XVI) в западной части имеет крутой сместитель со взброшенным южным крылом. Однако на востоке, после

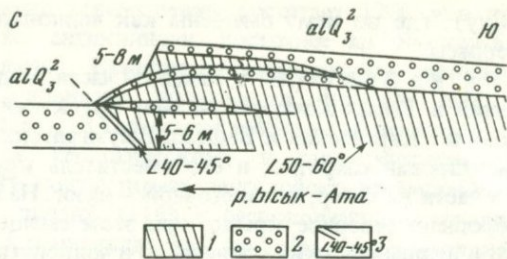


Рис. 47. Надвигание по Серафимовскому надвигу конгломератов сарыгачкской свиты (N_3) на аламединские аллювиальные осадки (Q_3^2) (полевая зарисовка)

1 — сарыгачкская свита; 2 — аллювиальные отложения; 3 — разлом и наклон его сместителя, град.

выхода разлома в Джумгальскую впадину (здесь разлом разделяет Сунпинскую и Аральскую подзоны), сместитель становится более пологим и под углом $40-50^\circ$ падает на север (вброшено северное крыло). Надвиг на $200-250$ м смещает чолпонатинские отложения, занимающие водораздельные части предгорной зоны, но более молодые осадки деформации не затронуты.

Серафимовский разлом (XVII) — один из активнейших в плейстоцене. Он ограничивает большей своей частью с севера предгорья Киргизского хребта. В пределах Кара-Балтинской мегасинклинали непосредственно на его продолжении располагается внутривпадинная Чаткульская антиклиналь, что позволяет предполагать наличие активного разлома в фундаменте Чуйской впадины вплоть до пос. Чатыркуль. Активные плейстоценовые деформации в зоне Серафимовского разлома непрерывно фиксируются от р. Ала-Арча на западе до р. Чу на востоке. В частности, в долине р. Ысык-Ата неогеновые красцветные конгломераты сарыгачкской свиты надвинуты на аламединские (Q_3^2) пролювиальные валунно-галечники (рис. 47).

Неогеновые конгломераты аллохтона падают на юг под углом $50-60^\circ$, сместитель разлома также имеет падение в южных румбах, но под углом $40-45^\circ$. Непосредственно в зоне разлома наблюдается расщепление позднеаламединской (Q_3^2) террасы на три локальные цокольные террасы. Мощность аллювиального чехла самой древней из них постепенно увеличивается по мере удаления от надвига на юг. Рассмотренный характер смещений в зоне Серафимовского надвига сохраняется и далее на восток, и лишь восточнее долины р. Шамшы сместитель разлома становится более крутым, а в бассейне р. Жильярык вброшено уже не южное, а северное крыло. Максимальные амплитуды смещений по разлому связаны с его западной частью, в восточном направлении они постепенно уменьшаются.

Минусский разлом (XVIII) осложняет южное крыло Джумгальской мегасинклинали и является взбросом с амплитудой вертикального перемещения $600-700$ м. По разлому смещены чолпонатинские пролювиальные отложения, но джержаланские осадки не деформированы.

К а р а к о р у м с к и й р а з л о м (XIX) своей западной половиной отделяет Киргизскую зону поднятий от Чуйской зоны прогибаний, а на востоке служит тектонической границей Кунгейской и Чонг-Кеминской подзон. На западе, в бассейне р. Шамшы, разлом ограничивает с севера антиклиналь Передового хребта и Онарчинский горст, в его южном, взброшенном крыле древний пенеплен смещен не менее чем на 1000 м. В зоне разлома деформированы джержаланские террасы (в том числе и Q_2^2), но аламединские отложения (Q_3^1) здесь не деформированы. Аламединские террасы смещены этим разломом к западу, в долину р. Чу, где аллювиальные аламединские отложения взброшены в южном крыле на 30—40 м. Однако восточнее Новороссийского грабена, в зоне Каракорумского разлома, смещены террасы не моложе раннеджержаланских (Q_2^1).

П о К и ч и - К е м и н с к о м у р а з л о м у (XX) палеозой-докембрийские породы Заилийской подзоны (южное, взброшенное крыло) контактируют с неогеновыми и плейстоценовыми отложениями Чуйской зоны прогибаний. Лишь в верховьях р. Кичи-Кемин разлом трассируется взбрасыванием в южном крыле пенеплена на 500—600 м. В своей западной части (вплоть до р. Кичи-Кемин) разлом смещает джержаланские и более древние террасовые уровни и поверхности выравнивания, аламединские отложения деформированы фрагментарно (например, южнее пос. Степное). Восточнее, в бассейне р. Кичи-Кемин, где амплитуда вертикального смещения в зоне разлома постепенно уменьшается от 800—1000 до 500—600 м, наиболее молодым смещением уровней является чолпонатинская эрозионная терраса.

К а с к е л е н с к и й р а з л о м (XXI) разделяют Заилийскую и Чонг-Кеминскую подзоны. Западнее р. Каскелен и восточнее р. Джая разлом имеет сместитель, падающий на север под углом 70—80°. В междуречье Каскелен—Джая сместитель более пологий (45—50°) и по нему взброшены верхнеджержаланские (Q_2^2) моренные отложения. В остальной части разлома деформациями затронуты террасы и поверхности выравнивания не древнее раннеджержаланских (Q_2^1).

Южнее Каскеленского разлома непосредственно по долине р. Чонг-Кемин прослеживается Д ж и н д ы с у й с к и й р а з л о м (XXII), смещающий не только джержаланские, но и аламединские отложения (например, в устьях рек Коқолубулак и Джиндысу). Голоценовая (токмакская) активизация разлома проявлена фрагментарно и достаточно достоверно устанавливается только в районе Джаинского грабена. Джаиндысуйский взброс, как и большинство остальных рассмотренных выше разрывных нарушений, имеет осевой характер смещений — западнее р. Джиндысу у него взброшено южное крыло, а восточнее — северное.

Южным ограничением Верхнекеминского грабена служит К о й с у й с к и й в з б р о с (XXIII), имеющий максимальные амплитуды вертикальных смещений (800—1000 м) вблизи р. Койсу. Разлом установлен по смещениям древнего пенеплена, его взаимоотношения с более молодыми поверхностями выравнивания и террасами определить не удалось.

Ю ж н о - К о ч к о р с к и й р а з л о м (XXIV) ограничивает с юга Кочкорскую подзону относительных прогибаний. Это дизъюнктивное

нарушение, имеющее ныне амплитуду вертикального перемещения около 1000—1500 м, в неогеновое время являлось южной границей Кочкорского седиментационного бассейна, что привело к резкому увеличению мощностей неогеновых отложений в северном крыле разлома и соответственно к сокращению мощностей и полноты неогенового разреза в южном крыле.

В плейстоцене в восточной части разлома, как и в неогене, продолжает интенсивно подниматься южное крыло, однако западнее р. Джанарыксай взброшено северное крыло, о чем свидетельствует дислокация чолпонатинских и джержаланских отложений.

Глава VIII

ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Как и в главе IV, проводимое ниже описание палеосейсмодислокаций осуществлено по тектоническим зонам (см. рис. 38). Нужно иметь в виду, что часть зон палеосейсмодислокаций (Ысыката-Аламединская, Кемино-Жильярыкская, Шамсинская, Чон-Курчакская, Джаламышская, Сухулулукская, Аксуйская, Джардысуйская) изучены детально, по остальным зонам автор имел возможность осуществить лишь рекогносцировочные наблюдения (Меркенская, Каракыстаская, Сусамырская, Арамсинская, Кугандинская зоны палеосейсмодислокаций) (рис. 48).

Чуйская тектоническая зона

Ысыката-Аламединская зона палеосейсмодислокаций (III)¹ объединяет группу сухих оползней и участков ступенчатых перекосов грунта в предгорьях Киргизского хребта в междуречье Ысык-Ата — Аламедин.

Наиболее значительная остаточная деформация этой зоны — сейсмодислокация конуса выноса — располагается на востоке зоны в бассейне р. Ысык-Ата [Кучай, 1972б]. Здесь при землетрясении в раннем голоцене (раннетокмакское время) был сорван участок конуса выноса длиной 3-4 км и шириной около 1 км и с правого борта долины р. Ысык-Ата переброшен на левый. Фронтальный край этой пролювиальной массы накатился на аламединский аллювий и перекрыл примерно 50-100 м террасы (рис. 49).

Севернее сейсмодислокации конуса выноса при выходе р. Ысык-Ата в Чуйскую впадину, на ее левом берегу, в аллохтоне Серафимовского надвига располагается сейсморов отрыва в джержаланских лёссовидных суглинках. Западнее долины р. Ысык-Ата на склонах треугольников-фасетов Серафимовского надвига протянулась субширотная цепочка оползней в лёссовидных суглинках.

¹ Римские цифры в скобках после названия зон палеосейсмодислокаций соответствуют номерам зон палеосейсмодислокаций на рис. 48.

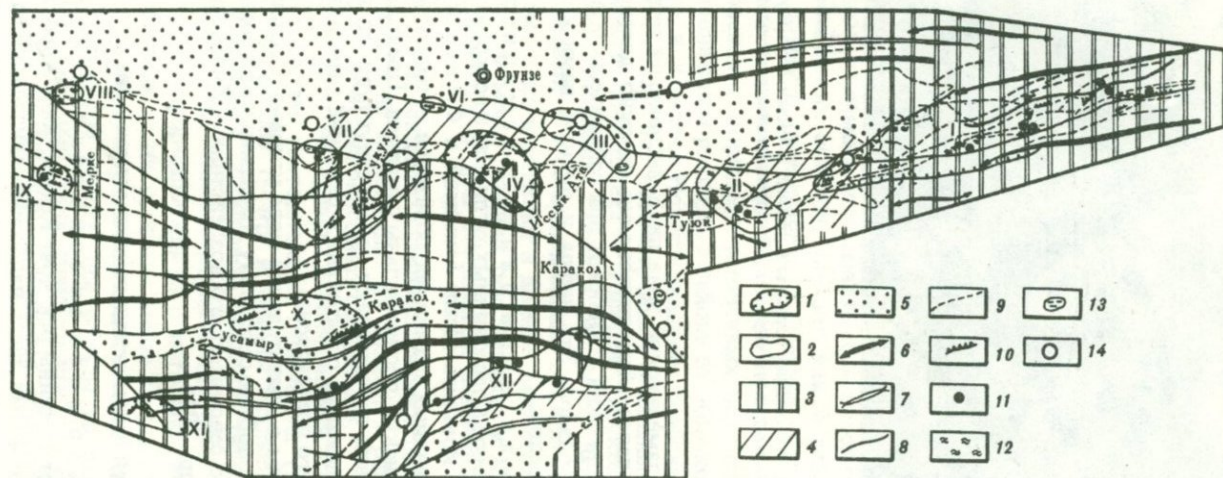


Рис. 48. Палеосейсмодислокации Северного Тянь-Шаня

1, 2 – границы зон палеосейсмодислокаций: 1 – интенсивностью 10 баллов и более, 2 – интенсивностью 9–10 баллов; 3–5 – зоны: 3 – новейших поднятий, 4 – предгорий, 5 – тектонических впадин; 6, 7 – оси: 6 – антиклиналей и горст-антиклиналей, 7 – синклиналей и грабен-синклиналей; 8, 9 – разломы: 8 – первого порядка, 9 – второго и более высоких порядков; 10 – тектонические сейсмозоны; 11 – обвалы скальных пород; 12 – участки ступенчатых перекосов грунта; 13 – сухие оползни; 14 – эпицентры сильных землетрясений; I–XII – зоны палеосейсмодислокаций (см. текст)



Рис. 49. Общий вид сейсмодислокации террасы в долине р. Ысык-Ата [Кучай, 1972в]
 1 — тыловой шов сорванной части террасы; 2 — фронтальная часть, заброшенная на террасу р. Ысык-Ата

Во всей Ысыката-Аламединской зоне лишь дислокация террас в долине р. Ысык-Ата как палеосейсмодислокация надёжно диагностируется. Такие остаточные деформации возникают при сейсмическом воздействии интенсивностью 9–10 баллов. Эта цифра и принята нами как наиболее вероятная для зоны в целом.

Джеламышская зона палеосейсмодислокаций (VI) объединяет сейсморов в лёссовидных суглинках и несколько оползней, образованных в зоне контакта Ысык-Атинской и Фрунзенской подзон.

Сейсморов в лёссовидных суглинках образован в тыловой части смещённых раннеаламединских пролювиальных осадков. Поскольку позднеаламединские отложения перекрывают сеймоструктуру, то логично полагать, что сейсмодислокация образована в середине аламединского времени (середина позднего плейстоцена).

Выделение этой зоны в значительной мере условно и основывается на том, что сейсморвы, подобные сейсмору Джеламышской зоны, известны в зоне 9–10-балльного сейсмического воздействия Кебинского землетрясения [Богданович и др., 1914].

Кунгей-Киндикская тектоническая зона

Кемино-Жильарыкская зона палеосейсмодислокаций (I) занимает бассейны рек Чонг-Кемин, Жиль-Арык и Чон-Аксу. Наиболее распространёнными здесь палеосейсмодислокациями являются тектонические сейсморвы. Они широко развиты в долине р. Чонг-Кемин, в частности в районе гор Айтымбет, Каскелен, Бузулган и в районе Боомского ущелья.

Сейсморвы хорошо выражены в рельефе, они разрывают гидросеть, пересекая долины тектоническими дамбами. По возрасту все они относятся к аламединскому и токмакскому времени. В тех случаях, когда время образования сейсморов по их взаимоотношениям с молодыми формами рельефа удастся определить более точно, то это время относится к середине позднего плейстоцена (середина аламединского времени). Смещения раннеаламединских отложений тектоническими сейсморвами и их перекрытие позднеаламединскими осадками установлено в устье Коколубулака, в междуречье Акбулак — Джая, в устье Бузулгансая, в пределах Боомского ущелья.

Участки ступенчатых перекосов грунта имеются только в верховьях р. Чонг-Кемин. В настоящее время морфологически они выражены линейно всхолмленными частями террас и конусов выноса. Валы участков ступенчатых перекосов грунта ориентированы параллельно р. Чонг-Кемин. Эти сейсмодислокации, как правило, сформированы в раннеаламединских пролювиальных и аллювиальных отложениях и не затрагивают позднеаламединских осадков, т.е. они как и сейсморвы, образованы в середине позднего плейстоцена (середина аламединского времени).

В среднем и нижнем течении р. Чонг-Кемин располагается серия крупнейших обвалов в коренных устойчивых породах. Обвалы отмечены в левом составляющем р. Джая, в районе оз. Колькогур (они слагают плотину озера) и в районе Новороссийского грабена, в месте слияния рек Чонджар и Кайнар. Все рассмотренные обвальные массы образованы в конце позднего плейстоцена — голоцене, поскольку они перекрывают аламединские отложения. Обвал в районе оз. Колькогур, скорее всего, раннеголоценовый — этот вывод можно сделать потому, что токмакские аллювиальные осадки залегают в долине, выработанной в теле обвальной массы. Обвал в месте слияния рек Чонджар и Кайнар сформирован на глазах современников при Кебинском землетрясении: [Богданович и др., 1914].

Оползни в лёссовидных суглинках широко развиты по всей Кемино-Жильярыкской зоне и особенно на западе, в районе Новороссийского грабена. Их мы не будем описывать специально.

Безусловно, следы древних землетрясений в Кемино-Жильярыкской зоне следует считать тектонические сейсморвы (см. главу II), участки ступенчатых перекосов грунта и обвалы скальных пород. О катастрофичности образования сейсморов свидетельствуют смещения тальвегов долин и образование сеймотектонических дамб. Участки ступенчатых перекосов грунта сформированы на полого наклоненных ($1-3^\circ$) конусах выноса и террасах, и ни в одном месте не удалось обнаружить следов эрозионной подрезки террасы или конуса выноса, на которых образованы ступенчатые перекосы грунта. Все обвалы скальных пород связаны с устойчивыми породами типа гранитоидов и массивных известняков, следы подрезки склона или аномальная трещиноватость пород отсутствуют.

Весь рассмотренный комплекс палеосейсмодислокаций (тектонические сейсморвы, участки ступенчатых перекосов грунта, обвалы скальных пород, оползни в лёссовидных суглинках) позволяют определить макси-

мальную палеобалльность Кемино-Жильярыкской зоны в позднем плейстоцене — голоцене в 10–11 баллов. Именно к этой зоне приурочены 10–11-балльное Кебинское землетрясение 1911 г., а также 8–9-балльное Кемино-Чуйское землетрясение 1938 г.

Киргизская тектоническая зона

Шамсинская зона палеосейсмодислокаций (II) приурочена к системе новейших горстов и грабенов, расположенных в долине р. Шамшы (Шамси). В этой зоне отмечены только сейсмогравитационные остаточные деформации. Наиболее крупный обвал находится в бассейне р. Уйтабулга, впервые он описан К.В. Курдюковым в 1963 г. Обвал имеет значительный путь транзита (5–8 км) и перекрывает пролювиальные джергаланские и нижнеаламедиинские осадки, верхнеаламедиинские отложения вложены в обвальную массу.

Наличие обвалов со значительным путем транзита позволяет предполагать, что в середине позднего плейстоцена (середине аламедиинского времени) в Шамсинской зоне имели место землетрясения интенсивностью не менее 9 баллов.

Чон-Курчакская зона палеосейсмодислокаций (IV). Палеосейсмодислокации этой зоны группируются вблизи одноименного грабена. Парагенезис остаточных деформаций землетрясений прошлого представлен серией тектонических сейсморов и обвалами скальных пород.

Наиболее значительные тектонические сейсморвы располагаются в бортах Чон-Курчакского грабена (рис. 50), они рассмотрены в главе II. За пределами этого грабена крупный тектонический сейсморов находится в урочище Кызыл-Белес (междуречье Чон-Курчак — Ала-Арча). Сейсморов образован в пачке карбоновых песчаников и конгломератов, его длина около 2 км, сместитель падает на юг под углом 25–30° и смещает среднечетвертичные (Q_2^2) осадки. Более мелкие тектонические сейсморвы имеются в долине р. Кашкасу (бассейн р. Ала-Арча) и на северном склоне г. Шекуле.

Вблизи рассмотренных выше сейсморов находятся обвалы в коренных породах. Так, во взброшенном восточном крыле Чон-Курчакского грабена обвал в коренных гранитоидах занимает площадь 200×600 м. Такого же типа обвал имеется в междуречье Ала-Арча — Чон-Курчак, где в обвальное смещение вовлечены коренные карбоновые конгломераты и песчаники. В этих же конгломератах и песчаниках в верховьях р. Кашкасу обвалом захвачена площадь 800×1500 м.

Все обвалы Чон-Курчакской зоны произошли в аламедиинское или токмакское время (поздний плейстоцен — голоцен). Точная датировка времени образования возможна только для обвала в Чон-Курчакском грабене, который вложен в джергаланскую и раннеаламедиинскую террасы, но позднеаламедиинские валуново-галечники вложены в обвальную массу. Следовательно, обвал образован в середине аламедиинского времени (середина позднего плейстоцена).

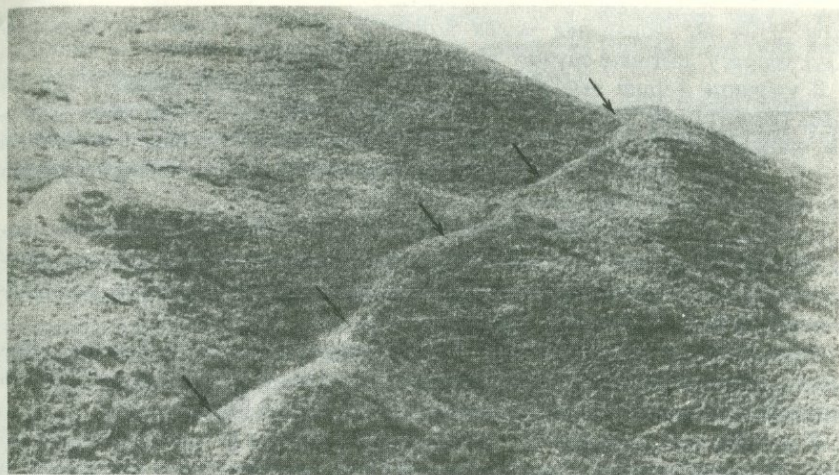


Рис. 50. Сейсморов (обозначен стрелками) в долине р. Чон-Курчак [Кучай, 1972в]

Наличие в этой зоне тектонических сейсморов и крупных обвалов скальных пород позволяет полагать, что в прошлом зона испытала максимальное сейсмическое воздействие интенсивностью 10–11 баллов.

Сокулукская зона палеосейсмодислокаций (V) располагается в бассейнах рек Сокулук и Ак-Суу, в ней имеются тектонические сейсморвы, участки ступенчатых перекосов грунта, обвалы скальных пород и оползни.

Тектонические сейсморвы приурочены к взброшенным крыльям Туюкторского и Тепшинского грабенов. Длина сейсморов обычно изменяется от 200 до 300 м, глубина — от 1,5 до 3 м и ширина — от 10 до 15 м. Поскольку они располагаются на склонах моложе джержаланского возраста, то время их образования определяется как поздний плейстоцен — голоцен (аламедиинское и токмакское время).

Участок ступенчатых перекосов грунта сформирован в верхнеаламедиинских аллювиально-пролювиальных отложениях левого притока р. Джеламыш при выходе ее из гор в предгорья, т.е. возраст палеосейсмодислокации — голоценовый.

Наиболее крупные обвалы располагаются в долине р. Коль к югу от пос. Белогорка (Белогорские обвалы). Здесь отмечаются две обвальные генерации — древняя, задернованная и залегающая на останцах джержаланской и раннеаламедиинской террас, и молодая — позднеголоценовая. Обвальные цирки обоих обвалов приурочены к месту пересечения Аспаринского и Чон-Курчакского разломов, и срыв обвальных масс произошел в толще ордовикских песчаников. Голоценовая генерация обвала в тыловой части древнего обвального цирка вызвала ступенчатое проседание части склона. Амплитуда этого проседания достигает 200–300 м. Обвал в коренных гранитоидах имеется в долине р. Джеламыш в 3 км восточнее вы-

соты 2304 м. Обвальная масса ложится здесь на раннеаламединскую (Q_3^1) террасу, которая служит обвалу контрфорсом.

В урочище Тепши верхние 5–7 м интенсивно разупрочненных трещинами гранитоидов вовлечены в оползневое смещение. Поскольку в местах оползневого смещения склоны нередко имеют уклоны в пределах $5-10^\circ$, можно полагать, что устойчивость этого склона была нарушена при сейсмическом воздействии.

Оползни в лёссовидных суглинках рассеяны по всей Сокулукской зоне, однако выделить среди них остаточные деформации, безусловно образованные при сейсмическом воздействии, в настоящее время не представляется возможным.

Наличие в Сокулукской зоне тектонических сейсморовов и таких грандиозных обвалов, как Белогорские, позволяет оценить интенсивность палеосейсмического воздействия этой зоны в 10–11 баллов.

Джардысуйская зона палеосейсмодислокаций (VII) располагается в междуречье Ак-Суу — Акбашат в зоне контакта Киргизского поднятия с Чуйской тектонической депрессией. В пределах зоны развиты участки ступенчатых перекосов грунта и оползни в лёссовидных суглинках.

Если вопрос о роли сейсмического воздействия в образовании оползней в лёссовидных суглинках сейчас следует оставить открытым, то участки ступенчатых перекосов грунта образованы в тех же условиях, что и участки ступенчатых перекосов грунта в плейстоценовой области Кебинского землетрясения, и они свидетельствуют о 9–10-балльном сейсмическом воздействии в этом районе в прошлом.

Участки ступенчатых перекосов грунта Джардысуйской зоны сформированы в теле раннеаламединской (Q_3^2) террасы. Поскольку взаимоотношения этих остаточных деформаций с более молодыми осадками остаются неизвестными, то возраст палеосейсмодислокаций Джардысуйской зоны принят за позднплейстоцен-голоценовый (позднеаламединское и токмакское время).

Меркенская зона палеосейсмодислокаций (VIII) связана с северо-западным окончанием Аспаринского разлома, где условно к палеосейсмодислокациям отнесены четыре оползня в лёссовидных суглинках, образованные на склонах крутизной $10-15^\circ$. Оползневые тела вложены в пролювиальные аламединские осадки, но токмакские отложения сами вкладываются в оползневые массы. Таким образом, наиболее вероятное время образования оползней — конец позднего плейстоцена (вторая половина аламединского времени).

Наличие в Меркенской зоне оползней только в лёссовидных суглинках не является достаточным основанием предполагать, что в прошлом сейсмическое воздействие в этой зоне было более 8–9 баллов.

Каракыстаская зона палеосейсмодислокаций (IX) располагается в пределах одноименной грабен-синклинали и представлена двумя тектоническими сейсморовами и грандиозным обвалом в коренных палеозойских породах.

Тектонические сейсморовы создали плотины в долинах. Путь транзита обвала около 3–4 км, он накатился на раннеаламединский (Q_3^1) ко-

нус выноса, но токмакские осадки вложены в обвальную массу, т.е. наиболее вероятное время образования обвала — вторая половина аламединского времени (конец позднего плейстоцена).

Тектонические сейсморвы и крупные обвалы скальных пород являются надежным парагенезисом палеосейсмодислокаций, характерных для зон, испытавших 10—11-балльное сейсмическое воздействие.

Таласо-Кочкорская тектоническая зона

Сусамырская зона палеосейсмодислокаций (X) занимает центральную часть одноименного новейшего грабена. Парагенезис палеосейсмодислокаций этой зоны представлен тектоническим сейсморвом, сейсморвами отрыва в лёссовидных суглинках, обвалом скальных пород.

Единственный тектонический сейсморов фиксируется на северном, крыле Киндыкской антиклинали, а сейсморвы в рыхлых четвертичных отложениях находятся в междуречье Карабулак — Токайлу. Они образованы в результате смещения при землетрясении части склона и формирования в тыловой части смещенного участка рва отседания (такие же остаточные деформации образованы на северном берегу оз. Иссык-Куль при Кебинском землетрясении 1911 г.). Сейсморвы имеют протяженность 80—150 м, ширину 5—10 м и глубину 1,5—2 м, ими смещены раннеаламединские пролювиальные отложения, но позднеаламединский пролювий в ряде мест перекрывает рассматриваемые остаточные деформации. Следовательно, эти сейсмоструктуры образованы в середине аламединского времени (середина позднего плейстоцена).

В непосредственной близости от тектонического сейсморва и сейсморов в плейстоценовых отложениях расположена серия оползней, часть которых захватила не только покровные лёссовидные суглинки, но и неогеновые глины и конгломераты иридзорской свиты. Наконец, в долине р. Кеке-Мерен имеется крупный обвал аламединского возраста.

Рассмотренный комплекс палеосейсмодислокаций позволяет с уверенностью полагать, что район Сусамырского грабена в позднем плейстоцене — голоцене испытал сейсмическое воздействие по крайней мере интенсивностью 9—10 баллов. Находка же на северном крыле Киндыкской антиклинали тектонического сейсморва позволяет считать возможным в этом районе и сейсмическое воздействие интенсивностью 10—11 баллов.

Арамсинская зона палеосейсмодислокаций (XI) условно выделена в бассейне одноименной реки на основании находок здесь структурных форм, морфологически подобных тектоническим сейсморвам. Мы не имеем возможности исследовать эти структуры подробнее, поэтому окончательное решение о выделении Арамсинской зоны и определении ее палеобалльности — дело будущего.

Бешташ-Джумгальская тектоническая зона

Кугандинская зона палеосейсмодислокаций (XII). К ней отнесены четыре обвала скальных пород, расположенных преимущественно в районе южных предгорий Джумгальского хребта. Все они образовавшиеся в аламединское и токмакское время.

Обвал в приустьевой части р. Кызылташ залегает на поверхности аллювиальной позднеаламединской террасы, следовательно, он образован в токмакское время (голоцен). Обвалы в бассейнах рек Коль и Кольме наложены и вложены в позднеаламединскую (Q_3^2) террасу — они образованы на границе аламединского и токмакского времени (граница позднего плейстоцена и голоцена). Обвал в долине Тугельская расположен на раннеаламединских аллювиальных отложениях и подпруживает позднеаламединские осадки этой же реки, стало быть, обвал возник в середине аламединского времени (середина позднего плейстоцена). Обвал в восточной части Сандык-Кунгейского грабена сформирован на границе аламединского и токмакского времени (на границе позднего плейстоцена и голоцена).

Все обвалы Кугандинской зоны возникли на склонах крутизной не более 30° , что недостаточно для самопроизвольного обрушения даже сильно трещиноватых гранитоидов, в то время как рассматриваемые обвалы связаны со слабо трещиноватыми гранитоидами. Все четыре обвальные массы сорваны с верхней трети склона, для которой исключено нарушение устойчивости в результате эрозионной подрезки склона. Наконец, самый крупный обвал зоны — Тугельсайский — имеет путь транзита 4 км, т.е. такой же, как у Хаитского обвала. Учитывая изложенное выше, можно полагать, что в позднем плейстоцене — голоцене (аламединское и токмакское время) территория Кугандинской зоны испытала сейсмическое воздействие интенсивностью 9—10 баллов.

Таким образом, для Северного Тянь-Шаня имеются достаточно детальные материалы, касающиеся современной орогенной структуры и следов сильнейших землетрясений прошлого. Это позволяет в комплексе с данными сейсмологических наблюдений перейти к поиску статистически значимых критериев детального сейсмического прогноза.

Глава IX

СТАТИСТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ С СОВРЕМЕННОЙ ОРОГЕННОЙ СТРУКТУРОЙ И ВЕРОЯТНОСТНОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ

Анализируемый материал

Характеристика современной орогенной структуры Северного Тянь-Шаня содержится в главе VII, а в главе VIII приведено описание палеосейсмодислокаций этой территории. Сейсмологический материал представлен картами эпицентров землетрясений Средней Азии с энергетическим классом $13 \geq K \geq 10$, произошедших в 1955—1966 гг. Большая часть этих сведений содержится в монографии К. Джанузакова [1964], из которой почерпнута информация и о сильных землетрясениях ($K \geq 14$) за период с 1900 по 1966 г.

В силу малости очаговых областей землетрясений с $K = 10 \div 13$ непосредственно с геологической структурой можно сопоставлять простран-

ственное расположение эпицентров землетрясений. В отношении определений эпицентральных зон более сильных землетрясений мы сохраняем требования, изложенные в главе VI.

Кроме того, автор имел возможность воспользоваться данными высокоточных наблюдений сети сейсмических экспедиционных станций, полученными в основном в отделе сейсмологии АН КиргССР, Комплексной сейсмологической экспедиции (КСЭ) ИФЗ АН СССР и в Институте сейсмологии АН УзССР. Точность определения эпицентров этих землетрясений — 2–3 км, а точность определения глубины очагов землетрясений — 5 км.

Связь землетрясений различной энергии со структурными признаками

В пределах Северного Тянь-Шаня структурная обстановка более разнообразна, чем в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню, поэтому здесь имеется возможность рассмотреть связи землетрясений с более богатым набором геологических признаков. Первоначально оценим связи землетрясений со следующими семью признаками: 1) новейшие синклинали и грабен-синклинали в пределах новейших тектонических впадин; 2) новейшие внутривпадинные поднятия; 3) новейшие разломы и разрывы; 4) новейшие рамповые грабены в пределах новейших поднятий; 5) новейшие горсты и горст-антиклинали в пределах новейших поднятий; 6) древние разломы, не активизированные в новейшее время; 7) палеозойские и докембрийские складчатые структурные формы (антиклинали и синклинали).

Из перечисленных структурных признаков отберем информативные и для них рассчитаем вероятности связи землетрясений с учетом краевых эффектов, после чего построим карту вероятностного сейсмического районирования по геологическим признакам. Все землетрясения по их энергии разобьем на две группы: 1 — $K=10, 11, 12$; 2 — $K \geq 13$.

Как было показано ранее [Кучай, 1973], землетрясения с $K=7 \div 12$ не обнаруживают связи с рассматриваемыми геологическими признаками. В отличие от них сильные землетрясения ($K \geq 13$) весьма тесно связаны с рамповыми грабенами в пределах новейших поднятий и внутривпадинными поднятиями. В качестве признаков используем удаленность от границ структур в пределах поднятий и новейших депрессий и выделим следующие зоны.

А. Новейшие орогенные поднятия.

I. Грабены. Зоны удаленности от разрывных границ: 1 — на 0–5 км; 2 — на 5–10 км.

II. Горсты и горст-антиклинали. Зоны удаленности от разрывных контактов с новейшими тектоническими впадинами: 3. — на 0–5 км; 4 — на 5–10 км; 5 — на 10 км и более.

Б. Новейшие тектонические межгорные впадины.

III. Зоны удаленности от крыльев впадин, осложненных разрывными нарушениями: 6 — на 0–5 км; 7 — на 5–10 км; 8 — на 10 км и более.

IV. Внутривпадинные поднятия. Зоны удаленности от осей антиклиналей и горст-антиклиналей: 9 — на 0–5 км; 10 — на 4–5 км.

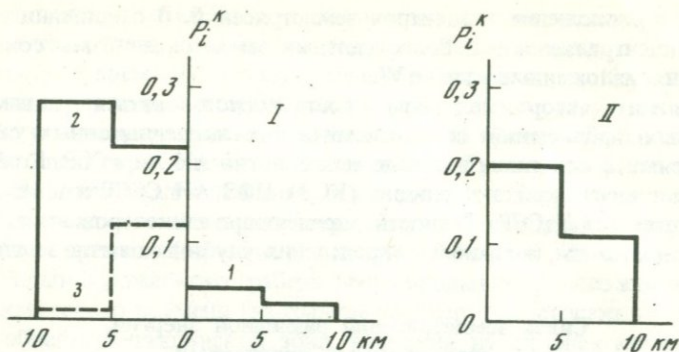


Рис. 51. Вероятности связи (P_i^k) очагов сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня с удаленностью: на рис. 51, I – от границ горстов (1), грабенов (2) и от разрывов, ограничивающих новейшие тектонические депрессии (3); на рис. 51, II – от осевых частей внутривпадинных поднятий

Выбор ширины зон удаленности в 5 км обусловлен как точностью используемых структурных карт, так и точностью определения эпицентральных зон сильных землетрясений.

Вероятность случайной связи для десяти признаков равна 0,1. Следовательно (рис. 51, табл. 11), сильные землетрясения не случайно приурочены в зонах орогенных поднятий к новейшим рамповым грабенам, а в межгорных тектонических депрессиях – к внутривпадинным поднятиям. Связь сильных землетрясений с краевыми частями межгорных тектонических впадин, осложненных разломами, положительная, но значительно менее тесная, чем с грабенами и внутривпадинными поднятиями.

Таким образом, связь сильных землетрясений в условиях орогенных поднятий с краевыми частями грабенов, установленная в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню, сохраняет силу и в пределах Северного Тянь-Ша-

Таблица 11

Вероятности связи сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня с признаками современной орогенной структуры

Классы структурных элементов	Зоны удаленности, км		
	0–5	5–10	более 10
Разрывные контакты грабенов внутри областей устойчивых новейших поднятий	0,23	0,28	См.*
Замки внутривпадинных поднятий	0,20	0,11	0
Разрывные ограничения внутригорных тектонических депрессий	0,12	0,01	0
Разрывные контакты горстов в областях устойчивых новейших поднятий	0,04	0,02	0

* В пределах рамповых грабенов внутри областей устойчивых новейших поднятий зоны удаленности более 10 км отсутствуют.

ня. Однако более разнообразные тектонические условия в этом районе позволяют в качестве сейсмоопасных выделить еще ряд структурных элементов, а именно внутривпадинные поднятия и осложненные разломами крылья новейших впадин синклинального и грабен-синклинального типов. Эти закономерности и использованы при составлении карты сейсмического районирования Северного Тянь-Шаня.

Разрывные нарушения и сейсмичность

Прежде чем приступить к сейсмическому районированию по геологическим признакам, представляется целесообразным рассмотреть вопрос о связи сильных землетрясений с новейшими разломами. Необходимость в таком экскурсе возникла из-за того, что в ряде работ в качестве прогностического признака нередко используется предположение о зависимости энергии землетрясений от амплитуд смещений по активным разломам (см., например, И.Е. Губин [1960]) или допускается, что энергия землетрясений функционально связана с градиентами вертикальных тектонических движений [Гзовский, 1963, 1964]. Рассмотрим справедливость этих гипотез в условиях Северного Тянь-Шаня.

Возможность использования в прогнозе землетрясений данных об амплитудах смещений по разломам и $|\text{grad}V|$ вначале проверим на примере Таласо-Ферганского разлома. Это разрывное нарушение имеет громадную протяженность (более 600 км) и как важнейшая структурная линия активно функционирует по крайней мере с силура. Хорошо сохранившиеся в крыльях разлома останцы разновозрастных поверхностей выравнивания и террасовых уровней позволили получить представительные материалы о поэтапных плейстоценовых смещениях. Для сопоставления с сейсмологическими данными для зоны Таласо-Ферганского разлома рассчитаны графики амплитуд, скоростей и первых производных скоростей за разные промежутки новейшего времени (рис. 52, 53).

В основу построения этих графиков положен тот факт, что амплитуда смещения каждой поверхности по разлому является алгебраической суммой всех смещений, последовавших после выработки этой поверхности:

$$f_k(x) = \sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x), \quad (\text{VIII.1})$$

где $f_k(x)$ — наблюдаемая амплитуда смещений k -й поверхности; $\varphi_i(x)$ — величина поэтапного смещения по разлому за i -й промежуток времени, $i = 1, 2, \dots, k$.

Очевидно,

$$f_k(x) - f_{k-1}(x) = \sum_{i=1}^{k-1} \varphi_i(x) - \sum_{i=1}^{k-2} \varphi_i(x), \quad (\text{VIII.2})$$

$$\varphi_k(x) = f_k(x) - f_{k-1}(x). \quad (\text{VIII.2}^*)$$

Обозначим смещения денудационной поверхности через

$$F(x) = \sum_{i=1}^n \varphi_i(x). \quad (\text{VIII.3})$$

$$P(x) = \sum_{i=1}^n |\varphi_i(x)| \quad (\text{VIII.4})$$

определяет количество смещений по разлому за весь новейший этап.

Имеющиеся в нашем распоряжении геоморфологические материалы позволяют рассчитать амплитуды и средние скорости смещений по разлому за отдельные промежутки времени.

1. Древнечетвертичная (чолпонатинская) поверхность смещена за среднечетвертичное время, поскольку уже в уровнях, соответствующих джергаланским (Q_2^1) отложениям, деформации в зоне разлома отсутствуют.

2. Разность высотного положения шарпылдакской ($N_2^3 - Q_1$) и раннеджергаланской (Q_2^1) поверхностей позволяют оценить раннеплейстоценовые движения.

3. Характеристики плиоценовых смещений в зоне Таласо-Ферганского разлома найдем как разность (VIII.2), определенную по данным смещений древнего пенеплена и шарпылдакской поверхности выравнивания.

При построении графиков новейших смещений в зоне Таласо-Ферганского разлома северо-восточное крыло условно считалось неподвижным. Поскольку основная часть новейших смещений в зоне Таласо-Ферганского разлома приходится на плиоцен-плейстоценовое время, при определении средних скоростей за новейший этап мы нормировали амплитуды смещений древнего пенеплена на 10^7 лет, а не на $2,5 \cdot 10^7$ лет, как обычно принято при изучении новейших движений. Правомочность такой процедуры следует из сопоставления амплитуд смещений по разлому за миоцен и плиоцен-плейстоценовое время. Действительно, даже в местах наиболее ранней активизации разлома миоценовые подвижки составляют не более $1/8 - 1/3$ плиоцен-плейстоценовых, т.е. основные новейшие движения в зоне Таласо-Ферганского разлома произошли за последние 10^7 лет.

Необходимо отметить, что ошибки в определении возрастных промежутков деформаций и смещений поверхностей выравнивания и терра-

Рис. 52. Сопоставление сейсмичности с проявлениями новейшей тектоники в зоне Таласо-Ферганского разлома [Кучай, 1972а]

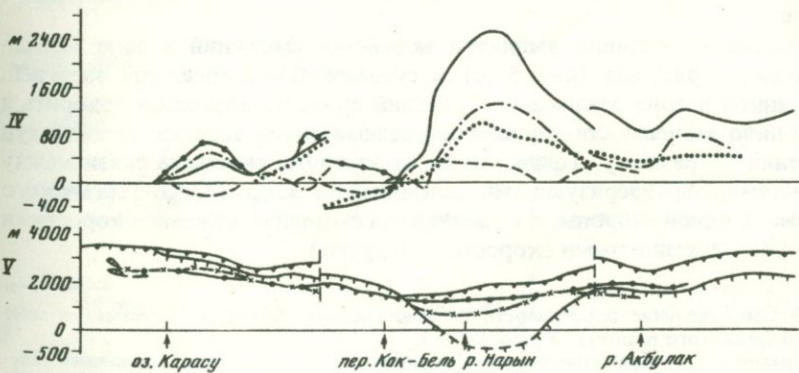
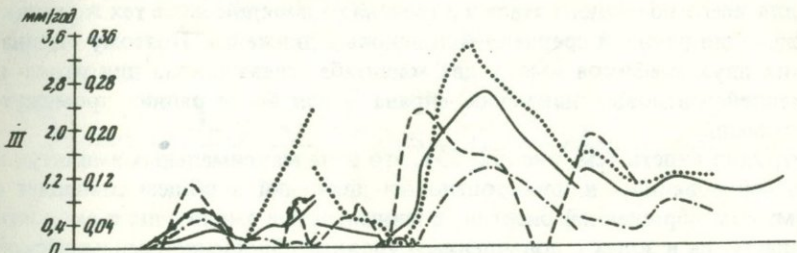
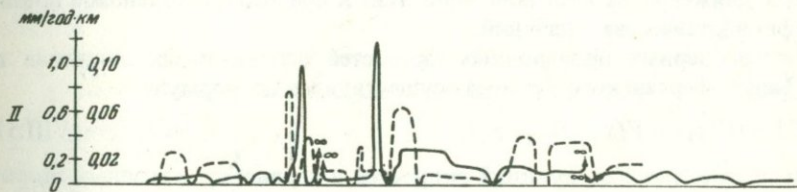
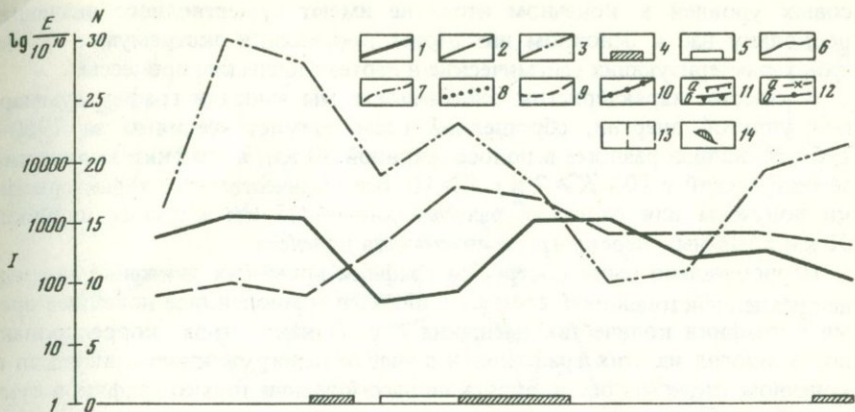
Графики характеризуют сейсмичность (I), $|\text{grad } V|$ (II), скорости вертикальных тектонических движений (III), амплитуды смещений по разлому за различные промежутки времени (IV), геоморфологический профиль вдоль линии Таласо-Ферганского разлома (V)

На графике I: 1 — суммарная упругая энергия (E), сброшенная в зоне разлома за 1950—1967 гг.; 2 — количество очагов землетрясений (N) с $K > 10$; 3 — количество очагов землетрясений (N) с $k \leq 10$; 4, 5 — места, наиболее благоприятные (4) и наименее благоприятные (5) накоплению больших плотностей упругой энергии

На графиках II—IV: 6—9 — характеристики тектонических движений* за весь новейший этап (6), плиоцен (7), ранний плейстоцен (8), средний плейстоцен (9); 10 — функция количества тектонических движений

На графике V: 11 — древний пенеплен (a — в южном, б — в северном крыльях разлома); 12 — древнеплейстоценовая поверхность выравнивания (a — в северном, б — в южном крыльях разлома); 13 — новейшие разрывные нарушения, осложняющие крылья Таласо-Ферганского разлома; 14 — морены

*Для всего новейшего этапа — левая шкала, для поэтапных характеристик — правая



совых уровней в конечном итоге не имеют существенного значения, поскольку нас в основном интересует корреляция экстремумов функций, характеризующих сейсмические и неотектонические процессы.

В качестве характеристик сейсмичности мы выбрали график суммарной упругой энергии, сброшенной всеми землетрясениями за 1950–1967 гг. вблизи разлома в полосе шириной 30 км, и графики количества землетрясений с $10 \geq K \geq 7$ и с $K > 10$. Все количественные характеристики получены для отрезков разлома длиной 25 км в полосе шириной 30 км с 50%-ным перекрытием интервалов подсчета.

Первоначально были построены графики новейших движений за средне-древнеплейстоценовое время, плиоцен и миоцен, все новейшее время и графики количества смещения $P(x)$. Однако из-за коррелированности многих из этих графиков и с учетом перегруженности рисунков в конечном итоге мы остановились на рассмотрении только графиков суммарных движений за весь новейший этап и среднеплейстоценовое время и графика количества смещений.

Получение первых производных скоростей вертикальных движений в зоне Таласо-Ферганского разлома осуществлялся по формуле

$$|V'| = |V(x_1) - V(x_2)| / |x_1 - x_2|. \quad (\text{VIII.5})$$

Численные значения функций скоростей и первых производных скоростей для всего новейшего этапа и плиоцена на порядок ниже тех же характеристик для ранне- и среднеплейстоценовых движений. Поэтому ординаты этих двух графиков имеют два масштаба: слева шкала для ранне- и среднеплейстоценовых движений, справа — для более ранних промежуточных времени.

Нетрудно видеть (см. рис. 52, 53), что зона максимальных амплитуд и скоростей новейших и плейстоценовых движений в общем совпадает с минимумом сброшенной энергии, а минимальные амплитуды и скорости располагаются в зонах с повышенным уровнем сброшенной сейсмической энергии.

Попытка корреляции амплитуд новейших смещений в зоне Таласо-Ферганского разлома (рис. 54, а) с суммарной сейсмической энергией, сброшенной в зоне разлома за 18-летний срок, не позволяет говорить о какой-либо зависимости сброшенной сейсмической энергии от амплитуд смещений по разлому. Точно так же отсутствуют значимые связи между функциями, характеризующими сейсмичность зоны Таласо-Ферганского разлома, с одной стороны, и амплитудами смещений по нему, скоростями и первыми производными скоростей — с другой.

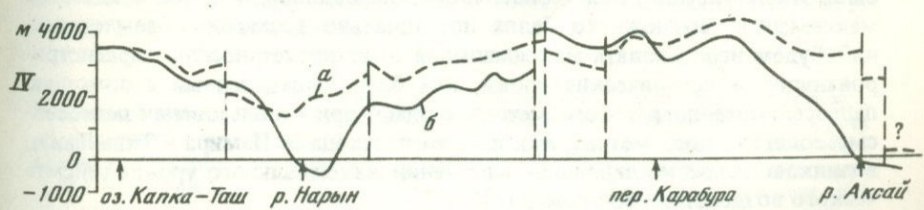
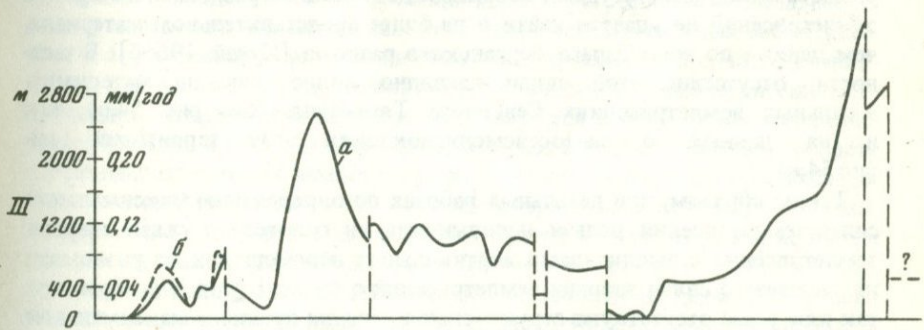
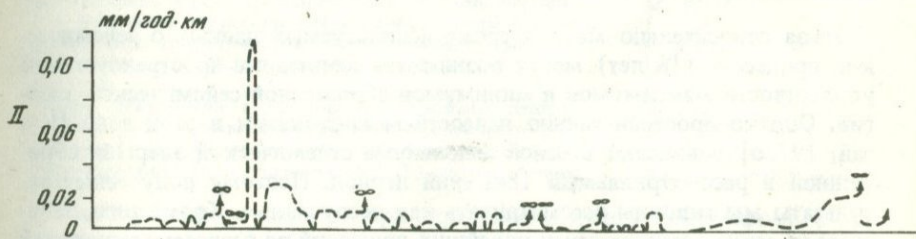
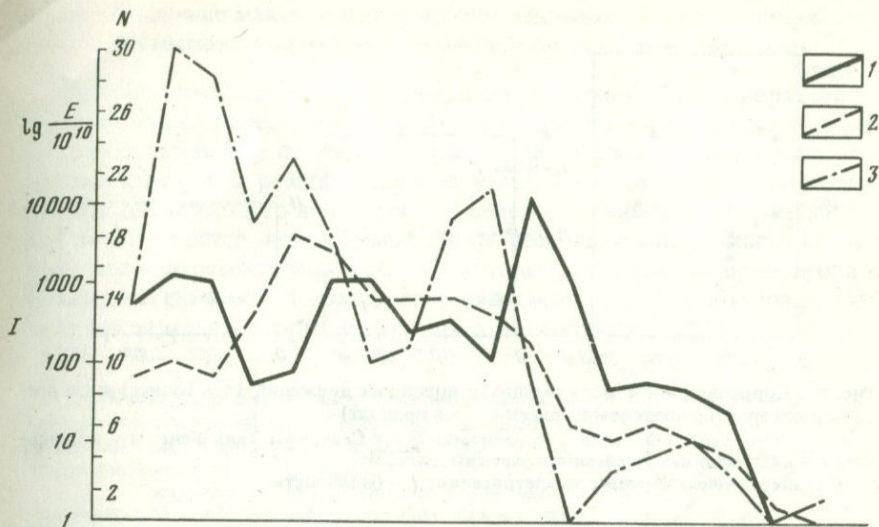
Рис. 53. Сопоставление сейсмичности с проявлениями новейшей тектоники в зоне Таласо-Ферганского разлома [Кучай, 1972а]

На графике I — характеристики сейсмичности: 1 — суммарная сброшенная сейсмическая энергия (E); 2, 3 — количество землетрясений (N) в зоне с $K > 10$ (2) и $K < 10$ (3).

На графике II — $|\text{grad } V|$ вертикальных новейших тектонических движений

На графике III: а — амплитуды (в м), б — скорости (в мм/год) вертикальных новейших смещений

На графике IV — геоморфологический профиль вдоль линии Таласо-Ферганского разлома: положение древнего пенеплена в северном (а) и южном (б) крыльях разлома



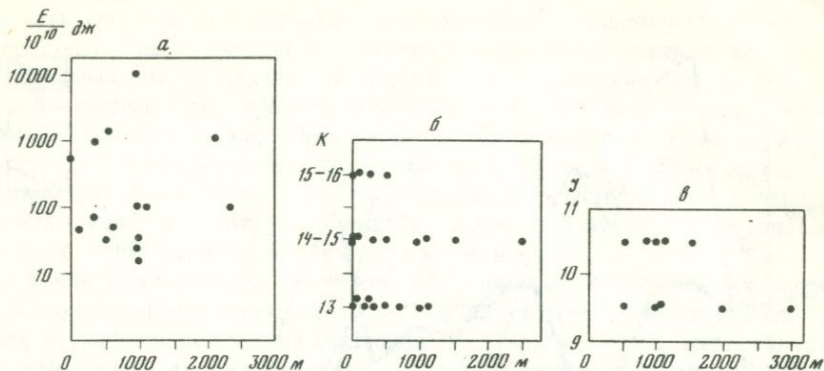


Рис. 54. Корреляционное поле амплитуд новейших движений (ось абсцисс) и энергетических характеристик землетрясений (ось ординат)

a – в зоне Таласо-Ферганского разлома; *б* – в Северном Тянь-Шане; *в* – в Северном Тянь-Шане по палеосейсмологическим данным.

K – энергетический класс землетрясений; *I* – балльность

Из-за относительно малого срока используемых данных о сейсмических процессах (18 лет) могут возникнуть сомнения в пространственной устойчивости максимумов и минимумов сброшенной сейсмической энергии. Однако пространственно палеосейсмодислокации в этой зоне [Кучай, 1972б] совпадают с зоной максимума сейсмической энергии, сброшенной в рассматриваемый 18-летний период. Поэтому полученные результаты мы склонны рассматривать как неслучайные. Кроме того, зависимость между амплитудами новейших движений по разломам и энергией землетрясений не удается найти и на более представительном материале, чем данные по зоне Таласо-Ферганского разлома [Кучай, 1966б]. В частности, отсутствие этой связи наглядно видно как на материалах о сильных землетрясениях Северного Тянь-Шаня (см. рис. 54,б), так и на данных о палеосейсмодислокациях этой территории (см. рис 54,в).

Таким образом, при детальном рассмотрении работ по определению максимальной силы землетрясений нельзя использовать ни гипотезу о связи энергии землетрясений с амплитудами вертикальных перемещений по разломам, ни гипотезу о связи энергии землетрясений с полем $|\text{grad } V|$. Поэтому, так как у нас отсутствуют структурные критерии прогноза максимальной силы землетрясений, для геологически квазиоднородных зон в качестве максимально возможного балла потенциально возможных землетрясений будем использовать максимальный балл землетрясения, зарегистрированного в исторические сроки, или балл, определенный с помощью палеосейсмогеологического метода. Однако при использовании палеосейсмогеологического метода, как и в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню, возникает задача исследования изменений максимального уровня сейсмического воздействия во времени.

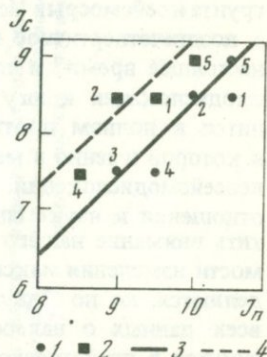
Тенденции максимального уровня сейсмического воздействия и сейсмическое районирование по геологическим признакам

При описании палеосейсмодислокаций было отмечено наличие разновозрастных палеосейсмодислокаций в одних и тех же зонах. В исторический срок в большинстве из этих зон произошли сильные землетрясения. Эти данные позволяют решить вопрос о наличии или отсутствии изменения уровня сейсмического воздействия в Северном Тянь-Шане за десятки тысяч лет. Но прежде необходимо сказать несколько слов о самом методе изучения длительных тенденций и некоторых аспектов его применения в Северном Тянь-Шане. Необходимость такого отступления обусловлена недавними полемическими замечаниями А.А. Никонова [1977].

Рис. 55. Корреляция интенсивности современных сильнейших землетрясений (I_c) Северного Тянь-Шаня с интенсивностью землетрясений прошлого (I_n) по палеосейсмогеологическим данным

1, 2. — корреляции интенсивности современных землетрясений с позднеплейстоценовым (1) и с раннеголоценовым (2) сейсмическими воздействиями; 3, 4 — прямые регрессии интенсивности современных сильнейших землетрясений на интенсивность позднеплейстоценовых (3) и раннеголоценовых (4) землетрясений

При построении графиков использованы данные по плейстоценовым областям Чонг-Кеминского (Кебинского) (1), Беловодского (2), Меркенского (3), Джумгалского (4) и Чаткальского (5) землетрясений



Как показано в главе VI, при определении тренда максимального сейсмического воздействия во времени ищется регрессионная зависимость между максимальной интенсивностью современных сильных землетрясений и максимальной интенсивностью землетрясений прошлого, возникших в тех же местах, где и современные сильнейшие землетрясения. Совершенно очевидно, что при этом используются далеко не все палеосейсмодислокации, а только те, которые попадают в плейстоценовые области современных сильных землетрясений. Понятно также, что такое исследование можно провести, если известен возраст палеосейсмодислокаций. Этому вопросу посвящен специальный раздел в главе II, и мы не будем на нем специально останавливаться. Отметим только, что возраст палеосейсмодислокаций определяется по их взаимоотношениям с формами рельефа и отложениями известного возраста. Точность датировки возраста палеосейсмодислокаций целиком определяется детальностью используемых стратиграфических схем¹.

¹ Такая регрессионная постановка задачи не ставит вопрос о частоте сильных землетрясений в прошлом и настоящем, следовательно, здесь не может быть и речи об осреднении интенсивности землетрясений. Поэтому непонятно, какое отношение к изучению тенденций максимальной силы землетрясений имеет утверждение А.А. Никонова [1970], что автор настоящей монографии забывает, что при столь разном осреднении (десятки тысяч и тысячи лет, с одной стороны, и годы и десятилетия — с другой) расчетная частота землетрясений высшей интенсивности должна (или может быть) совершенно различной.

Кроме того, А.А. Никонов [1977, с. 192–193] считает дефектной используемую нами стратиграфо-геохронологическую схему четвертичных отложений Средней Азии. Но нами использованы общепринятые в Средней Азии местные стратиграфические схемы четвертичных отложений (см., например, схемы Н.П. Костенко [1958], П.Г. Григоренко [1970], Л.И. Турбина [1964] и др.), хорошо увязывающиеся между собой и объективно отражающие основные этапы формирования как плейстоценовых отложений Средней Азии, так и ее рельефа. Поскольку А.А. Никоновым не доказана дефектность этих схем, его утверждение является необоснованным.

Наконец, вызывает удивление сообщение А.А. Никонова [1977, с. 193], что "В.К. Кучай по двум сейсмодислокациям (ступенчатые перекосы грунта и сейсмосрыв Иссык-Ата) получил снижение балльности от IX–X в позднечетвертичное время до VIII–IX баллов в позднем голоцене и в настоящее время" и что он, А.А. Никонов, впервые обнаружил палеосейсмодислокации к югу от с. Беловодское. Последнее утверждение находится в полном противоречии с публикацией автора [Кучай, 1972в], в которой именно в месте, указанном А.А. Никоновым, отмечена зона палеосейсмодислокаций. Но если даже не останавливаться на не имеющем отношения к науке споре о приоритете, то и тогда мы вынуждены обратить внимание нашего оппонента на тот факт, что регрессионные зависимости изменения максимального уровня сейсмического воздействия определяются не по "двум палеосейсмодислокациям", а по совокупности всех данных о палеосейсмодислокациях определенного возраста, имеющих в плейстосейстовых областях современных сильных землетрясений (см., например, рис. 55).

Таким образом, в замечаниях А.А. Никонова [1977] мы не находим ни конструктивной критики, ни новых фактических данных, на основании которых следовало бы отказаться от изучения длительных тенденций максимального сейсмического воздействия в позднем плейстоцене и голоцене.

В Северном Тянь-Шане в отличие от зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню имеется определенная направленность в изменении максимального уровня сейсмического воздействия во времени, выражающаяся в постепенном спаде его от позднего плейстоцена к современности (рис. 55).

Современная максимальная интенсивность землетрясений $I_{\text{совр}}$ связана линейной зависимостью (см. рис. 55) с интенсивностью сильнейших землетрясений позднего плейстоцена

$$I_{\text{совр}}^{\text{M}} = (I_{\text{палеосейсм}} - 1,5) \pm 0,5 \text{ балла}$$

и с землетрясениями раннего голоцена

$$I_{\text{совр}}^{\text{M}} = (I_{\text{палеосейсм}} - 0,8) \pm 0,5 \text{ балла}$$

Эти формулы, а также сведения о балльности современных землетрясений и палеобалльности, определенной палеосейсмогеологическим методом, использованы при составлении карты детального сейсмическо-

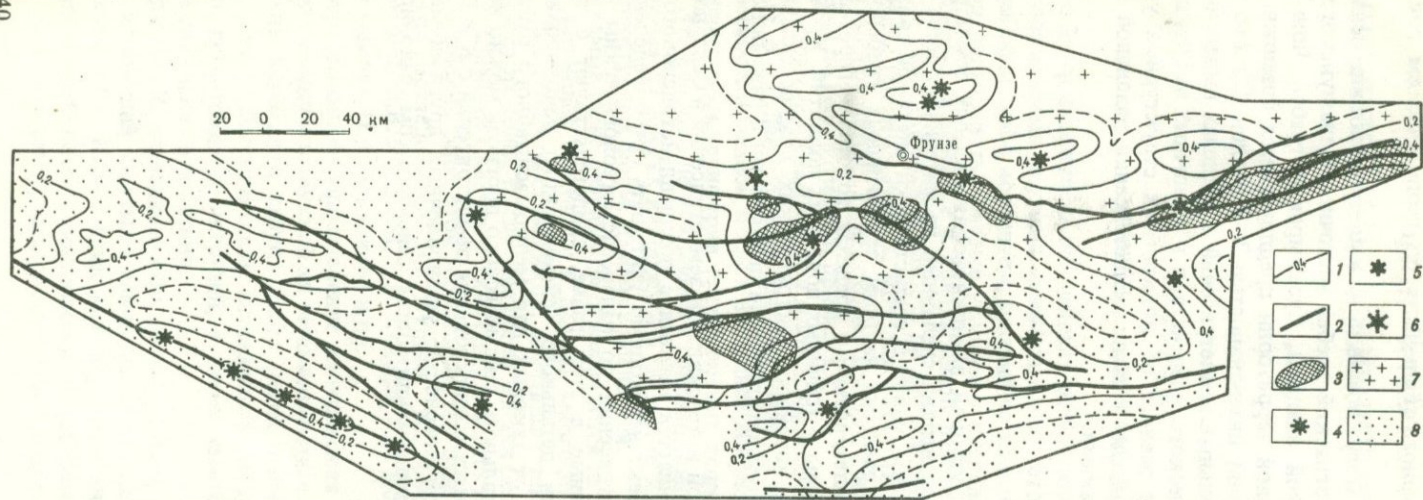


Рис. 56. Карта вероятностного сейсмического прогноза по геологическим признакам территории Северного Тянь-Шаня

1 — вероятности возникновения землетрясений; 2 — главнейшие новейшие разломы; 3 — зоны палеосейсмодислокаций; 4–6 — эпицентры сильных землетрясений: 4 — $K = 13$, 5 — $K = 14 \div 15$, 6 — $K = 16 \div 17$; 7, 8 — интенсивность максимального сейсмического воздействия по геологическим данным: 7 — 9 баллов, 8 — 7–8 баллов

го районирования Северного Тянь-Шаня по геологическим признакам (рис. 56).

К зонам, в которых могут возникнуть землетрясения интенсивностью 9 баллов, отнесены: Киргизский хребет восточнее Тушашуйского разлома, южная часть Чуйской впадины, Сусамырский грабен, Чонг-Кеминский грабен. На остальной территории предполагается возможным возникновение землетрясений интенсивностью 7–8 баллов. Однако вероятности возникновения сильных землетрясений в пределах выделенных зон максимального сейсмического воздействия в различных местах неодинаковы. Эти вероятности зависят от конкретных структурных условий, и они определены в разделе о связи землетрясений различной энергии со структурными признаками.

Выводы

Анализ структурных условий возникновения сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня подтвердил сделанный на материалах зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню вывод о статистически значимой связи сильных землетрясений с краевыми частями четвертичных грабенов и об отсутствии сильных землетрясений в пределах горстов и горст-антиклиналей, формирующих зоны устойчивых новейших поднятий. Кроме того, в пределах межгорных новейших тектонических впадин сильные землетрясения связаны с внутривпадинными поднятиями и разрывными границами впадин.

Уровень максимальной интенсивности землетрясений в Северном Тянь-Шане постепенно уменьшается начиная с позднеплейстоценового времени и поныне. Этот эффект необходимо учитывать при определении максимальной силы землетрясений по палеосейсмогеологическим данным.

Результаты, изложенные в этой главе, свидетельствуют о том, что геологические критерии детального сейсмического районирования существенно отличаются от таковых для мелкомасштабного районирования. Сами признаки детального сейсмического прогноза можно использовать для локализации мест возникновения землетрясений с $K \geq 13$ в пределах зон сейсмической опасности, установленных другими методами, в том числе и при мелкомасштабном сейсмическом районировании.

ПРОВЕРКА И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Глава X

ПРОВЕРКА РЕЗУЛЬТАТОВ

Для оценки надежности полученных результатов сравним их с материалами, полученными другими независимыми методами, или с натурными наблюдениями, либо исследуем, насколько изменятся расчетные величины, если варьировать краевые условия в пределах возможных ошибок.

Проблемы, затронутые в предлагаемой работе и нуждающиеся в проверке, по тематике можно разбить на две основные группы: 1) вопросы, связанные с геодинамической моделью развития орогенов в условиях горизонтального сжатия; 2) некоторые аспекты прогнозирования места землетрясений по геологическим признакам.

1. *Проверка геодинамической модели зонного орогенеза.* Изложенные в главах IV и VII данные подтверждают вывод о зонном характере орогенной переработки земной коры и поэтапной миграции интенсивных орогенных процессов от периферии тектонических депрессий к их центральным частям. Эти вопросы не нуждаются в специальном рассмотрении. Здесь мы остановимся на других вопросах и в частности на проблеме унаследованности структурных форм. Начнем с последней.

Излагаемые ниже результаты основываются на личных наблюдениях автора по новейшей тектонике и данных многолетних исследований большой группы геологов-съемщиков, изучавших тектонику палеозойских и докембрийских толщ. В качестве полигона для решения проблемы унаследованности избран Северный Тянь-Шань. Касаясь структуры палеозойских и докембрийских толщ этой территории, мы будем широко использовать результаты исследований В.Г. Булова, В.С. Буртмана, Н.С. Катковой, Б.М. Кордуна, В.В. Киселева, В.И. Кнауфа, В.Г. Королева, В.Я. Медведева, К.Д. Помазкова, Н.А. Чекалиной и др.

Непосредственное сопоставление каледонских и новейших структурных форм свидетельствует об их независимости, т.е. об отсутствии унаследованности новейшего структурного плана относительно каледонского. Так, например, Джумгалская антиклиналь охватывает отдельные части крупных гранитоидных интрузий, а также смятые в крутые ($60-75^\circ$) складки рифейские отложения.

Караджилгинская антиклиналь расположена в зоне развития протерозойских отложений, смятых в синклиналиную складку с углом падения на крыльях $60-80^\circ$. Карамойнокская новейшая антиклиналь имеет ядро, сложенное рифейскими и ордовикскими породами, и охватывает две каледонские структуры: на северном крыле находится Северо-Карамойнок-

ская антиклиналь, а с замком связана одноименная каледонская синклинали. Новейшие горсты — Бешбулакский и Арпатеқтырський — приурочены к древним синклиналям, соответственно в протерозойских и рифейских породах. В пределах Киндыкского, Чаарташского и Акбешикского новейших горстов распространены только верхнеордовикские гранитоиды. Горст-антиклинали Киргизской и Бешташ-Джумгалской зон также не обнаруживают унаследованности от структурных форм каледонского плана, поскольку они охватывают либо ряд древних построек, либо отдельные части их. Можно полагать, что приуроченность Арымской новейшей синклинали к древней Чичканской и совпадение Бозалаташской новейшей антиклинали с каледонской Тугельсайской столь же случайны, как и совпадения Караджилгинской древней синклинали с одноименной новейшей антиклиналью, Колбинской, Башкисуйской и Арпатеқтырської древних синклиналей с новейшими горстами.

Все изложенное выше позволяет сделать вывод, что каледонский структурный план не оказывает влияния на заложение новейших структурных форм, что хорошо согласуется со следствиями модели зонного орогенеза в отношении унаследованности новейших структур от каледонид.

Что касается герцинских структурных форм, то в большинстве случаев наблюдается совпадение односторонних новейших и герцинских структурных форм. В свое время на этот факт обратили внимание В.Н. Крестников [1955], В.Г. Королев [1956], В.И. Макаров [1977] и др. Так, по данным В.Г. Королева, в восточной части Иссык-Куля уже в начале позднего визе на месте современной тектонической впадины существовала крупная Текесская депрессия. Развитие структур Иссык-Кульского бассейна начиная с раннего карбона и до наших дней шло по одному тектоническому плану. Как отмечает С.С. Шульц [19486], тектоническая депрессия на месте Кочкорской впадины существовала уже в каменноугольное время. Унаследованно развиваются относительно герцинских складчатых форм новейшие антиклинали и синклинали в западной части Киргизского хребта, например в верховьях Карабалты, Аксу и в Чуйской впадине.

Иногда на месте герцинских депрессий возникали новейшие поднятия. В этих случаях, как в свое время отмечал В.А. Николаев [1953], мы имеем дело с депрессиями, по характеру развития близкими к поздним геосинклинальным прогибам. В результате позднепалеозойских движений на месте таких депрессий в самом конце герцинской эпохи возникли поднятия обращенного типа. Иными словами, в соответствии с положениями гипотезы зонного орогенеза и в этом случае в новейшее время наследуются морфоструктуры самого конца герцинской эпохи складчатости.

Наибольшей степенью унаследованности обладает ориентировка разновозрастных складчатых и разрывных структурных форм — простирания новейших структурных форм в плане близки к простираниям и герцинских, и каледонских структур. На протяжении всей истории геологического развития мало меняется положение главнейших разрывных нарушений — изменяется со временем лишь характер движений по ним. Например, Ичкилитоо-Сусамырской палеозойский сдвиг [Киселев, Королев, 1964] в новейшее время активизировался как взброс. Эти факты находятся в соответствии с основными положениями и следствиями гипотезы зонного орогенеза.

Таким образом, рассмотренная геодинамическая модель эволюции зон горообразования в обстановке горизонтального сжатия хорошо объясняет как тонкие особенности развития орогенной структуры, так и специфику наследования новейших структурных форм.

Попытаемся теперь оценить надежность некоторых количественных характеристик, полученных в главе III. Характерная величина тектонических напряжений совпадает с оценками, рассчитанными другими независимыми методами [Артюшков, 1972; Гзовский, 1964, 1967]. Стало быть, эти результаты по крайней мере не противоречат существующим представлениям.

Ошибки в определении глубины поверхности напряженной мантии не могут быть существенными. В самом деле, ошибка в определении глубины поверхности Мохоровичича (точность ± 5 км) приводит к ошибке в определении глубины поверхности напряженной мантии, равной ± 500 м (относительная ошибка — около 10%).

Систематические ошибки в определении глубины поверхности напряженной мантии могут быть связаны с неправильными определениями средней плотности земной коры и верхней мантии. Оценим возможные ошибки. Если принять плотность гранитного слоя за $2,67$ г/см³, базальтового за $2,85$ г/см³ и верхней мантии за $3,2$ г/см³ [Гайнанов, Ушаков, 1964], то средняя плотность земной коры Тянь-Шаня будет равна не $2,68$ г/см³, как принято в данной работе, а $2,77$ г/см³, и новое определение глубины поверхности напряженной мантии (\tilde{T}'_0) с используемым в работе (\tilde{T}_0) связано уравнением

$$\tilde{T}'_0 = \tilde{T}_0 \pm \sigma \quad (\sigma = 0,3 \text{ км}). \quad (\text{X.1})$$

Задаваясь средней плотностью земной коры, равной $2,77$ г/см³, а верхней мантии — $3,3$ г/см³, получаем другое уравнение регрессии

$$\tilde{T}'_0 = \tilde{T}_0 + 1,25 \pm \sigma \quad (\sigma = 0,42 \text{ км}). \quad (\text{X.2})$$

Следовательно, в случае (X.2) поверхность напряженной и свободной мантии была бы везде примерно на $1,25$ км ниже принятой в работе. Тем не менее и в этом случае полученные результаты принципиально не меняются. Действительно, в случае справедливости равенства (X.2) за счет горизонтального сжатия должно произойти увеличение высоты гор на $1,7$ км и в результате блокового торожения земной коры — на $1,3$ км. Эти величины практически не отличаются от полученных в главе III.

Оценку справедливости сделанных в работе предположений можно осуществить исходя еще из следующих соображений. При прочих равных условиях для выдавливания блока необходимо как минимум преодолеть силу тяжести пород земной коры, расположенных выше поверхности свободной мантии. При вдавливании же блока преодолевается лишь сила, обусловленная разностью плотностей земной коры и верхней мантии. В связи с этим естественно ожидать, что

$$\rho_k \uparrow / (\rho_m - \rho_k \downarrow) = (\tilde{T}_0 \downarrow - T_0) / (T_0 - \tilde{T}_0 \uparrow), \quad (\text{X.3})$$

здесь знак \downarrow относится к характеристикам вдавленных, а \uparrow — выдавленных блоков.

Наибольшая глубина поверхности напряженной мантии во вдавленном Ферганском блоке равна 10 км ниже уровня моря [Кучай, 19756]. Наименьшая глубина поверхности напряженной мантии в выдавленных блоках Тянь-Шаня — 2 км ниже уровня моря (см. рис. 15). Так как

$$\rho_k \uparrow / (\rho_m - \rho_k \downarrow) \approx 5, \quad (X.4)$$

из (X.3) с учетом (X.4) находим глубину поверхности свободной мантии, равную 5 км ниже уровня моря, что в точности соответствует известным определениям глубин поверхности свободной мантии [Файтельсон, 1969а,б; 1973].

Наконец, проверкой принятой модели эрозионно-денудационной деформации будет служить расчет скорости денудации бассейна р. Волги. Приняв среднюю высоту бассейна Волги равной 200 м по формуле (III.24) или (III.25) при $\beta = 2 \cdot 10^{-7} \text{ год}^{-1}$ получаем скорость денудации бассейна равной 0,04 мм/год. Натурные наблюдения дают 0,033 мм/год [Лопатин, 1952]. Трудно ожидать лучшего соответствия.

Нам представляется, что соответствие следствий модели зонного орогенеза наблюдаемым особенностям развития орогенов в обстановке сжатия, а также хорошая сходимость расчетных величин свидетельствуют о перспективности самой модели.

2. *Экзамен сейсмического прогноза по геологическим признакам.* Экзамен сейсмического прогноза осуществим двумя способами. Во-первых, на независимом материале проведем ретроспективный "прогноз" и, во-вторых, исследуем положение очагов сильных землетрясений, произошедших после составления прогнозных карт по отношению к выделенным зонам сейсмической опасности.

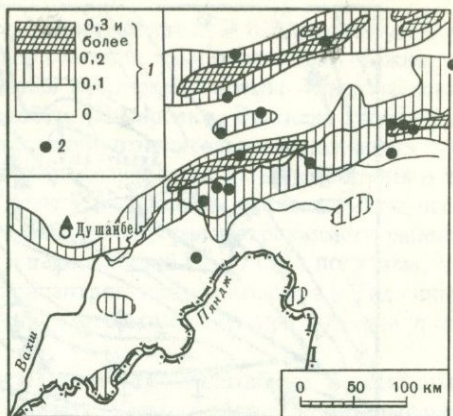
Оценку надежности прогнозных построений начнем с мелкомасштабного прогноза, основанного на поле значений $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ (см. рис. 15). Эта карта была построена в 1974 г. [Кучай, 19756], и после ее составления на территории Таджикистана произошло несколько землетрясений с $K \geq 13$. Очаги этих землетрясений, произошедших в 1975–1977 гг., мы и используем в экзамене.

Точность определения эпицентров землетрясений, на основании которых проводится экзамен, различна. Наиболее точно (ошибка ± 5 км) определены эпицентры шести землетрясений (пять эпицентров на территории Гармского и Душанбинского геофизических полигонов и эпицентр Исфаринского землетрясения 1977 г.). Все они оказались в пределах выделенных ранее зон сейсмической опасности. Положение эпицентров остальных землетрясений определено с точностью ± 25 км. В связи с этим возможны ошибки в прогнозе места землетрясений как за счет несовершенства самого прогностического критерия, так и за счет неточностей определения координат эпицентров землетрясений.

Тем не менее даже если считать, что эпицентры всех землетрясений определены точно (т.е. все ошибки отнести на счет ошибок метода), то и в этом случае связь поля $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ и сильных землетрясений весьма тесная, положительная. Например, коэффициент связи качественных признаков $Q = +0,96$, а на основании критерия согласия χ^2 гипотеза о случайном по-

Рис. 57. Схема горизонтальных градиентов глубин поверхности напряженной мантии Таджикистана и эпицентры сильных землетрясений, произошедших после составления этой схемы

1 — интервалы значений градиентов глубин поверхности напряженной мантии (сейсмически опасными считаются зоны, для которых $|\text{grad } \tilde{T}_0| \geq 0,1$); 2 — эпицентры землетрясений с $K > 13$



падании сильных землетрясений в выделенные зоны сейсмической опасности отвергается на уровне значимости 95% (рис. 57).

Таким образом, результаты прогноза места сильных землетрясений по критерию $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ весьма удовлетворительны, а само поле $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ можно рассматривать как важное средство мелкомасштабного прогноза места сильных землетрясений в условиях современного орогенеза, развивающегося в обстановке горизонтального сжатия.

Критерии детального прогноза места сильных землетрясений мы проверим дважды: во-первых, на независимом материале Юго-Восточной Ферганы, во-вторых, с помощью сильных землетрясений, произошедших после составления прогнозных карт.

Сводка геологических материалов, положенных в основу карты новейшей тектоники Юго-Восточной Ферганы, ранее была осуществлена О.К.Чедией и А.К.Трофимовым. Исключение составляет участок, расположенный восточнее р. Гульча и севернее р. Джусалы — для этого района карта новейшей тектоники была составлена автором в 1965 г. Информация о глубине залегания опорной поверхности в Ферганской депрессии получена из геофизических материалов А.С.Синельникова и В.Я. Орловского. Достаточно подробное описание структурных форм Юго-Восточной Ферганы имеется в работах А.К. Трофимова, О.К. Чедии [1970], О.К. Чедии, Н.Г. Уткиной [1967], в монографиях О.К.Чедии [1971, 1972], и в настоящей работе они не повторяются.

О.К.Чедия и А.К.Трофимов в рассматриваемом районе выделяют Ферганский синклиниорий, Ферганский и Алайский антиклинории. Переходной между Ферганским антиклинорием и Ферганским синклинорием является Куршабская зона.

Ферганский синклиниорий отнесен к областям преимущественных новейших прогибаний, Ферганский и Алайский антиклинории — к областям устойчивых поднятий. Для Куршабской зоны характерен переходный режим: на смену интенсивных прогибаний, длившихся до позднего плиоцена, в четвертичное время пришли преимущественно восходящие тектонические движения.

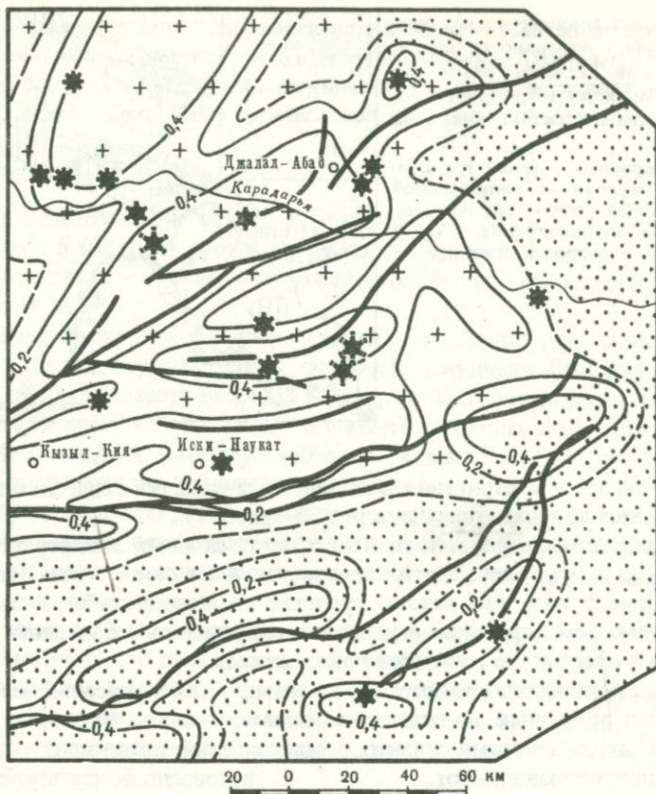


Рис. 58. Карта вероятностного сейсмического районирования по геологическим признакам для территории Юго-Восточной Ферганы
Условные обозначения см. на рис. 56

На основании имеющихся данных о современной орогенной структуре Юго-Восточной Ферганы и прогностических критериев, полученных для Северного Тянь-Шаня и зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню, мы построили карту вероятностного сейсмического районирования Юго-Восточной Ферганы (рис. 58), после чего нанесли на карту эпицентры известных сильных землетрясений этой территории. Наблюдаемые и теоретические вероятности связи \hat{P}_i^k имеют коэффициент линейной корреляции +0,99. На основании критерия согласия χ^2 гипотезы о случайном попадании эпицентров сильных землетрясений в выделенные зоны сейсмической опасности отвергается на уровне доверия больше 98%, но меньше 99%. Следовательно, результаты этого экзамена можно считать очень хорошими.

Вторую проверку прогноза осуществим в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню. После составления в 1974 г. прогнозной карты этой территории на ней произошло три землетрясения с $K = 13$ и одно с $K = 12$ (см. рис. 31). Ясно, что четырех реализаций недостаточно для строгих оценок критериев согласия. Поэтому условно как сейсмоопасную территорию

выделим площадь, на которой вероятность связи $\check{P}_i^k \geq 0,1$, остальную территорию будем считать безопасной в сейсмическом отношении. Можно показать, что этот критерий равносильен критерию Неймана—Пирсона, основанному на отношении правдоподобия [Писаренко, Раутиан, 1966]. При случайном распределении землетрясений относительно выделенных зон сейсмической опасности вероятность попадания очага землетрясения в ту или иную зону равна $P(S_i^k) = S_i^k/S$, где S_i^k — площадь, занятая фиксированной вероятностью P_i^k ; S — суммарная площадь рассматриваемого района. С помощью критерия согласия χ^2 и вероятностей \check{P}_i^k и $P(S_i^k)$ получаем, что гипотеза о случайном попадании эпицентров землетрясений в выделенные зоны сейсмической опасности должна быть отвергнута при 98%-ном уровне доверия.

Таким образом, результаты экзамена мелкомасштабных и детальных прогнозных построений можно считать весьма удовлетворительными.

Глава XI

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В предлагаемой работе мы постарались систематически рассмотреть особенности орогенного развития в условиях горизонтального сжатия и найти специфические геологические особенности возникновения землетрясений различной энергии. Сложность решаемой проблемы, ее многоплановость послужили причиной того, что часть информации оказалась рассеянной в различных частях текста, а другие вопросы освещены непостоянно полно. Восполняя этот неизбежный недостаток, придадим настоящему разделу форму концептуального резюме.

1. *Геологические условия возникновения землетрясений.* В обстановке горизонтального сжатия сильные землетрясения в первую очередь связаны с областями зонной орогенной переработки земной коры. Внутри этих областей сильные землетрясения тяготеют к контактам вдавленных и выдавленных блоков. Эти контакты фиксируются аномально высокими значениями градиентов глубин поверхности напряженной мантии — $|\text{grad } \tilde{T}_0|$. Поле $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ является мелкомасштабным критерием прогноза места сильных землетрясений.

Внутри зон с высокими значениями $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ сильные землетрясения реализуются в орогенных поднятиях внутри рамповых грабенов, а в межгорных тектонических депрессиях — на крыльях и периклиналях внутривпадинных поднятий и вблизи разрывных ограничений тектонических депрессий и прилегающих поднятий. В различных частях перечисленных структурных форм сильные землетрясения возникают с различной вероятностью: вероятность возникновения сильных землетрясений убывает по мере удаления от разрывных контактов структур и от замковых частей внутривпадинных поднятий.

Наконец, при еще большей детализации можно утверждать, что при прочих равных условиях землетрясения (особенно сильные) возникают в стороне от зон дробления разломов и разупроченных частей их крыльев. Этот

последний результат, на наш взгляд, заслуживает специального рассмотрения.

2. *Разрывные нарушения и сейсмичность.* При изучении связей землетрясений с геологической обстановкой было установлено, что очаги землетрясений статистически смещены в сторону от крупных разрывных нарушений. Мы полагаем, что это явление связано с тем, что в непосредственной близости от сместителей разрывов объемы горных пород настолько разупрочнены (Погребиский и др., 1971; Шерман, 1976; Кучай и др., 1978), что в них просто не может накопиться упругая энергия, достаточная для возникновения сильного землетрясения. Кроме того, как известно, в непосредственной близости от существующих разрывных нарушений располагаются зоны с пониженным уровнем напряжений, а участки с повышенным уровнем напряжений локализуются на некотором удалении от плоскости разрывного нарушения [Гзовский, Михайлова, 1972]. Иными словами, можно считать, что расположение очагов землетрясений (особенно сильных) в стороне от разрывных нарушений связано как с разупрочнением горных пород в зоне разлома, так и с приуроченностью землетрясений к зонам повышенного уровня напряжений, удаленным от плоскости разлома. Рассмотрим некоторые материалы, подтверждающие это.

В первую очередь необходимо обратить внимание на концентрацию очагов землетрясений в стороне от Таласо-Ферганского разлома (рис. 59). Гипоцентры землетрясений с $K \leq 10$ (определения по данным сети сейсмических данных КСЭ ИФЗ АН СССР с точностью ± 3 км в плане и 5 км по глубине вблизи пересечения Таласо-Ферганского разлома рекой Нарын) в зоне самого разлома фиксируют сейсмически немую область. При этом предельные контуры удаленности гипоцентров образуют подобные кривые по обе стороны от следа Таласо-Ферганского разлома на поверхности Земли (см. рис. 59). Очевидно, ни одну из этих кривых нельзя считать сместителем Таласо-Ферганского разлома¹. Но если допустить, что в пространстве, заключенном между этими кривыми, породы настолько разупрочнены, что уже неспособны аккумулировать и сбрасывать упругую энергию, то каждая из кривых в отдельности, возможно, соответствует зоне разгрузки упругих напряжений и тогда конфигурация этих подобных кривых в какой-то мере отражает и геометрию самого сместителя.

Представление о том, что разупрочненные породы являются объемами, неблагоприятными для возникновения землетрясений, позволяет поставить проблему шире и попытаться оценить влияние прочностных свойств горных пород на распределение сейсмичности. Полагая, в частности, что не все горные породы способны к аккумуляции упругой энергии и сбрасыванию ее в упругой форме, можно ожидать определенную избирательность

¹ В работе В.П. Грина, В.И. Кнауфа, О.К. Чедий [1973] ошибочно утверждается, что "на Принарынском участке Таласо-Ферганского разлома очаги землетрясений концентрируются в обоих его крыльях и образуют круто уходящую на глубину 15–20 км зону шириной 5–7 км" (с. 158). Фактически же непосредственно с зоной разлома связан локальный минимум числа землетрясений. Утверждение же, что "эта сейсмоактивная зона при погружении испытывает S-образный изгиб" (там же), соответствует действительности (см. рис. 59).

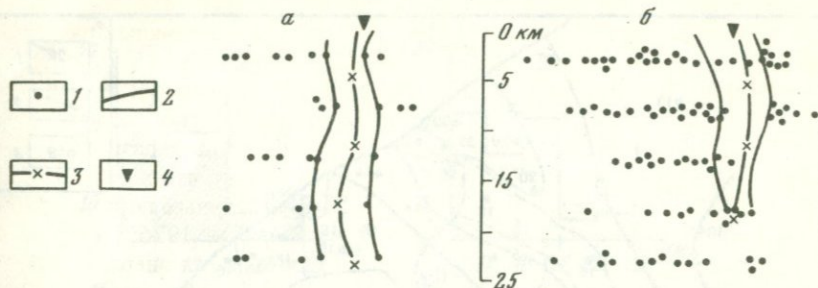


Рис. 59. Распределение по глубине очагов слабых землетрясений в двух поперечных сечениях (а и б) зоны Таласо-Ферганского разлома

1 — очаги слабых землетрясений, эпицентры которых определены с точностью ± 3 км, а глубины — с точностью ± 5 км; 2 — предельные контуры, отделяющие сейсмически немую зону от сейсмически активной; 3 — предполагаемое положение сместителя Таласо-Ферганского разлома на глубине; 4 — след Таласо-Ферганского разлома на поверхности Земли

Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковые

возникновения землетрясений в зависимости от особенностей геологического разреза. Выявление таких связей осуществим на примере Ферганской впадины и окружающих хребтов.

В пределах рассматриваемой территории выделяются несколько неотектонических зон, отличающихся одна от другой как историей геологического развития, так и прочностными свойствами горных пород геологического разреза (рис. 60). Об этих особенностях вкратце будет сказано ниже.

Для всего рассматриваемого района в целом характерен постепенный спад количества очагов землетрясений с глубиной: от 30% на глубинах 0–5 км до 9% на глубинах 15–20 км (рис. 61). Однако в пределах отдельных тектонических зон, кроме общего уменьшения числа очагов с глубиной, наблюдается вполне определенная связь очагов землетрясений с пачками компетентных горных пород. Особенно хорошо эта закономерность видна на примере землетрясений Ферганского хребта.

Распределение очагов землетрясений Ферганского хребта по глубинам резко отличается от общего распределения для Ферганы и Приферганья. Для хребта в целом максимальное количество землетрясений связано не с глубиной 0–5 км (25%), а с глубинами 5–15 км, по 28% в интервалах глубин 5–10 и 10–15 км. Аномальность этой гистограммы особенно наглядна при сравнении с распределениями очагов землетрясений по глубинам в пределах Чаткальского и Алайского хребтов (см. рис. 61), имеющих максимум на глубинах 0–5 км.

Причина такого своеобразия в распределении землетрясений по глубинам понятна с учетом особенностей геологического разреза Ферганского хребта. По особенностям геологического строения Ферганский хребт можно разделить на две части — северо-западную, где преимущественно развиты компетентные палеозойские породы, и юго-восточную, в пределах которой широко развиты мощные толщи некомпетентных юрских пород. Для северо-восточной половины Ферганского хребта, для которой харак-

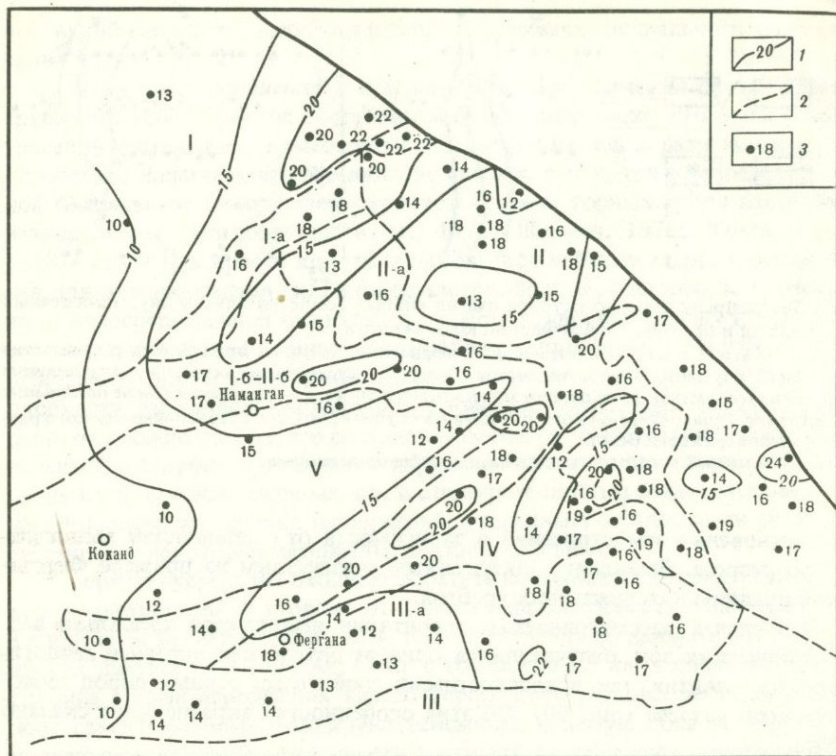


Рис. 60. Поверхность средних глубин очагов слабых землетрясений Ферганской впадины и смежных территорий [Кучай, 1973]

1 — изоглубины, км; 2 — границы неотектонических зон; 3 — пункты определения глубин очагов землетрясений и их значения, км

I—III — зоны поднятий Чаткальского (I), Ферганского (II) и Алайского (III) хребтов; IV — Ош-Карасуйская впадина; V — центральная часть Ферганской депрессии; Iа—IIIа — высокие предгорья: Iа — Чаткальского, IIа Ферганского, IIIа Алайского хребтов; I-6, II-6 — низкие предгорья Чаткальского и Ферганского хребтов и структура Андijanской перемычки

терен монотонный по прочностным свойствам разрез, распределение очагов землетрясений по глубине идентично распределению для всего района в целом и для Чаткальского хребта в частности (см. рис. 61). В юго-восточной же части Ферганского хребта очаги землетрясений на глубинах 0—5 км отсутствуют вообще, а на глубинах 5—10 и 10—15 км их соответственно 42 и 48%. В рамках принятых допущений отсутствие землетрясений на глубинах 0—5 км в юго-восточной части Ферганского хребта логично связать с низкой прочностью широко развитых на глубинах 0—5 км пластичных юрских толщ, не способных к значительным упругим деформациям.

Эта закономерность сохраняется повсеместно, где среди толщ компетентных горных пород имеют место достаточно мощные слои некомпетентных горных пород с низкой прочностью [Кучай, 1973]. Повсеместно с

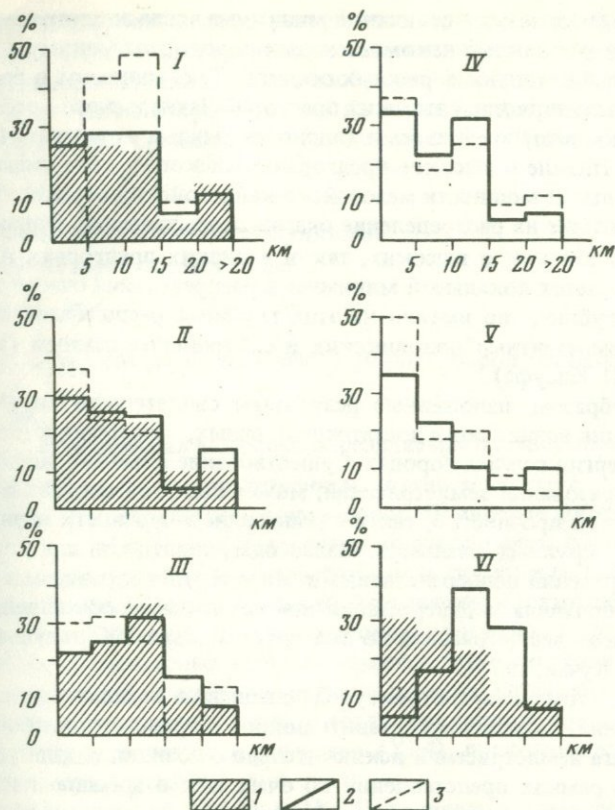


Рис. 61. Гистограммы распределения очагов землетрясений с $K \leq 11$ по глубинам для Ферганской впадины и окружающих хребтов [Кучай, 1973]

На графике I: 1 – Ферганский хребет, исключая зону распространения юрских отложений; 2 – весь Ферганский хребет; 3 – область развития юрских отложений в Ферганском хребте

На графике II: 1 – весь район в целом; 2 – Ферганский хребет, исключая область распространения юрских отложений; 3 – Чаткальский хребет

На графике III: 1 – Ош-Карасуйская впадина; 2 – высокие предгорья Ферганского хребта; 3 – высокие предгорья Чаткальского хребта.

На графике IV: 2 – высокие предгорья Алайского хребта; 3 – низкие предгорья Алайского хребта.

На графике V: 2 – Ферганская впадина; 3 – Алайский хребет.

На графике VI: 1 – распределение землетрясений для всего района в целом; 2 – распределение землетрясений с $K = 12 \div 13$

толщами некомпетентных горных пород связаны минимумы в распределении очагов землетрясений по глубине (см. рис. 61). Так, в Ош-Карасуйской впадине мощность кайнозойских рыхлых осадков превышает 5 км и на глубинах 0–10 км имеет место минимум в распределении числа землетрясений по глубинам; в высоких предгорьях Ферганского хребта, где имеется достаточно мощная мезозойско-кайнозойская "покрышка" малопрочных пород, в интервале 0–5 км фиксируется относительный минимум в распределении очагов землетрясений. Можно установить вполне оп-

ределенную связь между величиной минимума числа землетрясений в гистограммах и мощностью некомпетентных пород: этот минимум тем больше, чем больше мощность рыхлых осадков. Так, минимум в распределении очагов землетрясений высоких предгорий Чаткальского хребта на глубинах 0–5 км мал; мала здесь и мощность рыхлых отложений (не более 1–1,5 км). Низкие и высокие предгорья Алайского хребта имеют относительно небольшие мощности мезозойско-кайнозойских осадков, практически не влияющие на распределение очагов землетрясений. Однако на глубинах 5–10 км как в высоких, так и в низких предгорьях Алайского хребта отмечается локальный минимум в распределении очагов землетрясений по глубине, но именно на этих глубинах располагаются мощные толщи некомпетентных ордовикских и силурийских сланцев (устное сообщение В.И. Кнауфа).

Таким образом, изложенные результаты свидетельствуют о том, что землетрясения возникают в достаточно прочных, способных к накоплению упругой энергии горных породах. Существование объемов, неблагоприятных для образования землетрясений, может быть связано как с наличием толщ с низкой прочностью, так и с понижением прочности горных пород вблизи зон крупных разломов. Малая благоприятность для возникновения землетрясений непосредственно в зонах крупных разломов в последнее время получила подтверждения при детальном сопоставлении механизмов очагов землетрясений со сместителем Дарваз-Каракульского разлома [О.А. Кучай, 1976].

Все это (в том числе и структурная специфика возникновения сильных землетрясений) позволяет поставить вопрос о правомочности объяснения физики очага землетрясений исключительно с позиции теории упругой отдачи или в рамках представлений об очаге как о трещине касательного разрыва. Этому посвящен следующий раздел.

3. *О механизме сильных землетрясений в условиях сжатия.* В главе III показано, что сильные землетрясения Средней Азии возникают преимущественно во вдавленных тектонических блоках. Этот факт служит основанием для предположения, что в энергетическом балансе землетрясений немаловажную роль играет энергия изменения объема [Кучай, 1966б, 1969а].

Известно, что твердые тела при действии всестороннего давления ведут себя подобно упругим телам и противостоят таким давлениям до любых возможных пределов [Надаи, 1936]. Если в объеме, перенапряженном всесторонним сжатием, внезапно образуется поверхность, свободная от нагрузок, то в глубь материала начнет распространяться волна разгрузки и процесс разрушения может перейти в самоподдерживающийся [Черепанов, 1974]. Хрупкое самопроизвольное разрушение происходит потому, что в зонах с высоким всесторонним сжатием плотность упругой энергии аномально высока и при образовании в этой зоне трещины выполняется условие самопроизвольного хрупкого разрушения Гриффитса:

$$dW > dA_0, \quad (XI. 1)$$

где dW — изменение освобождающейся упругой энергии при росте трещины; dA_0 — изменение поверхностной энергии, затрачиваемой на образование новых поверхностей трещин.

Причину самопроизвольного разрушения горных пород при образовании трещин в объеме, предварительно напряженном всесторонним сжатием, можно понять из самых общих соображений теории поля. Можно считать, что в случае всестороннего сжатия существует потенциальное поле энергии упругой деформации (энергии деформации объема)

$$W_0 = W_0(x, y, z), \quad (XI.2)$$

где W_0 является потенциальной функцией.

Тогда существует силовое поле

$$\vec{F} = -\text{grad } W_0. \quad (XI.3)$$

Если считать, что для разрушения горных пород необходимо, чтобы

$$F \geq F_{\text{кр}}, \quad (XI.4)$$

где $F_{\text{кр}}$ — ограниченная величина, определяемая прочностными свойствами горных пород, то при всестороннем сжатии величина F , как правило, недостаточна для разрушения горных пород. Появление добавочных девиаторных напряжений может привести к возникновению одной трещины. Эта единственная трещина может сыграть роль спускового крючка и спровоцировать лавинообразное трещинообразование и разрушение объема горных пород. Действительно, при хрупком образовании трещины в разрушающихся элементарных объемах практически мгновенно происходит падение напряжений от максимума почти до нуля. Упругая энергия в этих объемах также стремится к нулю, и тогда практически мгновенно в окрестности трещины реализуется равенство (XI.4), поскольку из (XI.3) следует, что при этом $|\text{grad } W_0| \rightarrow \infty$.

Выполнение условий (XI.1) и (XI.4) приводит к самопроизвольному развитию трещин в объемах горных пород, предварительно напряженных всесторонним сжатием. Практически это означает переход энергии объемной деформации в энергию изменения формы, что можно считать подобным ньютонову переходу потенциальной энергии в кинетическую.

При разрушении горных пород, для того чтобы были сняты нормальные напряжения, необходимо определенное расширение объема, подобно расширению в образцах, разрушающихся в условиях всестороннего сжатия [Бриджмен, 1955]. Такое расширение передробленного и растрескавшегося объема достигается сдвиганием части разрушенных горных пород в сторону зоны дробления крупного разлома. Рассмотренный процесс приводит к тому, что в условиях всестороннего сжатия при появлении добавочных девиаторных напряжений катастрофически быстро происходит лавинообразное самопроизвольное образование трещин, сопровождаемое сбрасыванием упругой энергии в виде сейсмических волн (сильное землетрясение). При этом основная область сбрасывания упругой энергии оказывается смещенной от зоны крупных разломов к его малоразупрочненным крыльям, что и было установлено на натурном материале.

Изложенные здесь представления отличаются от традиционных, когда полагается, что причиной землетрясения является смещение по какой-то одной плоскости разрыва. Тем не менее детальные исследования коэффи-

циентов затухания сейсмических волн, их преобладающих периодов и спектральных характеристик свидетельствуют о том, что предлагаемая модель не является экзотичной и что очаг землетрясения, скорее всего, представлен множеством разновеликих разрывных нарушений. Например, в очаге землетрясения с $M = 8$ возникает около $10^{5\frac{1}{2}6}$ разрывов [Шебалин, 1971а].

Таким образом, полагая, что геометрически очаг землетрясения близок к "периферийной" модели Н.В. Шебалина, мы считаем необходимым дополнить ее тем, что основной вклад в энергию землетрясения связан не столько с подвижками по отдельным разрывам, сколько с переходом накопленной потенциальной упругой энергии всестороннего сжатия в кинетическую энергию и энергию изменения формы. Значительность вклада энергии деформации объема в общий энергетический баланс землетрясения можно продемонстрировать на примере Ташкентского землетрясения. Энергия Ташкентского землетрясения 1966 г., определенная на основании макросейсмических данных, равна $1,2 \cdot 10^{12}$ Дж [Шебалин, 1971б]. Теоретическая оценка энергии этого землетрясения в рамках периферийной модели без учета энергии деформации объема — $1,6 \cdot 10^{11}$ Дж, т.е. на порядок ниже наблюдаемой. Это позволяет считать, что основная энергия Ташкентского землетрясения определена запасами накопленной упругой энергии деформации объема.

Настоящую главу мы посвятили проверке полученных результатов и их обсуждению. При этом мы имели возможность остановиться на некоторых важных проблемах, освещение которых в основном тексте было нецелесообразно. Нам представляется, что проведенное исследование в целом, а также проверка и обсуждение результатов свидетельствуют о хорошем приближении геодинамической модели зонного орогенеза к натуре и о целесообразности применения статистико-геодинамического подхода к решению задач сейсмического прогнозирования.

Структурные элементы приповерхностных частей земной коры лишь косвенно отражают глубинные процессы, с которыми связаны землетрясения различной энергии. В связи с этим в различных геодинамических условиях морфологически единообразные структурные элементы могут быть сформированы при совершенно разных способах приложения сил. Следовательно, в различных геодинамических условиях одни и те же структурные элементы несут разную информацию о глубинных процессах. Это приводит к тому, что признаки, информативные для прогноза землетрясений в одних геодинамических обстановках, будут неприменимы в другой геодинамической ситуации. Поэтому для каждого типа геодинамических условий (орогенез в условиях сжатия, зоны перехода от континентов к океанам и т.д.) необходимо искать свои специфические критерии сейсмического прогнозирования. Эти критерии могут быть найдены при условии понимания внутренней геодинамики конкретной территории, типичной для тех или иных геодинамических условий.

В предлагаемой работе исследована внутренняя геодинамика орогенов, формирующихся в обстановке горизонтального сжатия, и найдены критерии детального сейсмического прогноза по геологическим признакам для этих условий.

Развитие внутренней структуры орогенов, формирующихся в обстановке горизонтального сжатия, носит существенно зонный характер. В этих геодинамических условиях можно выделить четыре типа блоков, напряженное состояние которых существенно различно: 1) земная кора тектонических поднятий, находящихся в условиях, близких к свободному плаванию в верхней мантии; 2) земная кора тектонических депрессий, находящихся в условиях свободного плавания в верхней мантии; 3) вдавленные блоки; 4) выдавленные блоки.

Напряженное состояние земной коры определяется суперпозицией полей напряжений, обусловленных фоновыми сжимающими напряжениями, горизонтальными вариациями мощности земной коры, изгибающим моментом во вдавленных и выдавленных блоках и активными избыточными напряжениями, приложенными на подошве земной коры за счет отклонения блоков от состояния архимедова равновесия.

Величины горизонтальных сжимающих напряжений минимальны в центральных, наиболее поднятых частях хребтов-поднятий, с которыми связаны наибольшие мощности земной коры. Максимальные сжимающие напряжения (и максимальные значения касательных напряжений) приурочены

ны к краевым частям тектонических поднятий и депрессий. При этом в депрессиях уровень тектонических напряжений существенно выше, чем в окружающих поднятиях.

В развитии орогенных систем существенную роль играют деформации земной коры в процессе ее горизонтального сжатия и вертикальные движения блоков земной коры за счет их вдавливания и выдавливания относительно верхней мантии. Интегральные эффекты этих движений в Средней Азии примерно одинаковы. Что касается скоростей вертикальных тектонических движений за короткие промежутки времени, то вклад блоковых движений в наблюдаемые скорости вертикальных перемещений исключительно велик.

В условиях горизонтального сжатия развитие структурных форм в течение одного орогенного этапа идет в общем наследованно. Однако наложение на фоновое сжатие напряжений, вызванных горизонтальными вариациями мощности земной коры, приводит к постепенному уменьшению величины сжатия в зонах с наиболее мощной земной корой и к возрастанию сжатия в краевых частях поднятий и особенно депрессий. Как следствие этого в краевых частях депрессий аномально быстро увеличиваются мощности земной коры и эти части вовлекаются в поднятие. Таким образом формируются предгорья. После образования предгорий зона с повышенным уровнем сжимающих и максимальных касательных напряжений мигрирует ближе к центру депрессии. Этим процессом можно объяснить зонное вовлечение в поднятие периферических частей тектонических депрессий в обстановке горизонтального сжатия и постепенное уменьшение амплитуд смещений по новейшим разломам по мере удаления от тектонических впадин внутрь поднятий.

Внутри орогенов, развивающихся в обстановке горизонтального сжатия, сильные землетрясения возникают в зонах орогенной переработки земной коры. Внутри последних сильные землетрясения тяготеют к контактам вдавленных и выдавленных блоков. Эти контакты фиксируются аномально высокими значениями градиентов глубин поверхности напряженной мантии — $|\text{grad } \tilde{T}_0|$. Поле $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ является мелкомасштабным критерием прогноза места сильных землетрясений для орогенов, формирующихся в обстановке горизонтального сжатия.

Внутри зон с высокими значениями $|\text{grad } \tilde{T}_0|$ сильные землетрясения реализуются: 1) в орогенных поднятиях — внутри рамповых грабенов; 2) в межгорных тектонических депрессиях — на крыльях и периклиналях внутривпадинных поднятий и вблизи разрывных ограничений тектонических депрессий и прилегающих поднятий. В различных частях перечисленных структурных форм сильные землетрясения возникают с различной вероятностью; она убывает по мере удаления от разрывных контактов перечисленных структурных форм и по мере удаления от замковых частей внутривпадинных поднятий.

Наконец, при дальнейшей детализации можно утверждать, что при прочих равных условиях землетрясения (особенно сильные) возникают в стороне от зон дробления разломов и разупрочненных частей их крыльев.

Кроме того, существует контроль мест возникновения землетрясений

прочностными свойствами горных пород — сильные землетрясения возникают в толщах компетентных горных пород, их число в пластичных или разупрочненных разрывах объемах горных пород значительно меньше, чем в толщах прочных пород.

Слабые землетрясения не обнаруживают контроля современной орогенной структурой (для них сохраняется лишь контроль прочностными свойствами горных пород), и их, скорее всего, следует рассматривать как своеобразный фоновый треск разрушения земной коры Средней Азии в процессе современных деформаций.

Сейсмическая жизнь различных частей Среднеазиатского орогена в позднем плейстоцене и голоцене различна. Если в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню в течение последних 50000—100000 лет уровень максимальной интенсивности землетрясений остается неизменным, то в Северном Тянь-Шане с позднего плейстоцена и поныне наблюдается постепенный спад максимальной интенсивности землетрясений.

Полученные результаты позволяют считать, что сильные землетрясения возникают в весьма специфических структурных и механических условиях. Смещение очагов сильных землетрясений в сторону от крупных разрывных нарушений даст нам основание представить сам очаг не столько в виде единой плоскости смещения разлома, сколько в образе множества лавинообразно развивающихся хрупких трещин, разрушающих объем горных пород, перенапряженный всесторонним сжатием. Такая модель очага землетрясения предполагает, что основная доля энергии землетрясения черпается из перехода энергии изменения объема в энергию изменения формы.

- Агаханянц О.Е., Пахомов М.М., Трофимов А.К.* К палеогеографии Памира в голоцене. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1964, 96, вып. 6, с. 505–509.
- Артюшков Е.В.* Происхождение больших напряжений в земной коре. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 8, с. 3–25.
- Атлас землетрясений в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 337 с.
- Бабаев А.М.* Неотектоника западного окончания Каратегинского хребта. — В кн.: Неотектоника и сейсмоструктурная геология Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969, с. 43–61.
- Бабаев А.М.* Новейший тектогенез зоны сочленения Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1975, 152 с.
- Бабаев А.М., Лысков Л.М., Таджикибеков М.* След древней катастрофы в Каратегине. — Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1977, № 2(64), с. 87–88.
- Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В.* и др. Поле упругих напряжений Земли и механизмы очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 192 с.
- Баратов Р.Б., Захаров С.А.* К вопросу о взаимоотношении Памира и Южного Тянь-Шаня. — Изв. АН ТаджССР. Отд. естеств. наук, 1956, № 14, с. 3–11.
- Беккер Я.А., Кошляков Г.В., Кузнецов Е.С.* Глубинное строение Юго-Западного Таджикистана по геолого-геофизическим данным. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 24–29.
- Белоусов В.В.* К вопросу о методах сейсмического районирования. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, № 3, с. 209–222.
- Белоусов В.В., Горшков Г.П., Петрушевский Б.А.* По поводу статьи И.Е. Губина "О сейсмическом районировании юго-западной Туркмении". — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, № 5, с. 443–450.
- Бельский В.А.* О возрасте рельефа Юго-Западного Дарваза. — В кн.: Новейшая тектоника и сейсмоструктурная геология Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969, с. 20–34.
- Бельский В.А.* Некоторые вопросы методики определения возраста ярусов горного рельефа. — В кн.: Вопросы геологии Таджикистана. Душанбе, 1970, с. 18–20.
- Бельский В.А.* О величине среднего денудационного среза высокогорного обрамления Таджикской депрессии за новейший тектонический этап. — Докл. АН ТаджССР, 1973, 16, № 6, с. 43–46.
- Бельский В.А.* Новые представления о рельефе Кавказа и масштабах денудационного среза за неотектонический этап и аналогичные данные по некоторым другим районам. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, № 2, с. 135–138.
- Бельский В.А.* Новейшая тектоника зоны сочленения Северного Памира и Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1978. 254 с.
- Богданович К.И., Карк И.М., Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И.* Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.). — Тр. Геол. ком. Нов. сер., 1914, вып. 88. 270 с.
- Боголепов К.В.* О некоторых проблемах орогенеза. — В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 8–17.
- Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н.* Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 140 с.

- Бриджмен П.В.** Исследование больших пластических деформаций и разрыва. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 444 с.
- Бугаец А.Н., Дворниченко Г.К.** Методы многомерного статистического анализа при оценке месторождений полезных ископаемых на территории Казахстана. — В кн.: Математические методы в геологии. М.: Наука, 1968, с. 29–36.
- Бугаец А.Н., Дуденко Л.Н.** Математические методы при прогнозировании месторождений полезных ископаемых. Л.: Недра, 1976. 270 с.
- Бугаец А.Н., Мацак А.П., Садовский Ю.А.** Применение методов дискретного анализа при оценке месторождений полезных ископаемых на территории Казахстана. — Геол. рудных месторожд., 1970, 12, № 6, с. 62–72.
- Бунз В.И., Гоцадзе О.Д., Кейлис-Борок В.И.** и др. О сейсмическом риске на территории Кавказа (исходные модели и оценки для трех объектов). — В кн.: Интерпретация данных сейсмологии и неотектоники. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1975, вып. 8, с. 3–37.
- Бунз В.И., Рейман В.М.** К сеймотектонической характеристике центральной части Таджикской депрессии. — Труды Ин-та сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН ТаджССР, 1960, 7, с. 3–26.
- Буртман В.С.** Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 80, с. 128–151.
- Буртман В.С.** Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). — Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 104. 143 с.
- Васильковский Н.П., Репников М.П.** Тектоника и сейсмичность северо-восточной части Ташкентского района. Ташкент, 1940. 127 с.
- Винниченко С.М.** Палеосейсмодислокации — свидетельства древних сильных землетрясений Верхнего Вахша. — Докл. АН ТаджССР, 1977, 20, № 7, с. 46–49.
- Вистелиус А.В.** Задачи геохимии и ин-формационные меры. — Сов. геология, 1964, № 12, с. 5–26.
- Ворогин Ю.А., Каратаев Г.Н., Сигал Л.А., Эпштейн Е.Н.** Программа "Голотиш" для решения задач распознавания образов. Алма-Ата, 1968. 100 с.
- Высокоостровская Е.Б., Зеленецкий Д.С.** О количественной оценке перспектив территорий при поисках месторождений рудных полезных ископаемых. — Сов. геология, 1968, № 8, с. 58–71.
- Габриэлян А.А.** Новейшая тектоника и сейсмичность Кавказа и смежных частей Антикавказа: II Всесоюз. тектонич. совещ. Душанбинская сессия: Тез. докл. Душанбе, 1962, с. 33–35.
- Гайнанов А.Г., Ушаков С.А.** Изостазия и глубинное строение зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану в районе Курило-Камчатской впадины. — Докл. АН СССР, 1964, 158, № 3. с. 594–597.
- Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Кейлис-Борок В.И.** и др. Условия возникновения сильных землетрясений (Калифорния и некоторые другие регионы). — В кн.: Сборник советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе: Дониш, 1976, т. 1, кн. 2, с. 73–168.
- Геология и математика. Новосибирск: Наука, 1967. 254 с.
- Геология и математика. Новосибирск: Наука, 1970. 224 с.
- Герасимов И.П.** Применение геоморфологических методов при сеймотектонических исследованиях. — Труды геофиз. ин-та АН СССР, 1954, № 25 (152), с. 87–96.
- Герасимов И.П., Ранцман Е.Я.** Неотектоника сейсмических районов Тянь-Шаня и Памиро-Алая по данным геоморфологического анализа. — В кн.: Активизированные зоны земной коры. М.: Наука, 1964, с. 146–152.
- Гзовский М.В.** О задачах и содержании тектонофизики. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, с. 244–263.
- Гзовский М.В.** Основные вопросы тектоники и тектонофизики Байджансайского синклиория. М.: Изд-во АН СССР, 1959, ч. 1/2. 256 с.
- Гзовский М.В.** Тектонофизика и сейсмическое районирование. — В кн.: Вопросы сейсмического районирования. — Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР, 1960, № 8, с. 67–72.
- Гзовский М.В.** Основные вопросы тектоники и тектонофизики Байджансайского синклиория. М.: Изд-во АН СССР, 1963, ч. 3/4, 544 с.
- Гзовский М.В.** Тектонофизическое сопоставление новейших тектонических

- движений с сейсмичностью, гравитационными аномалиями и глубинными процессами в пределах СССР. — В кн.: Активизированные зоны земной коры. М.: Наука, 1964, с. 58—77.
- Гзовский М.В.* Градиент скорости движений, напряженное состояние земной коры и энергия тектонических процессов новейшего времени. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967, с. 30—37.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Рейснер Г.И.* Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений земной коры и некоторые результаты их применения. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 8, с. 1147—1156.
- Гзовский М.В., Михайлова А.В.* Энергетика тектонических процессов. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972, с. 120—137.
- Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 392 с.
- Горелов С.К., Раицман Е.Я.* Количественные методы оценки новейших движений земной коры. — В кн.: Современные проблемы географии. М.: Наука, 1964, с. 266—271.
- Горшков Г.П.* Новейшие тектонические движения и геофизика. — Землеведение, 1950, 3, с. 16—25.
- Горячев А.В.* Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М.: Изд-во АН СССР, 1959, 180 с.
- Григоренко П.Г.* Основные черты геологического развития Киргизского Тянь-Шаня в четвертичном периоде. — В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 5—23.
- Григорьев А.С.* Напряженное состояние и деформация прямоугольного вязкого массива при боковом смещении. — В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971, с. 61—72.
- Грин В.П., Кнауф В.И., Чедия О.К.* Исходные положения и задачи изучения сейсмичности Киргизии. — В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. Верхняя мантия. М.: Наука, 1973, № 10, с. 152—160.
- Губин И.Е.* Сейсотектонический метод сейсмического районирования. — Труды Геофиз. Ин-та АН СССР, 1950, № 13 (140), 64 с.
- Губин И.Е.* О некоторых вопросах сейсмического районирования. — Труды Геофиз. Ин-та АН СССР, 1954, № 25 (152), с. 36—73.
- Губин И.Е.* В защиту сейсотектонического метода сейсмического районирования. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1955, № 2, с. 137—155.
- Губин И.Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 464 с.
- Девдариани А.С.* Математический анализ в геоморфологии. М.: Недра, 1967, 156 с.
- Джанузаков К.* Землетрясения Киргизии и сейсмическое районирование ее территории. Фрунзе: Илим, 1964, 116 с.
- Думитрашко Н.В., Лилленберг Д.А.* Сейсмичность Кавказа и ее связь с современной и новейшей тектоникой: II Всесоюз. тектон. совещ. Душанбинская сессия: Тез. докл. Душанбе, 1962, с. 35—36.
- Елисеев В.И.* К вопросу о генезисе и возрасте динозаврового горизонта юго-восточной Бетпак-Далы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 9, с. 87—91.
- Елисеев В.И.* Кайнозойские аллювиальные отложения северо-восточной части Чуйской впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1961, 192 с.
- Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука, 1966, 232 с.
- Захаров С.А.* Тектонические критерии сейсмического районирования долины р. Вахш, восточной части Гиссарской долины и примыкающих районов. — В кн.: Активизированные зоны земной коры. М.: Наука, 1964, с. 248—254.
- Захаров С.А.* О характерных чертах неотектоники Таджикской депрессии. — В кн.: Новейшая тектоника и сейсотектоника Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969, с. 3—19.
- Захаров С.А.* Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970, 308 с.
- Зорин Ю.А.* Геофизические аспекты проблемы эпох выравнивания рельефа (на примере Восточной Сибири). — Геоморфология, 1972, № 2, с. 13—18.

- Кириллова И.В., Сорский А.А.* Тектоника и сейсмичность Кавказа. — В кн.: Структуры земной коры и деформации горных пород. М.: Наука, 1960, с. 158–170. (Доклад. сов. геол. к 21 сессии Междунар. геол. конгр. Проблема 18).
- Киселев В.В., Королев В.Г.* Бешташ-Терекский правый сдвиг и сдвиговая тектоника в западной части Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1964, с. 61–78.
- Королев В.Г.* Об унаследованном характере некоторых мезозойских впадин Северного Тянь-Шаня. — Труды Ин-та геол. АН КиргССР, 1956, вып. 7, с. 87–94.
- Костенко Н.П.* Геоморфологический анализ речных долин горных стран на примере Кухистана. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода СССР, 1958, вып. 22, с. 73–90.
- Костенко Н.П.* Изменение наклонов земной поверхности и сейсмичность (на примере стран юга Средней Азии). — Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР, 1960, № 8, с. 150–156.
- Костенко Н.П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
- Крамбейн У., Кауфман М., Мак-Кеммон Р.* Модели геологических процессов. М.: Мир, 1973. 150 с.
- Кренделев Ф.П., Дмитриев А.Н., Журавлев Ю.И.* Сравнение геологического строения зарубежных месторождений докембрийских золотоносных конгломератов с помощью дискретной математики. — Докл. АН СССР, 1967, 173, № 5, с. 1149–1152.
- Кренделев Ф.П., Кренделев С.Ф.* Эвристические методы в геологии. М.: Наука, 1977. 152 с.
- Крестников В.Н.* О влиянии палеозойского структурного плана на развитие поднятий Северного Тянь-Шаня в неогене и четвертичном периоде. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, 30, вып. 6, с. 55–68.
- Крестников В.Н.* Сейсмичность и геологическое строение. — Природа, 1957, № 8, с. 25–34.
- Крестников В.Н.* История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 179 с.
- Крестников В.Н., Нерсесов И.Л.* Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. — Сов. геология, 1962, № 11, с. 36–69.
- Кулагин В.К., Кулагина М.В., Топор Е.Г.* О глубинном строении зон сочленения Таджикской депрессии с Южным Тянь-Шанем и Памиром. — В кн.: Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976, с. 84–107.
- Кулагина М.В.* Особенности рельефа поверхности Мохоровичича в пределах Афгано-Таджикской депрессии, Памира и Южного Тянь-Шаня. — Докл. АН ТаджССР, 1971, 14, № 8, с. 18–21.
- Кулагина М.В., Лукк А.А., Кулагин В.К.* Блоковое строение земной коры Таджикистана. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 70–84.
- Кучай В.К.* Подобные структуры Таласской впадины. — В кн.: Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1964, с. 95–102.
- Кучай В.К.* Асимметрия неотектонических поднятий Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1966а, с. 97–108.
- Кучай В.К.* О сейсмогеологическом районировании северо-запада Киргизии. — Изв. АН КиргССР, 1966б, № 3, с. 45–55.
- Кучай В.К.* Потенциальная энергия деформации объема и условия возникновения сильных землетрясений Киргизии. — В кн.: Материалы III Всесоюз. симпозиума по сейсмическому режиму. Новосибирск: Наука, 1969а, с. 57–69.
- Кучай В.К.* Результаты повторного обследования остаточных деформаций в плейстоценовой области Кебинского землетрясения. — Геол. и геофиз., 1969б, № 8, с. 101–108.
- Кучай В.К.* Использование палеосейсмодислокаций при изучении сейсмического режима (на примере плейстоценовой области Чаткальского землетрясения 1946 г.). — Геол. и геофиз., 1971а, с. 124–129.
- Кучай В.К.* О возможном механизме Среднеазиатского орогена. — Докл. АН ТаджССР, 1971б, 14, № 11, с. 28–31.

- Кучай В.К.* О статистическом отборе критериев оползневых прогнозирования Таджикистана. — В кн.: Инженерная геология и гидрогеология Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1971в, с. 100—108.
- Кучай В.К.* Количественная оценка новейших движений вдоль линии Таласо-Ферганского разлома в связи с его сейсмичностью. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972а, № 4, 84—89.
- Кучай В.К.* Мощности слоев. — Геол. и геофиз., 1972б, с. 106—112.
- Кучай В.К.* Особенности максимального сейсмического воздействия по палеосейсмогеологическим данным. — Геол. и геофиз., 1972в, № 12, с. 85—95.
- Кучай В.К.* Сейсмичность и структурные элементы Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 7, с. 101—107.
- Кучай В.К.* Мобилизм и унаследованность. — Изв. АН ТаджССР. Отд. геол. и физ.-техн. наук, 1975а, с. 75—75.
- Кучай В.К.* Поле тектонических напряжений, поверхность свободной мантии, сейсмичность и орогенез. — В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975б, с. 144—155.
- Кучай В.К.* Количественный анализ тектонических движений горных стран. — Геол. и геофиз., 1976а, № 8, с. 35—44.
- Кучай В.К.* О вероятностном геологическом прогнозировании. — Геол. и геофиз., 1976б, № 10, с. 104—112.
- Кучай В.К.* О возрасте верхнего яруса рельефа зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. — Докл. АН ТаджССР, 1977а, 20, № 11, с. 37—39.
- Кучай В.К.* Палеосейсмоданные и детализация сейсмогеологического районирования. — В кн.: Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического микрорайонирования. М.: Изд-во МГУ, 1977б, с. 61—67.
- Кучай В.К., Кучай О.А.* Определение векторов горизонтальных движений блоков земной коры в современном поле тектонических напряжений. — Докл. АН ТаджССР, 1976а, 19, № 11, с. 34—38.
- Кучай В.К., Кучай О.А.* Поле тектонических напряжений и векторы горизонтальных движений блоков земной коры. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М., 1976б, с. 48—51.
- Кучай В.К., Певнев А.К., Гусева Т.В.* О характере современных тектонических движений в зоне Вахшского надвига. — Докл. АН СССР, 1978, 240, № 3, с. 673—676.
- Кучай В.К., Пономарев В.С.* Оценка вероятности возникновения сильных землетрясений по комплексу геофизических и геологических признаков. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976а, № 9, с. 33—40.
- Кучай В.К., Пономарев В.С.* Дополнение к статье "Оценка вероятности возникновения сильных землетрясений по комплексу геофизических и геологических признаков". — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976б, № 12, с. 117—120.
- Кучай В.К., Трифонов В.Г.* Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома. — Геотектоника, 1977, № 3, с. 91—105.
- Кучай О.А.* О соотношении движения в зоне разлома и подвигек в очагах землетрясений. — Докл. АН ТаджССР, 1976, 19, № 8, с. 24—27.
- Кучай О.А., Кучай В.К., Соболева О.В.* Геологическое движение в современном поле тектонических напряжений. — Докл. АН ТаджССР, 1975, т. 18, № 9, с. 24—27.
- Леонов Н.Н.* Хаитское землетрясение и геологические условия его возникновения. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 3, с. 409—424.
- Леонов Н.Н.* Роль геологического строения при образовании остаточных деформаций грунтов во время землетрясений. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1965, с. 132—136.
- Логико-математическая обработка геологической информации: (Оперативно-информационный материал). Новосибирск, 1975. 190 с.
- Логико-математическая обработка геологической информации: (Теория и математический аппарат). Новосибирск, 1976. 152 с.
- Лопатин Г.В.* Наносы рек СССР. М.: Географгиз, 1952. 367 с.
- Лоскутов В.В.* Геоморфология Таджикистана. — В кн.: Новейший этап геологического развития Таджикистана. Душанбе: Полиграфкомбинат, 1962, с. 189—214.
- Лоскутов В.В.* Геоморфологическая карта Таджикской ССР. — Атлас Таджикской ССР. М.; Душанбе: ГУГИК СМ СССР, 1968, с. 38—41.

- Лоскутов В.В., Еришова Л.Н., Колотов В.А., Лим В.В. О стратиграфии верхнеплиоцен-нижнечетвертичных отложений Таджикской депрессии. — Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук., 1971, № 7(40), с. 91–101.
- Лысов Л.М. Геоморфология и новейшая тектоника района верхнего Вахша. — В кн.: Новейшая тектоника и сейсмоструктура Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969, с. 62–96.
- Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
- Макаров В.И., Скобелев С.Ф., Трифонов В.Г. и др. Глубинная структура земной коры на космических изображениях. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1974, с. 9–42.
- Методы детального изучения сейсмичности. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 328 с.
- Мушкетов И.В. Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г. — Труды Геол. ком., 1890, 10, № 1, 154 с.
- Мушкетов И.В. Чиликское землетрясение 30 июня (12 июля) 1889 г. — В кн.: Материалы для изучения землетрясений России. Изв. РГО, 1891, т. 27.
- Надаи А. Пластичность. М.; Л.: ОНТИ НКТП, 1936. 280 с.
- Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Кучай В.К. Особенности пространственного распределения сейсмического фона. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 119–131.
- Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неотектонического районирования горных областей. М.: Недра, 1971. 142 с.
- Несмеянов С.А., Макаров В.И. Корреляция новейших отложений Тянь-Шаня. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1974, № 41, с. 82–98.
- Николаев В.А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 2, с. 19–36.
- Николаев Н.И., Шульц С.С. Обзорная карта новейшей тектоники и принципы ее составления. — В кн.: Неотектоника СССР. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1961, с. 47–54.
- Николаев П.Н. Влияние истории тектонического развития на сейсмическую активность (на примере Ферганской впадины). — В кн.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М.: Наука, 1968, с. 78–93.
- Никонов А.А. Закономерности развития речных долин юга Средней Азии. — Геоморфология, 1972, № 1, с. 85–92.
- Никонов А.А. Современные голоценовые сейсмоструктурные дислокации в Южно-Тяньшанской сейсмической зоне (Таджикистан). — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 12, с. 71–76.
- Никонов А.А. Анализ тектонических движений по Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоне разломов в позднем плиоцене и в четвертичное время. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, вып. 2, с. 5–23.
- Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.
- Петрушевский Б.А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 552 с.
- Петрушевский Б.А. О некоторых текущих задачах сейсмогеологии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1957, вып. 5, с. 99–125.
- Петрушевский Б.А. О связи между землетрясениями максимальной силы и геологической обстановкой. — В кн.: Вопросы сейсмического районирования. Бюл. Совета по сейсмологии, 1960, 8, с. 28–35.
- Петрушевский Б.А. Новейшие тектонические движения континентальной Азии и сейсмологическая обстановка областей их проявления. — В кн.: Активизированные зоны земной коры. М.: Наука, 1964, с. 45–57.
- Писаренко В.Ф., Раутиан Т.Г. Статистическая классификация по нескольким признакам. — В кн.: Машинная интерпретация сейсмических волн. М.: Наука, 1966, с. 150–182. (Вычислительная сейсмология; Вып. 2).
- Погребиский М.М., Рац М.В., Чернышев С.Н. О зависимости густоты тектонических трещин от расстояния до разрывов. — Докл. АН СССР, 1971, 201, № 4, с. 927–930.
- Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М., Третьякова Н.В. Особенности пространственного распределения сейсмичес-

- ти в местах возникновения больших землетрясений. — В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 169—184.
- Рацман Е.Я., Пшенин Г.Н.* Новейшие горизонтальные движения земной коры в зоне Таласо-Ферганского разлома по данным геоморфологического анализа. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967, с. 155—159.
- Рейснер Г.И.* Построение карт градиентов скорости вертикальных тектонических движений земной коры на примере Северного Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 9, с. 1316—1320.
- Рекач В.Г.* Руководство к решению задач по теории упругости. М.: Высшая школа, 1966. 228 с.
- Рихтер Ч.Ф.* Элементарная сейсмология. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 670 с.
- Родионов Д.А., Серых В.М.* Проблема выбора поисковых признаков и ее статистическое решение. — В кн.: Математические методы в геологии. М.: Наука, 1968, с. 23—29.
- Садыбакасов И.* Неотектоника центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1972. 117 с.
- Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. 476 с.
- Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана. Душанбе: Дониш, 1970. 280 с.
- Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического микрорайонирования. М.: Изд-во МГУ, 1977. 158 с.
- Солоненко В.П.* Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 58—74.
- Солоненко В.П.* Шрамы на лике Земли. — Природа, 1970, № 9, с. 17—25.
- Солоненко В.П.* Сейсмогенные деформации и палеосейсмогеологический метод. — В кн.: Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск: Наука, 1977, с. 83—131.
- Талипов М.А.* Некоторые вопросы био-стратиграфии четвертичных отложений на примере Джергаланского разреза Тянь-Шаня. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968, с. 23—24.
- Тарасов С.А.* К вопросу о стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Кочкорской впадины. — В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 52—68.
- Тохтуев Г.В., Борисенко В.Г., Титмерова А.А.* Физико-механические свойства пород Кривбасса. Киев: Гос. изд-во техн. лит-ры УССР, 1962. 102 с.
- Трофимов А.К.* Основные этапы развития гор Средней Азии. — В кн.: Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973а, с. 98—115.
- Трофимов А.К.* Яркость рельефа гор Средней Азии и проблема коррелятивных отложений. — В кн.: Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973б, с. 116—127.
- Трофимов А.К., Чедия О.К.* К методике оценки интенсивности новейших тектонических движений по геолого-геоморфологическим данным на примере р. Акбурты. — В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 152—171.
- Турбин Л.И.* Закономерности неотектонического развития Тянь-Шаньской подвижной области. — В кн.: Активизированные зоны земной коры. М.: Наука, 1964, с. 135—145.
- Турбин Л.И., Кучай В.К., Конюхов А.Г.* Основные черты новейшей тектоники Тянь-Шаня и принципы построения неотектонической карты этой территории. — В кн.: Проблемы неотектоники. М.: Изд-во МГУ, 1964, с. 91—93.
- Ушаков С.А., Исаяев Е.Н.* Поверхность свободной мантии под океанами. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1969, № 11, с. 12—14.
- Файтельсон А.Ш.* О состоянии земной коры в некоторых районах юга СССР. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1969а, № 7, с. 3—10.
- Файтельсон А.Ш.* Типы развития земной коры по данным о состоянии ее аномальных мощностей и неотектоники. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1969б, № 12, с. 3—6.
- Файтельсон А.Ш.* Архимедово равновесие земной коры. — В кн.: Изостазия. М.: Наука, 1973, с. 44—49.
- Флоренцов Н.А.* Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью. — В кн.: Вопросы сеймотектоники Прибайкалья и смежных территорий.

- Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР, 1960, № 10, с. 11–20.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
- Холин А.А., Быков Р.И., Шрайбман В.И. и др. Использование средств кибернетики для анализа геолого-геофизических факторов, определяющих нефтегазоносность антиклинальных поднятий. — В кн.: Математические методы в геологии. М.: Наука, 1968, с. 69–75.
- Чагин М.М. О применении информационных мер при решении задач геологического прогнозирования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 11, с. 80–86.
- Чагин М.М. Использование информационных мер для количественной оценки перспективных площадей. — Сов. геология, 1974, № 1, с. 147–152.
- Чагин М.М., Коноваленко В.А. Опыт применения теории информации для количественной оценки эффективности геофизических методов. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1970, № 8, с. 91–94.
- Чедия О.К. История геологического развития территории Таджикистана в кайнозое. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе: Полиграфкомбинат, 1962, с. 283–309.
- Чедия О.К. Юг Средней Азии в эпоху горообразования. Фрунзе: Илим, 1971. Кн. 1, 332 с.; 1972. Кн. 2, 226 с.
- Чедия О.К. Основные закономерности новейшего развития гор Средней Азии. — В кн.: Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973, с. 3–25.
- Чедия О.К., Уткина Н.Г. Новейшие структурные формы восточной части Алайского хребта. — Изв. АН КиргССР, 1967, № 6, с. 5–14.
- Чедия О.К., Язовский В.М., Фортуна А.В. О стратиграфическом расчленении киргизского красноцветного комплекса в Чуйской впадине и ее горном обрамлении. — В кн.: Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973, с. 26–52.
- Черепанов Г.П. Механика хрупкого разрушения. М.: Наука, 1974. 640 с.
- Чигарев Н.В. Некоторые методические приемы анализа террасовых рядов и их практическое приложение. — Геоморфология, 1970, № 3, с. 84–90.
- Шарль Шукри Сакла. Лабораторные исследования и упрощенный метод расчета общего размыва русла рек ниже плотины. — Изв. АН УзССР. Сер. техн. наук, 1964, № 2, с. 68–81.
- Шебалин Н.В. Замечания о преобладающих периодах, спектре и очаге сильного землетрясения. — В кн.: Сейсмические исследования для строительства. М.: Наука, 1971а, с. 50–78. (Вопросы инженерной сейсмологии; Вып. 14).
- Шебалин Н.В. Оценка размеров и положения очага Ташкентского землетрясения по макросейсмическим и инструментальным данным. — В кн.: Ташкентское землетрясение 1966 г. Ташкент: Фан, 1971б, с. 68–79.
- Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.
- Шехтман П.А. Принципы количественного прогнозирования на основе применения электронно-вычислительных машин. — В кн.: Математические методы в геологии. М.: Наука, 1968, с. 144–149.
- Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: ОГИЗ — Географгиз, 1948а. 222 с.
- Шульц С.С. Кочкорская впадина. — Сов. геология, 1948б, № 34, с. 28–40.
- Юл Дж., Кендалл Дж. Теория статистики М.: Госстатиздат, 1960. 550 с.
- Biot M.A. Stability of multilayered continua including the effect of gravity and viscoelasticity. — Journ. Franklin Inst. 1963, vol. 276, N 3, p. 231–251.
- Biot M.A. Theory of similar folding of the first and second kind. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, vol. 76, N 2, p. 251–258.
- Corbel J. Vitesse de l'érosion. — Z. geomorphol., 1959, Bd. 3. p. 348–351.
- Cummins W.A. Oceanic expansion and continental contraction. — Tectonophysics, 1971, vol. 12, N 4, p. 237–281.
- Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of continental collision. — Science, 1975, vol. 189, N 4201, p. 419–426.
- Molnar P., Tapponnier P. The collision between India and Eurasia. — Scientific American, 1977, vol. 236, N 4, p. 30–41.
- Orowan E. Mechanism of seismic faulting. — Mem. Geol. Soc. Amer., 1960, p. 323–345.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
--------------------	---

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ, ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ, ГИПОТЕЗА ЗОННОГО ОРОГЕНЕЗА	6
--	---

Глава I

Прогноз места землетрясений по геологическим признакам (состояние проблемы и схема сейсмогеологических исследований)	6
Очерк современного состояния проблемы прогноза места землетрясений по геологическим признакам	6
Схема сейсмогеологических исследований, принятая в работе	8

Глава II

Вопросы методики исследований	10
Статистические оценки тесноты связи картируемых геологических признаков и объектов и проблема вероятностного геологического прогнозирования	10
Методика количественного анализа плейстоценовых орогенных движений	18
Палеосейсмодислокации и определение палеобалльности	30

Глава III

Орогенез в условиях сжатия (геодинамика внутренней структуры Среднеазиатского орогена)	36
Общие положения	37
Тектонические напряжения в земной коре орогенов, развивающихся в обстановке горизонтального сжатия	39
Некоторые особенности формирования внутренней структуры горных стран в условиях сжатия	42
Зонный характер орогенеза и унаследованность структурных форм	45
Зонный орогенез и сильные землетрясения	48

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ ПАМИРА К ТЯНЬ-ШАНЮ 50

Глава IV

Современная орогенная структура зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню	50
Геоморфологическая характеристика	50
Современная орогенная структура	53
Особенности эволюции вдавненных блоков на примере зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню	63

Глава V

Палеосейсмодислокации зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню	65
Палеосейсмодислокации Южного Тянь-Шаня	65
Палеосейсмодислокации Передовой зоны Южного Тянь-Шаня	68
Палеосейсмодислокации Таджикской депрессии	68

Глава VI

Статистические связи землетрясений зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню с современной орогенной структурой	71
Характеристика геологического материала	72
Характеристика сейсмологического материала	72
Положение эпицентральных зон сильных землетрясений в современной орогенной структуре	73
Связь землетрясений сейсмического фона с современной орогенной структурой	77
Вероятностный прогноз места сильных землетрясений	78
Выводы	84

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ 85

Глава VII

Современная орогенная структура Северного Тянь-Шаня	85
Стратиграфия кайнозойских отложений	85
Современная орогенная структура	91

Глава VIII

Палеосейсмодислокации Северного Тянь-Шаня	114
Чуйская тектоническая зона	114
Кунгей-Киндикская тектоническая зона	116
Киргизская тектоническая зона	118
Таласо-Кочкорская тектоническая зона	121
Бешташ-Джумгалская тектоническая зона	121

Глава IX

Статистические связи землетрясений Северного Тянь-Шаня с современной орогенной структурой и вероятностное сейсмическое районирование по геологическим признакам	122
Анализируемый материал	122
Связь землетрясений различной энергии со структурными признаками	123
Разрывные нарушения и сейсмичность	125
Тенденции максимального уровня сейсмического воздействия и сейсмическое районирование по геологическим признакам	131
Выводы	134

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

ПРОВЕРКА И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ	135
---	-----

Глава X

Проверка результатов	135
--------------------------------	-----

Глава XI

Обсуждение результатов	141
Заключение	149
Литература	152

Валерий Кириллович Кучай

ЗОННЫЙ ОРОГЕНЕЗ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Утверждено к печати

Институтом геологии АН Таджикской ССР

Редактор *В.И. Макаров*

Редактор издательства *И.М. Ерофеева*

Художник *Е.Н. Волков*

Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*

Технические редакторы

Н.М. Петракова, Г.И. Астахова

Корректор *Т.И. Шеповалова*

ИБ № 21364

Подписано к печати 13.08.81. Т-09073

Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печл. 10,3 + 0,8 вкл. Уч.-издл. 12,7

Тираж 800 экз. Тип. зак. 440. Цена 1р. 90к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,

Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени

1-я типография издательства "Наука",

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к изданию следующие книги:

1. Мараханов В.И., Потапьев С.В. Структурное районирование Камчатской тектонической области.

В книге на основе геолого-геофизических данных последних лет определены границы Камчатской тектонической области. Проведен формационный анализ вулканогенных осадочных, магматических и метаморфических пород. Современные структурные элементы выделены также на основе формационных комплексов. По материалам ГСЗ построена модель земной коры Камчатки и выполнен анализ конвергентности геологических и геофизических данных при определении современной структуры тектонической области.

Для геологов, геофизиков, тектонистов.

Распространяется по подписке.

2. Очерки тектоники Корякского нагорья.

Книга содержит систематическое описание геологии меланократового фундамента и всех главнейших тектонических зон, выявленных в пределах этой обширной горной страны. Доказывается, что основная структурная особенность нагорья — сложное покровное строение. Обосновывается вывод о происхождении этой структуры в результате многостадийного преобразования океанической земной коры в континентальную, причем процесс этот еще не закончился. Характеристика структурных зон и выводы о тектонической эволюции имеют важное значение для разработки вопросов практической геологии.

Для геологов, геофизиков, геоморфологов.

3. Разницын Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана.

Книга посвящена анализу геологического строения и тектонического положения офиолитовых комплексов Восточного Сахалина и ряда районов на западной периферии Тихого океана (Папуа — Новая Гвинея, Новая Каледония и Северный Калимантан), их происхождению и тектонике сопряженных с ними глубоководных впадин краевых морей. На основе применения сравнительно-тектонического метода установлена генетическая связь между становлением офиолитовых аллохтонов и образованием глубоководных впадин краевых морей.

Для геологов, тектонистов.

Книги можно предварительно заказать в магазинах Центральной конторы "Академкнига", в местных магазинах книготоргов.

1 р. 90 к.

3672

